
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu
Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych
Zakład Klimatologii

**Optymalizacja metod wyznaczania
oraz synoptyczne uwarunkowania
ewapotranspiracji wskaźnikowej w Polsce**

Paweł Bogawski

Promotor rozprawy doktorskiej:
Prof. UAM dr hab. Ewa Bednorz

Poznań 2016

*Praca została sfinansowana ze środków Narodowego Centrum Nauki przyznanych na
podstawie decyzji numer DEC-2011/01/N/ST10/05954*

*Pracę dedykuję Rodzicom.
Dziękuję Im za przykład życia, za miłość, którą mnie obdarzyli,
za wolność wyboru studiów, którą mi pozostawili.*

Składam serdeczne podziękowania
Pani Prof. dr hab. Ewie Bednorz
– za pomoc merytoryczną, poświęcony czas,
dobre słowo, a także wyrozumiałość
podczas pisania niniejszej pracy.

Spis treści

Lista publikacji.....	4
Streszczenie	5
Abstract (<i>in English</i>)	8
1. Wstęp	11
1.1. Ewapotranspiracja – proces na pograniczu hydrosfery atmosfery pedosfery i biosfery	11
1.2. Pojęcie ewapotranspiracji wskaźnikowej	12
1.3. Znaczenie precyzyjnego wyznaczania ewapotranspiracji wskaźnikowej dla nawadniania.	14
1.4. Potrzeba optymalizacji obliczeń ewapotranspiracji wskaźnikowej w Polsce	15
2. Przedmiot, zakres i cele pracy.....	18
3. Materiał.....	19
3.1. Obszar badań	19
3.2. Ewapotranspiracja jako element cyklu hydrologicznego	20
3.3. Czynniki wpływające na ewapotranspirację wskaźnikową.....	21
3.4. Dane źródłowe	23
3.4.1. Dane meteorologiczne ze stacji naziemnych.....	23
3.4.2. Dane meteorologiczne z reanaliz.....	26
4. Porównanie i walidacja wybranych metod obliczania ewapotranspiracji wskaźnikowej na terenie Polski w odniesieniu do metody FAO-56 Penmana-Monteitha (<i>in English</i>)	27
5. Warunki atmosferyczne wpływające na wysokie wartości ewapotranspiracji w Polsce w okresie letnim (<i>in English</i>)	46
6. Typy cyrkulacji sprzyjające wysokim wartościom ewapotranspiracji (<i>in English</i>)	62
7. Zróżnicowanie przestrzenne i czasowe ewapotranspiracji wzdłuż polskiego wybrzeża	76
8. Porównanie ewapotranspiracji wskaźnikowej z pomiarami parowania z ewaporometru	87
9. Podsumowanie	99
10. Bibliografia	100
11. Podziękowania	106

Lista publikacji

1. Rozdział 4. Bogawski P., Bednorz E., 2014. Comparison and Validation of Selected Evapotranspiration Models for Conditions in Poland (Central Europe). *Water Resources Management* 28(14): 5021-5038. Artykuł w czasopiśmie z listy A MNiSW (40 punktów), Impact Factor: 2,60
2. Rozdział 5. Bogawski P., Bednorz E., 2016. Atmospheric conditions controlling extreme summertime evapotranspiration in Poland (central Europe). *Natural Hazards* 81(1): 55-69./ Artykuł w czasopiśmie z listy A MNiSW (30 punktów), Impact Factor: 1,75
3. Rozdział 6. Bogawski P., 2013. Extreme rates of FAO Penman-Monteith reference evapotranspiration related to atmospheric circulation pattern in Wielkopolska. [w:] *The functioning and protection of water ecosystems. Threats, protection and management of water resources*, Wyd. Bon-ami, Poznań: 18-30, ISBN 978-83-62298-37-2./Rozdział w monografii.
4. Rozdział 7. Bogawski P., 2013. Zróżnicowanie czasowe i przestrzenne ewapotranspiracji wskaźnikowej wzdłuż Polskiego wybrzeża – zastosowanie metody FAO Penmana-Monteitha. [w:] *Współczesne zagadnienia, problemy i wyzwania w badaniach geograficznych*. Wyd. Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk: 55-64, ISBN 978-83-7865-071-3./ Rozdział w monografii.
5. Rozdział 8. Bogawski P., 2014. Porównanie parowania z ewaporometru i ewapotranspiracji wskaźnikowej w Polsce. [w:] *Interdyscyplinarność w naukach o Ziemi. Studia przypadków*, tom 1. Red. J. Smutek, P. Aniśkiewicz. Wyd. Uniwersytetu Szczecińskiego. Szczecin: 13-24. ISBN 978-83-7241-981-1. /Rozdział w monografii.

Streszczenie

Nawadnianie jest niezbędne dla rozwoju roślin uprawnych w strefach suchych. W Polsce natomiast, susze pojawiają się okresowo. Mimo to mogą powodować znaczne straty objawiające się przede wszystkim zmniejszeniem plonów. W takim przypadku, nawadnianie pozwala na wzrost plonów, a także znaczną poprawę jakości produktów rolnych, takich jak ziemniaki, buraki, rzodkiewki, truskawki, owoce śliwy, jabłoni oraz gruszy. W kontekście zmian klimatu staje się jasne, że nawadnianie będzie prawdopodobnie odgrywać coraz większą rolę w produkcji rolnej na terenie kraju. Ze względu na to, że Polska nie należy do krajów zasobnych w wodę, optymalizacja zużycia wody na nawadnianie jest sprawą kluczową. Dlatego głównym celem pracy było udoskonalenie obliczania strat wody przez kalibrację wzorów na ewapotranspirację wskaźnikową (parowanie z gleby i transpiracja roślin łącznie, ET_0) i dostosowanie ich do warunków klimatycznych Polski. W pracy oceniono także tendencje zmian w ostatnich dziesięcioleciach oraz warunki atmosferyczne sprzyjające wysokim wartościom ET_0 .

Rekomendowana przez Organizację Narodów Zjednoczonych do Spraw Wyżywienia i Rolnictwa (FAO) metoda Penmana-Monteitha (PMF56) daje dobre wyniki przy użyciu pełnego zestawu danych meteorologicznych. Najtrudniej uzyskać dane natężenia promieniowania słonecznego (R_s) i salda promieniowania słonecznego (R_n), dlatego FAO podaje procedurę szacowania tych zmiennych na podstawie uśłonecznienia (n/N) za pomocą wzoru Ångströma. W publikacji FAO podane są standardowe współczynniki dla wspomnianego wzoru w przypadku, gdy nie ma regionalnej kalibracji (Allen i in. 1998). Takich współczynników używano dotychczas w Polsce, gdy korzystano z metody Penmana-Monteitha. W niniejszej pracy dostosowano wzór Ångströma do warunków Polski:

$$R_s = \left(a_s + b_s \frac{n}{N} \right) R_a$$

Gdzie: $a_s=0,094$, $b_s=0,549$; R_a – promieniowanie na górnej granicy atmosfery (określane na podstawie daty).

Do kalibracji współczynników a_s i b_s we wzorze Ångströma, jak też wszystkich zmienionych współczynników w omówionym dalej wzorze Hargreavesa na ET_0 wykorzystano

technikę ujednoliconego zredukowanego gradientu (ang. *generalized reduced gradient*), algorytmu matematycznego służącego do rozwiązywania problemów nieliniowych.

Okazało się, że kalibracja wzoru Ångströma znacznie poprawiła dostosowanie metody Penmana-Monteitha z obliczeniem salda promieniowania słonecznego za pomocą uśrednienia do metody referencyjnej, czyli Penmana-Monteitha obliczonej na podstawie całego wymaganego zestawu danych. Przykładowo, błąd względny zmniejszył się z $RE=0,186$ do $RE=0,096$ w walidacji wewnętrznej, a z $RE=0,227$ i $RE=0,212$ do odpowiednio $RE=0,110$ i $RE=0,106$ w walidacji zewnętrznej. Pozostałe współczynniki oceny dopasowania do modelu referencyjnego również poprawiły się.

W pracy ustalono także, że wzór Hargreavesa rekomendowany przez FAO, gdy dostępne są jedynie dane temperatury powietrza znacznie zawyża ET_0 i nie nadaje się do wiarygodnych obliczeń ewapotranspiracji w Polsce. W pracy dostosowano do warunków Polski także ten wzór, który po kalibracji okazał się jednym z najlepiej dostosowanych w Polsce do rekomendowanego wzoru FAO (PMF56) w Polsce. Błąd względny spadł z $RE=0,478$ do $0,275$ w walidacji wewnętrznej oraz z $RE=0,423$ i $RE=0,518$ do odpowiednio $RE=0,288$ i $RE=0,272$. Na podstawie jedynie danych temperatury (średniej (T_a), maksymalnej (T_{max}) i minimalnej dobowej (T_{min})), można na terenie Polski określić ET_0 korzystając z optymalizowanego wzoru Hargreavesa:

$$ET_0 = 0,408 \cdot 0,001 \cdot (T_a + 17,0)(T_{max} - T_{min})^{0,724} \cdot R_a$$

Korzystając z prognoz temperatury i powyższego wzoru, można też przewidywać wartości ET_0 .

Jednym z ważniejszych wyników pracy jest również sformułowanie modelu regresji wielorakiej, który wykazał się dobrym dostosowaniem do modelu referencyjnego, a wymaga mniejszej liczby zmiennych, jedynie salda promieniowania słonecznego R_n i temperatury maksymalnej T_{max} . Do skonstruowania tego wzoru wykorzystano technikę estymacji Cochrane-Orcutta, która pozwala na eliminację autokorelacji składnika losowego modelu regresji.

W projekcie określono, że ET_0 istotnie wzrosła w ostatnich 40 latach. W konsekwencji, optymalne zużycie wody, także na nawadnianie staje się coraz ważniejszym elementem gospodarki zasobami wodnymi.

W pracy zbadano możliwość wykorzystania danych parowania z ewaporometru do obliczania ET_0 . Nie udało się jednak uzyskać satysfakcjonujących wyników, co wskazuje, że parowanie ewaporometru uzyskane z dużego ewaporometru (średnica=5 m i głębokość=2 m) nie nadaje się do szacowania ET_0 w Polsce.

Do ważnych wyników projektu należy także uzupełnienie wiedzy na temat wpływu cyrkulacji atmosferycznej na ET_0 . Wykazano, że ekstremalne wartości ET_0 latem odnotowywane są w dniach, kiedy sytuacja synoptyczna przedstawia się następująco: na północnym wschodzie Polski występują dodatnie anomalie ciśnienia atmosferycznego (5 hPa), nad południową częścią Morza Bałtyckiego dodatnie anomalie powierzchni izobarycznej 500 hPa (100 m), a temperatura na powierzchni izobarycznej 850 hPa nad Niemcami i zachodnią Polską jest wyższa o 5°C od średniej dla lata. Także czynniki meteorologiczne rejestrowane przy powierzchni Ziemi potwierdzają, że pogoda związana z wyżem atmosferycznym sprzyja wysokiej ET_0 . Obserwując taki układ ciśnienia w prognozach, można spodziewać się wysokiej ewapotranspiracji wskaźnikowej.

Abstract

Irrigation is necessary for plants development, especially in dry climates. In Poland, droughts occur only temporary, but can cause marked losses in agriculture. Using irrigation it is possible to increase the crop yield and quality, especially following agricultural products: potatoes, red and sugar beat, radishes, strawberries, plums, pears and apples. In the context of recent climate warming it is clear, that the role of the irrigation will be increasing in agricultural production in Poland. Due to the fact that Poland is not regarded as a country abundant in water resources, the optimization of the use of water for irrigation is a crucial issue. Therefore, the main objective of the project was to adjust equations to reliably calculate the reference evapotranspiration (transpiration from plants and evaporation from soil considered together at reference surface, ET_0) to the climatic conditions in Poland. The other main objectives were to show the changes in evapotranspiration in Poland (last 40 years) and to characterize atmospheric conditions that favor high ET_0 values.

Penman-Monteith formula (PMF56), recommended by Food and Agriculture Organization (FAO), produces very good results in different climates, but requires a lot of meteorological data. The most difficult to obtain are the solar radiation data (R_s) or net radiation (R_n), so FAO provides procedures to estimate of solar radiation based on sunshine duration (n/N) calculated using Ångström equation. FAO also provides initial coefficients for use when the calibrated coefficients are not available for particular region. Until now, these initial coefficients were used in Poland when a Penman-Monteith method was used. The Ångström formula has been adjusted to the climatic conditions in Poland in the present work:

$$R_s = \left(a_s + b_s \frac{n}{N} \right) R_a$$

Where $a_s=0,094$, $b_s=0,549$ – calibrated regression coefficients for Poland, R_a – extraterrestrial radiation (calculated on the basis of the day of year).

The generalized reduced gradient, a method for solving non-linear problems, was used for calibration of a_s and b_s coefficients in the Ångström formula and the calibration of coefficients in other calibrated equations such as Hargreaves formula presented below.

It turned out that the calibration of Ångström equation markedly improved the adjustment of Penman-Monteith method with net radiation estimated by sunshine duration to a reference method, Penman-Monteith model calculated using the complete set of meteorological data. For example, relative error RE decreased from $RE=0.186$ to $RE=0.096$ in internal validation and from $RE=0.227$ or $RE=0.212$ to $RE=0.110$ or $RE=0.106$, respectively (external validation).

It was also documented that a Hargreaves formula recommended by FAO when only temperature data are available is not suitable for calculating evapotranspiration because it markedly overestimates ET_0 in Poland. In this work, the Hargreaves formula has been adjusted to the climatic conditions in Poland. After the calibration performed in this project, calibrated Hargreaves equation become one of the most reliable evapotranspiration models developed in Poland (compared to the reference PMF56 formula). For example, relative error decreased from $RE=0.478$ to $RE=0.275$ in internal validation and $RE=0.423$ or $RE=0.518$ to $RE=0.288$ or $RE=0.272$, respectively (external validation). This equation requires only mean (T_a), maximum (T_{max}) and minimum (T_{min}) air temperature and can be used to calculate and, based on the temperature forecast, reliably predict ET_0 in Poland:

$$ET_0 = 0.408 \cdot 0.001 \cdot (T_a + 17.0)(T_{max} - T_{min})^{0.724} \cdot R_a$$

One of the most important results there was a development of a multiple regression model, that has a very good adjustment to the reference Penman-Monteith method but requires only two meteorological parameters: net radiation R_n and maximum temperature T_{max} . A Cochrane-Orcutt estimation was used during the development of this model because it is the technique that removes serial autocorrelation from the error term.

The other results of the project showed that ET_0 increased in last 40 years. Consequently, the optimization in the use of water resources is an important issue in water management.

Pan evaporation data were also examined if they could be treated as an independent variable in a regression equation for calculating ET_0 . It turned out that pan evaporation data obtained from a large evaporation pan (diameter= 5 m; depth= 2 m) are not useful for calculating ET_0 in Poland.

In turn, synoptic analysis showed that following synoptic situations favor the occurrence of high evapotranspiration values in summer: there are positive anomalies in atmospheric pressure in the North-East Poland (+5 hPa), positive anomalies of the height of 500 hPa geopotential level (100 m) over the south Baltic Sea and positive anomalies of the temperature at 850 hPa geopotential height (5°C) over the eastern Germany. Also, the surface meteorological data show that anticyclonic weather is connected with high evapotranspiration. Observing a high pressure center over Lithuania, high evapotranspiration can be expected.

1. Wstęp

1.1. Ewapotranspiracja – proces na pograniczu atmosfery, pedosfery i biosfery

Na ewapotranspirację składają się dwa procesy: ewaporacja (parowanie) i transpiracja. Pierwszy z nich jest typowo fizyczny, który polega na przechodzeniu cząsteczek substancji ze stanu ciekłego do stanu gazowego przy udziale energii i może zachodzić z różnego typu wilgotnych powierzchni swobodnych, np. lustra wody, roślinności czy powierzchni sztucznych (Brutsaert 1982, Bac 1993, Kopcewicz 1948). Termin transpiracja oznacza parowanie wody zawartej w tkankach roślinnych, następnie gromadzenie pary wodnej w przestrzeniach międzykomórkowych i uwalnianie jej do atmosfery głównie przez aparaty szparkowe (Allen i in. 1998, Dawson i in. 2007). Globalnie, mniej więcej trzy czwarte wody która paruje z powierzchni lądów jest uwalniana w procesie transpiracji (von Caemmerer i Baker 2007). Trzeba jednak zaznaczyć, że ustalenie proporcji między ewaporacją i transpiracją jest trudne i ciągle niezbyt dobrze poznane (Lawrence i in. 2007).

O ile pierwszy proces jest uzależniony przede wszystkim od dostępności wody oraz ilości dostarczonej energii, o tyle transpiracja jest zmienną o wiele bardziej skomplikowaną, ponieważ proces ten jest regulowany także przez komponent biologiczny (Lauenroth i Bradford 2006). Poza warunkami abiotycznymi w badaniach nad transpiracją ważne są takie zmienne jak zdolność korzeni do transferu wody czerpanej z gleby, wskaźnik powierzchni liści, przewodność między glebą i korzeniem, wskaźnik skuteczności transpiracji i itd. (Jackson i in. 2016). Samo tylko otwieranie aparatów szparkowych jest regulowane przez takie czynniki jak natężenie światła, zawartość CO₂ w powietrzu otaczającym, wilgotność powietrza, stężenie roślinnych hormonów stresu jak np. kwas abscysynowy (von Caemmerer i Baker 2007), czy wilgotność podłoża, która silnie wpływa na turgor komórek szparkowych niezależnie od mechanizmu regulującego ich otwieranie zależnego od światła (Kuiper i Bierhuizen 1958).

Skomplikowana natura ewapotranspiracji powoduje, że jest to wielkość trudno mierzalna. Dlatego ciągle następuje doskonalenie przyrządów do pomiarów bezpośrednich a także metod obliczeniowych mających na celu wiarygodnie obliczać ewapotranspirację. Mimo, że na przełomie XX i XXI wieku zostały ustalone standardy obliczania

ewapotranspiracji to najczęściej nie jest możliwe ich użycie zgodne z rekomendacjami, ze względu na niedostępność wszystkich potrzebnych danych meteorologicznych. Także użycie rekomendowanych przyrządów takich jak lizymetry (zbiorniki wypełnione glebą wraz z pokrywą roślinną, w których mierzy się wagowo ubytek wody) jest utrudnione w praktyce ze względu na znaczne koszty utrzymania. Również ze względu na potrzebę wykwalifikowanej kadry do obsługi przyrządu najczęściej są one możliwe do zastosowania tylko na specjalnie wyposażonych stacjach badawczych.

1.2. Pojęcie ewapotranspiracji wskaźnikowej

Złożoność procesów składających się na ewapotranspirację oraz jej trudna mierzalność mają swoje odzwierciedlenie również w terminologii w zakresie ewapotranspiracji. Wyróżnia się wiele pojęć związanych z ewapotranspiracją takich jak parowanie z wolnej powierzchni wody, parowanie z gleby, transpiracja, parowanie wody zatrzymanej na roślinach w wyniku intercepcji, sublimacja lodu, parowanie z ewaporometru (Allen i in. 1998, Lawrence i in. 2007, Kędziora 1999, McVicar i in. 2007).

Szczególnie często używanymi pojęciami w dziedzinie ewapotranspiracji są ewapotranspiracja rzeczywista (ET_a) i potencjalna (ET_p). ET_a jest określana jako możliwie dokładna ilość wody, która przechodzi ze stanu ciekłego na obszarze określonej uprawy rolnej do stanu gazowego w atmosferze w danym czasie (Wiesner 1970, Rana i Katerji 2000, Katerji i Rana 2011). O ile koncepcja ET_a nie budzi zastrzeżeń to jej obliczenie jest bardzo trudne. Aby tego dokonać, jako podstawę obliczania ET_a wprowadzono pojęcie ewapotranspiracji potencjalnej ET_p . Dopiero po obliczeniu ET_p stosuje się specjalne współczynniki zależne m.in. od rodzaju uprawy i jej fazy fenologicznej, aby ostatecznie uzyskać wartość ET_a . Ewapotranspiracja potencjalna to pojęcie różnie definiowane i często utożsamia się je z terminem parowanie potencjalne (Xu i Singh 1998, Kossowska-Cezak i Bajkiewicz-Grabowska 2009). Thornthwaite (1948) określił początkowo ewapotranspirację potencjalną jako maksymalną ilość wody, która może wyparować w danych warunkach klimatycznych. Podobną definicję przedstawił Jaworski (1997) wspominając dodatkowo o stałym nawodnieniu danego obszaru. Równocześnie Penman (1948) stwierdził, że ET_p to ilość wody

uwolniona w danym czasie przez niskie, zielone rośliny uprawne, całkowicie pokrywające powierzchnię gruntu, o jednakowej wysokości i odpowiednio nawodnione. Podobnie określili ET_p Brutsaert i Stricker (1979), którzy jednak nie sprecyzowali, że wielkość dotyczy niskiej rośliny uprawnej, a odnosili się ogólnie do roślinności na dużym obszarze, aby zminimalizować efekt zmiennych warunków na granicy środowisk. Z kolei Szilagyi (2007) wskazuje, że ET_p to ilość wyparowanej wody w aktualnych warunkach meteorologicznych, ale ze źródła na tyle małego, aby nie wpływało na warunki panujące w otoczeniu.

Powyższe definicje ewapotranspiracji potencjalnej są podobne do siebie, ale zawsze różnią się pewnym stopniu. Dodatkowo nie precyzują one dokładnie, jakiej uprawy dotyczy wartość ewapotranspiracji potencjalnej. Największa niejasność wynika z faktu, że do opisanej przez Penmana (1948) niskiej, zielonej roślinności uprawnej można przyporządkować różne taksony spełniające ten opis, a różnice w ewapotranspiracji między nimi mogą wynosić do 30% (Irmak i Haman 2014). Brak jednoznaczności definicji, utrudniał studia porównawcze i powodowało występowanie błędów i niekonsekwencji w obliczaniu ewapotranspiracji potencjalnej (Katerji i Rana 2011). Podejmowane próby uzyskania standardów dla obliczania ewapotranspiracji potencjalnej przyniosły efekt w postaci sformułowania nowego terminu, ewapotranspiracji wskaźnikowej (ang. *reference evapotranspiration*, ET_0), który dotyczy ewapotranspiracji z określonej uprawy (najczęściej powierzchni trawiastej) przy odpowiedniej dostępności wody i na wystarczająco dużym obszarze, aby zminimalizować efekt krawędzi (Doorenbos i Pruitt 1977). Autorzy ustalili, że najmniejsze błędy daje zmodyfikowana metoda Penmana. Jak się okazało, metoda ciągle wymagała regionalnej kalibracji i często przeszacowywała ewapotranspirację nawet o 20% w stosunku do pomiarów lizymetrycznych (Allen i in. 1998).

Ostatecznie, eksperci Światowej Organizacji Narodów Zjednoczonych do Spraw Żywności i Rolnictwa (ang. *Food and Agriculture Organization*, FAO) zastąpili metodę Penmana metodą Penmana-Monteitha, którą uznali za nowy standard w obliczaniu ewapotranspiracji wskaźnikowej - dodatkowo wskazując ścisłe warunki referencyjne i ustalając uproszczony wzór na ET_0 z jednolitej powierzchni trawiastej (Allen i in. 1998). Wzór ten został zastosowany jako standard w niniejszej pracy, a szerzej został omówiony w

rozdziale 1.4. Dzięki obliczeniu ewapotranspiracji wskaźnikowej dla ściśle określonej powierzchni można wiarygodnie stosować współczynniki dla poszczególnych upraw, aby określić ich ewapotranspirację rzeczywistą ET_a , czyli otrzymać informację, jakie są straty wody z konkretnej uprawy.

1.3. Znaczenie precyzyjnego wyznaczania ewapotranspiracji wskaźnikowej dla nawadniania

Już w starożytności dzięki nawadnianiu rozwijały się imperia na obszarze doliny Indusu czy w Mezopotamii. Bez nawadniania osadnictwo mogłoby się ograniczać jedynie do wąskiej strefy przy brzegach rzek, natomiast dzięki dystrybucji wody na odległe obszary liczba ludności mogła znacznie wzrosnąć, a cywilizacja lepiej się rozwijać (Johnson i Lewis 2007). Plony zebrane z większego obszaru i sieć kanałów umożliwiały handel nie tylko w obrębie doliny, ale także z mieszkańcami terenów górzystych na północ od Mezopotamii, od których uzyskiwano metale np. do produkcji broni (Morozova 2007). Kiedy jednak prześledzimy rozwój i upadki poszczególnych cywilizacji na terenie Mezopotamii, znajdziemy tam pewne cykle wzrostów i spadków liczby ludności (Johnson i Lewis 2007). Za jedną z przyczyn upadków poszczególnych imperiów i spadku liczby ludności uznaje się zasolenie gleb, do którego doszło w wyniku niekontrolowanego i źle prowadzonego nawadniania (Wichelns i Oster 2006). Taka sytuacja ma często miejsce w klimatach suchych i ciepłych i w przypadku słabo przepuszczalnych gleb, co stwarza warunki do akumulacji soli i wymiennego sodu zawartych w wodzie rzek. Chociaż woda Eufratu i Tygrysu niesie w większości kationy wapnia i magnezu to przy parowaniu odkładają się one jako węglany powodując, że zaczynają dominować kationy sodu (Jacobsen i Adams 1958).

To krótkie historyczne wprowadzenie o możliwości zasolenia w wyniku nawadniania pokazuje, jak bardzo jest to delikatny zabieg w rolnictwie, gdyż poza pożądanymi efektami jak np. zwiększenie plonów może prowadzić także do efektów niekorzystnych takich jak zwiększone zasolenie gleby. Chociaż w Polsce zagrożenie zasoleniem jest zdecydowanie mniejsze, bardzo ważna jest kombinacja między jakością wody użytej do nawadniania a przepuszczalnością gleby (Słowik i Olszewski 1979). W zależności od sposobu nawadniania

można wykorzystać różną jakość wody – ale już np. dla systemów kroplowych można korzystać tylko z bardzo czystej wody ze względu na zapychanie urządzeń (Treder 2004). Delikatność zabiegu nawadniania polega przede wszystkim na tym, aby roślinom uprawnym zapewnić optymalne warunki wzrostu. Gdy straty wody na ewapotranspirację zostaną przeszacowane, wtedy niepotrzebnie zostanie zużyta zbyt duża ilość wody. Zważywszy, że zasoby wody na osobę w Polsce są trzykrotnie mniejsze w porównaniu z Europą Zachodnią (odpowiednio <1500 i 4500 m³/rok)(Michalczyk i Sposób 2011), ważne jest jej racjonalne wykorzystanie. Zbyt obfite nawadnianie może prowadzić także do podwyższenia zwierciadła wody podziemnej, co powoduje objęcie korzeni strefą saturacji, co jest niekorzystne dla roślin (Brouwer i in. 1985). Taka sytuacja może mieć miejsce, kiedy błędnie oblicza się zbyt wysokie wartości ewapotranspiracji.

Inne zagrożenie pojawia się, kiedy oblicza się za niską ewapotranspirację, kiedy metoda zaniża jej rzeczywiste wartości. Wtedy zastosowane nawadnianie będzie niewystarczające, a w wyniku niedoboru wody roślina traci turgor i więdnie. Dłuższe okresy, w których dostarczanie wody jest zbyt niskie będą prowadzić do znacznego obniżenia plonów lub nawet do uszkodzenia roślin uprawnych (Brouwer i in. 1985).

1.4. Potrzeba optymalizacji obliczeń ewapotranspiracji wskaźnikowej w Polsce

W Polsce występują okresy suszy, które - jeśli wystąpią szczególnie w okresie dojrzewania roślin uprawnych - mogą powodować wyraźne obniżenie plonów (Żarski 2009, Bonaccorso 2013). Aby sprostać wyzwaniom okresowych niedoborów wody, w Polsce także stosuje się na pewną skalę nawadnianie, co więcej, przewiduje się wzrost powierzchni nawadnianych gruntów (Łabędzki 2007). Na terenie kraju wielokrotnie udowodniono korzystny wpływ nawadniania zarówno na jakość, jak też wysokość plonów takich produktów rolnych jak rzodkiewki, buraki, ziemniaki, truskawki, śliwki, gruszki i jabłka (Rolbiecki i in. 2003, 2004, Rzekanowski 2009, Żarski 2009).

Jak nawiązano w poprzednim podrozdziale, aby nawadnianie było skuteczne, należy precyzyjnie określić ilość wody utraconej na ewapotranspirację rzeczywistą (ET_c) dla danej uprawy (ET_c). Aby tego dokonać niezbędne są dwie zmienne:

- (1) współczynniki upraw (K_c , ang. *crop coefficients*), które są obliczane na podstawie typu uprawy, fazy rozwojowej roślin, parametrów klimatycznych, ewaporacji gleby, która jest szczególnie ważna, gdy pokrycie roślinnością jest rzadkie.
- (2) ewapotranspiracja wskaźnikowa (ET_0), która jest podstawą obliczania ewapotranspiracji rzeczywistej (wzory 1 i 2).

$$ET_c = K_c ET_0 \quad (1)$$

Dopiero znając wartość ET_0 można zastosować współczynniki upraw. W tej pracy zaplanowano zająć się wartościami samej ewapotranspiracji wskaźnikowej (ET_0). Do obliczenia ET_0 FAO rekomenduje metodę Penmana-Monteitha (PMF-56), która została skalibrowana przez ekspertów FAO w różnych regionach świata i jest uznawana za najbardziej uniwersalną metodę na obliczanie ET_0 , możliwą do zastosowania na całym świecie w różnych typach klimatu. Model PMF-56 oblicza ewapotranspirację wskaźnikową z powierzchni referencyjnej czyli równomiernie pokrytej przez roślinność trawiastą o wysokości 12 cm, odpowiednio nawodnioną, wykazującą albedo 23% i ustalony opór powierzchni $70 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1}$ (Allen i in. 1998). Wzór ten przedstawia się następująco:

$$ET_0 = \frac{0,408\Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_a + 273} u (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u)} \quad (2)$$

Gdzie: ET_0 - ewapotranspiracja wskaźnikowa [mm dzień^{-1}], R_n - saldo promieniowania słonecznego [$\text{MJ m}^{-2} \text{dzień}^{-1}$], G - przepływ ciepła z gleby [$\text{MJ m}^{-2} \text{dzień}^{-1}$] dla okresów dobowych może być pominięty, T_a - średnia dobową temperaturę powietrza na wysokości 2 m [$^{\circ}\text{C}$], u - prędkość wiatru na wysokości 2 m [m s^{-1}], e_s - ciśnienie pary wodnej nasyconej [kPa], e_a - rzeczywiste ciśnienie pary wodnej [kPa], Δ - nachylenie krzywej ciśnienia pary wodnej [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$], γ - stała psychrometryczna [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$].

Największym problemem w zastosowaniu powyższego wzoru jest dostępność danych meteorologicznych potrzebnych do jego wiarygodnego obliczania. Szczególnie trudne do uzyskania są dane aktynometryczne (Droogers i Allen 2002, Trajkovic i Kolakovic 2009, Xystrakis i Matzarakis 2011). W takim przypadku FAO przedstawia procedury, dzięki którym można szacować brakujące elementy meteorologiczne we wzorze PMF-56 (Allen i in. 1998). Kluczowe we wzorze PMF-56 jest saldo promieniowania słonecznego (R_n , ang. *net radiation*), które może być szacowane za pomocą wzoru Ångströma z domyślnymi współczynnikami regresji, zalecanymi przez FAO jedynie w przypadku braku ich regionalnej kalibracji. Dotychczas w Polsce używano tylko wzór Ångströma z domyślnymi współczynnikami regresji (np. Łabędzki i in. 2011, 2012, 2014). W przypadku dostępności tylko danych temperatury powietrza FAO rekomenduje stosowanie wzoru Hargreavesa (Allen i in. 1998). Jednak zastosowanie tego wzoru bez kalibracji prowadzi to znacznych niedokładności, najczęściej przeszacowania (Sentelhas i in. 2010), a mimo to wzór ten był w takiej formie stosowany także w Polsce (Treder i in. 2010, Kiedrowicz i in. 2012). Potrzeba zatem aktualnej, regionalnej kalibracji dla obszaru Polski zarówno wzoru Ångströma bardzo istotnego we wzorze na ewapotranspirację wskaźnikową gdy brak danych promieniowania słonecznego, jak też wzoru Hargreavesa, który pozwoli na wiarygodne obliczanie ewapotranspiracji wskaźnikowej jedynie na podstawie temperatury.

2. Przedmiot, zakres i cele pracy

Przedmiotem badań jest ewapotranspiracja wskaźnikowa ET_0 , w części zasadniczej sposoby jej wyznaczania, uwarunkowania synoptyczne, a także określenie tendencji zmian w wieloleciu na obszarze Polski. Badania przeprowadzono na podstawie danych z 31 stacji w Polsce, w najważniejszej części ograniczając się do 3 stacji, na których rejestrowano pełny zestaw danych meteorologicznych: Sulejów, Piła i Mikołajki. Ramy czasowe pracy zawierają się w latach 1971-2010. Zakres pracy określają cztery cele główne.

Cele główne:

- przetestowanie dokładności i wiarygodności wybranych uproszczonych modeli do obliczania ewapotranspiracji wskaźnikowej na terenie Polski względem wzoru referencyjnego Penmana-Monteitha, w którym ET_0 oblicza się na podstawie kompletnych danych meteorologicznych.
- poprawa dokładności metod stosowanych do obliczeń ewapotranspiracji wskaźnikowej w warunkach dysponowania niepełnym zestawem danych:
 - dostosowanie metody Penmana-Monteitha do warunków Polski w przypadku brakujących danych salda promieniowania słonecznego.
 - dostosowanie metod uproszczonych (Penmana, Hargreavesa i metody opartej o pomiary parowania z ewaporometru) do warunków Polski w przypadku dostępności niewielkiej ilości danych, np. tylko dane temperatury, ewentualnie wilgotności względnej lub prędkości wiatru.
- uzupełnienie wiedzy na temat uwarunkowań cyrkulacyjnych ewapotranspiracji, ukazanie sytuacji synoptycznych i typów cyrkulacji sprzyjających występowaniu ekstremalnych wartości ewapotranspiracji w Polsce.
- wskazanie tendencji wieloletnich zmian ewapotranspiracji wskaźnikowej i wpływających na tę zmienną czynników meteorologicznych
- porównanie ewapotranspiracji wskaźnikowej z parowaniem uzyskanym z ewaporometru.

3. Materiał

3.1. Obszar badań

Badania zostały przeprowadzone na obszarze Polski, w środkowej części Europy. Na północy obszar kraju sięga 55°50' N (morze terytorialne w pobliżu przylądka Rozewie), na południu osiąga okolicę szczytu Opołonek w Bieszczadach (49°00'N). Najdalej na zachód wysuniętym punktem jest kolano Odry w gminie Cedynia o współrzędnych 14°07', natomiast najdalej na wschód położone jest kolano Bugu we wsi Zosin w gminie Horodło (24°09')(Górski i Jędrzejewska 1994). Powierzchnia Polski wynosi 312 679 km². Przeważający (91,3%) obszar kraju zajmują niziny – obszary do 300 m n.p.m. Z kolei wyżyny (300-500 m n.p.m.) zajmują 5,6% powierzchni Polski, a góry 3,1% (Witkowski 2015).

Powierzchnia przedkenozoiczna na obszarze Polski jest podzielona strefą Teyssiere'a-Tornquista przebiegającą z północnego zachodu na południowy wschód przez środek kraju. O ile na wschód od tej strefy zróżnicowanie utworów pod względem wieku jest niewielkie i w przeważającej części są to utwory kredy, o tyle na zachód i południe od strefy T-T podłoże przedkenozoiczne jest szczególnie zróżnicowane. Nachodzą na siebie tutaj utwory mezozoiku z różnych okresów (trias, jura, kreda), ale są także utwory paleozoiczne np. z karbonu i ordowiku (Dadlez i in. 2000).

Mimo stosunkowo niewielkiej średniej wysokości bezwzględnej obszaru badań, jego rzeźba jest w pewnym stopniu zróżnicowana i ma charakter pasów położonych równoleżnikowo. Na północy, wzdłuż wybrzeża Morza Bałtyckiego znajduje się pas pobrzeży, następnie w kierunku południowym pas pojezierzy charakteryzujący się dużą liczbą jezior i krajobrazem pagórkowatym. Najwyższe wysokości bezwzględne przekraczają tutaj 300 m n.p.m., a względne 100 m co nadaje obszarowi charakter zbliżony do górskiego. Te cechy obszar zawdzięcza działalności lądolodu, który na początku kenozoiku silnie przekształcał krajobraz tego pasa przez erozję oraz akumulację materiału skalnego. Pas ten przechodzi ku południowi w relatywnie płaski pas nizin, a następnie pas wyżyn, który jest szczególnie widoczny w południowo-wschodniej części kraju, natomiast nie zaznacza się na zachodzie. Od pasa gór wyżyny dzieli pas kotlin (Górski i Jędrzejewska 1994).

Obszar Polski jest odwadniany głównie przez Wisłę na wschodzie i Odrę na zachodzie, które są najdłuższymi rzekami kraju. Układ rzek w Polsce jest określany jako kratowy, co ma także związek z działalnością plejstoceniowego lądolodu na obszarze kraju. Gdy czoło lądolodu przez pewien czas utrzymywało się w jednym miejscu, stanowiło barierę dla wód ekstraglacialnych płynących z południa. Mieszały się one z rzekami proglacialnymi wypływającymi z lądolodu i płynęły na zachód wzdłuż czoła ustalając swój równoleżnikowy przebieg. Gdy lądolód ustępował, wtedy rzeki mogły płynąć na północ i północny zachód zgodnie z nachyleniem terenu (Kostrzewski i in. 2008).

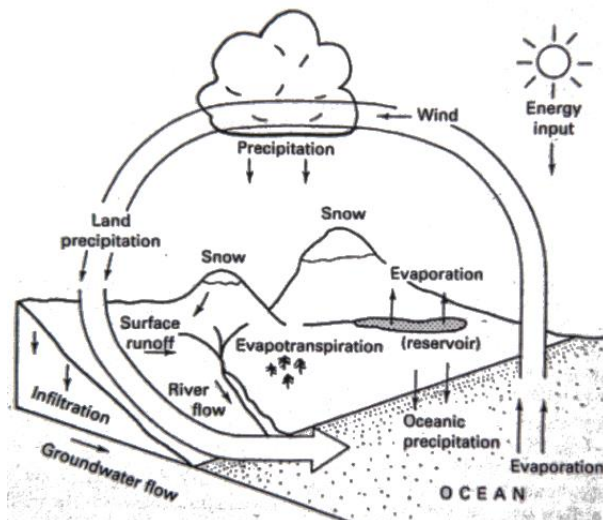
Opisany pokrótce wyżej pasowy układ rzeźby ma określone konsekwencje dla klimatu regionu. Brak barier terenowych na kierunku południkowym powoduje swobodny przepływ powietrza z zachodu i wschodu a zatem nie zaburza cyrkulacji strefowej (Woś 2010). Wiąże się to jednocześnie z dużą zmiennością warunków meteorologicznych, często z dnia na dzień. Z jednej strony przy dominujących kierunkach wiatru z zachodu obszar badań może znaleźć się pod wpływem powietrza polarno-morskiego, wilgotnego, które często jest związane z opadami. Natomiast gdy następuje napływ powietrza polarno-kontynentalnego ze wschodu można z dużym prawdopodobieństwem określić, że zachmurzenie będzie mniejsze, a opad nie wystąpi (Kossowska-Cezak i in. 2000). W takim powietrzu można się spodziewać znacznie wyższej ewapotranspiracji niż podczas napływu powietrza polarno-morskiego.

3.2. Ewapotranspiracja jako element cyklu hydrologicznego

Cykl hydrologiczny polega na magazynowaniu i przemieszczaniu się wody w różnych stanach skupienia w poszczególnych sferach Ziemi (Pagano i Sorooshian 2002). Woda znajduje się w oceanach, lodowcach, w warstwach wodonośnych, w glebie, w ciekach, jeziorach, w atmosferze czy biosferze. Woda przechodzi z jednego miejsca do drugiego w następujących procesach: opad, spływ powierzchniowy, spływ podziemny, infiltracja, sublimacja, resublimacja, transpiracja, ewaporacja (łącznie ewapotranspiracja) (Pidwirny 2006). Dla danej zlewni można dokonać analizy bilansu wodnego, który wskazuje ile wody zużywa się na poszczególne procesy hydrologiczne lub magazynuje. Można go przedstawić równaniem bilansu Pencka-Oppokowa, (Gutry-Korycka i Soczyńska 1990):

$$P + H + E + \Delta R = 0 \quad (3)$$

gdzie: P - opad, H - odpływ, E - ewapotranspiracja, ΔR - zmiana głównie retencji intercepcji, wody na powierzchniach nieprzepuszczalnych zlewni oraz retencji w strefie aeracji i saturacji badanej zlewni.



Ryc.1. Ewapotranspiracja jako składowa globalnego cyklu hydrologicznego (wg Robinsona i Henderson-Sellers 1999, zmodyfikowane)

Ewapotranspiracja jest kluczowym procesem w ramach cyklu hydrologicznego gdyż jest bardzo dobrym wskaźnikiem jego intensywności (Huntington 2006). Proces ten dostarcza około 13% całkowitej ilości pary wodnej obecnej w atmosferze (Oki i Kanae 2006). Para wodna, która dostała się do atmosfery może przy udziale jąder kondensacji i obniżonej temperatury skraplać się i tworzyć chmury. Te z kolei są zdolne do przemieszczania się na duże odległości i do formowania opadów w różnych postaciach. Woda, która dostała się na powierzchnię lądów infiltruje w głębsze warstwy gruntu lub spływa do najbliższego cieku a następnie do oceanu będąc znów dostępną dla ewapotranspiracji i parowania.

3.3. Czynniki wpływające na ewapotranspirację wskaźnikową

Wśród czynników wpływających na ET_0 można wymienić promieniowanie słoneczne, temperaturę, wilgotność, prędkość wiatru, ciśnienie atmosferyczne, zachmurzenie i zanieczyszczenie powietrza.

Pierwotnym czynnikiem kontrolującym ET_0 jest krótkofalowe promieniowanie słoneczne o długości fali λ od 0,15 do 4 μm , dostarczające 99% energii ze Słońca. Znaczna część

tej energii jest pochłaniana przez powierzchnię Ziemi, która ogrzewa się i w efekcie emituje promieniowanie długofalowe (Paszyński i in. 1999). Powierzchnia Ziemi ma najczęściej dodatnie saldo promieniowania (R_n), w efekcie czego nadmiar energii zostaje oddany do atmosfery w postaci nieradiacyjnej, w znacznej mierze w procesie ewapotranspiracji (Kossowska-Cezak i Bajkiewicz-Grabowska 2009). Przyjmuje się, że natężenie promieniowania osiągającego górną granicę atmosfery wynosi około $1367 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (stała słoneczna) (Paszyński i in. 1999), natomiast następuje jego osłabienie po dotarciu do powierzchni Ziemi w wyniku różnej przezroczystości atmosfery w danym miejscu, obecności różnego typu zachmurzenia lub zanieczyszczeń (Molga 1980, Woś 2010). Od lat 50 obserwowano w różnych miejscach na świecie wzrost zachmurzenia określany często jako globalne zaciemnienie (Stanhill i Cohen 2001). Jednak w latach 90-tych usłonecznienie i natężenie promieniowania zaczęły rosnąć przy jednoczesnym spadku zachmurzenia, co prawdopodobnie związane było z upadkiem gospodarki krajów bloku komunistycznego i zmniejszeniem produkcji przemysłowej (Matuszko 2010). To pokazuje, że zanieczyszczenie powietrza także ma duży wpływ na dopływ promieniowania słonecznego do powierzchni Ziemi. Przykładowo w południowej Azji opisano tzw. brązowe chmury atmosferyczne. Zawierają one sadzę, pyły, dwutlenek siarki, tlenki azotu, popiół lotny i absorbują bądź rozpraszają i odbijają promieniowanie słoneczne zmniejszając jego natężenie (Ramanathan i in. 2005). Zmniejszenie ilości promieniowania słonecznego docierającego do powierzchni Ziemi powoduje spadek ewapotranspiracji.

Temperatura powietrza i wilgotność względna działają przeciwnie na ewapotranspirację – dodatkowo są od siebie zależne. Często łączy się te zmienne używając niedosytu wilgotności powietrza, który jest odwrotnie proporcjonalny do ewapotranspiracji (Zhou i in. 2014). Wzrost prędkości wiatru powoduje wzrost ewapotranspiracji przez usunięcie pary wodnej zalegającej w cienkiej, przypowierzchniowej warstwie powietrza, może także powodować mechaniczne odrywanie się kropel, jednakże wystarczy tutaj niewielka prędkość wiatru (Penman 1948, Kossowska-Cezak i Bajkiewicz-Grabowska 2009). Ciśnienie atmosferyczne z kolei wpływa na wiele różnych elementów meteorologicznych i trudno jest wykazać jednoznacznie bezpośredni wpływ ciśnienia na ewapotranspirację.

3.4. Dane źródłowe

3.4.1. Dane meteorologiczne ze stacji naziemnych

Zebrane do tej pracy dane meteorologiczne, ich zakres czasowy oraz udział danych wątpliwych i brakujących, które nie zostały wykorzystane w dalszej analizie został przedstawiony w tabeli 1. Stacje, z których pochodziły dane są zaznaczone na ryc. 2. Pozyskanie danych źródłowych do kalibracji i walidacji wymagało szczególnej staranności. Dane te musiały być możliwie dokładne, gdyż we wzorze, który wykorzystuje większą liczbę zmiennych tak jak wzory na ET_0 ewentualne błędy generowane przez różne zmienne potęgują się w efekcie końcowym ewapotranspiracji (Llasat i Snyder 1998). Dlatego w tej pracy, dane zostały pozyskane bezpośrednio od Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, który wyznacza standard pomiarów meteorologicznych na obszarze Polski (IMGW 2013). Dodatkowo, dokonano dokładnego sprawdzenia tych danych poprzez ocenę poszczególnych przypadków. Wszelkie wątpliwe dane były odrzucane z dalszej analizy. Szczególnie dużą wagę przyłożono do analizy danych aktynometrycznych – promieniowania słonecznego padającego (R_s) i salda promieniowania słonecznego (R_n), które mają największy wpływ na błędy w wynikach ewapotranspiracji wskaźnikowej (Llasat i Snyder 1998). W efekcie z początkowo dostępnych 5 stacji z kompletnym zestawem danych (Sulejów, Piła, Mikołajki, Legnica, Warszawa) wykorzystano tylko dane z 3 pierwszych stacji, natomiast te z Legnicy i Warszawy odrzucono z dalszej analizy ze względu na pewne nieścisłości i wyniki wątpliwe.

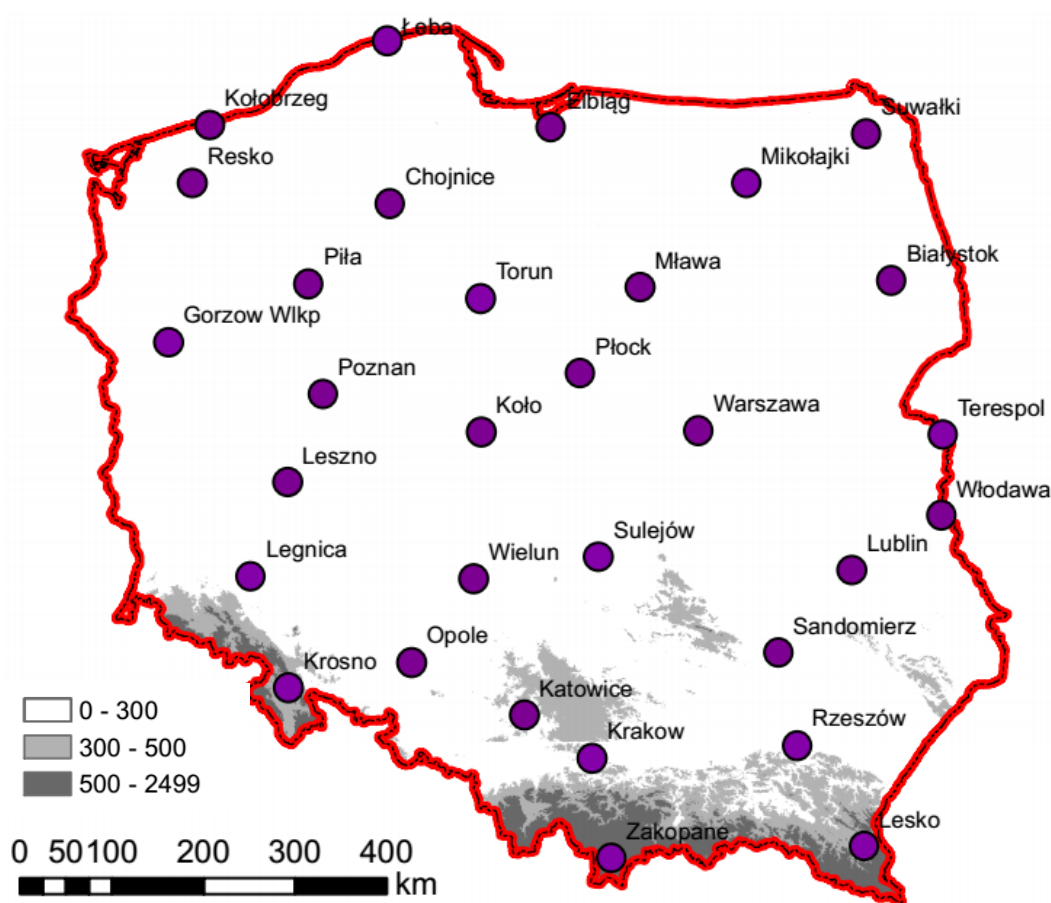
Już na etapie wyboru danych okazało się, że są pewne problemy metodyczne, mianowicie, którą serię danych zastosować we wzorze referencyjnym PMF56, promieniowanie słoneczne padające (R_s , ang. *solar radiation*) czy saldo promieniowania słonecznego R_n (ang. *net radiation*). Allen i in. (1998) podają, że dla okresów dobowych, a takie były obliczane jako podstawowe w niniejszej pracy, można stosować zmierzone R_n lub zmierzone R_s i na tej podstawie R_n obliczone według wzoru podanego przez autorów.

Tabela 1. Dane meteorologiczne dla lat 1971-2010 wykorzystane w pracy

Dane naziemne/synoptyczne	Skrót	Jednostka	Brakujące i wątpliwe dane
Saldo promieniowania słonecznego (3 stacje: lata 1981-2010)	R_n	$\text{MJ m}^{-2}\text{day}^{-1}$	11
Usłonecznienie rzeczywiste	n	h (godzina)	25977 (5,7%)
Średnia temperatura powietrza na wysokości 2 m	T_a	$^{\circ}\text{C}$	2
Maksymalna dobowa temperatura powietrza na wysokości 2 m	T_{max}	$^{\circ}\text{C}$	3
Minimalna dobowa temperatura powietrza na wysokości 2 m	T_{min}	$^{\circ}\text{C}$	3
Opady	P	mm	1
Wilgotność względna	RH	%	6
Prędkość wiatru (2 m; obliczone z 10 m)	u	m s^{-1}	703 (0,15%)
Ciśnienie na poziomie morza	SLP	hPa	-
Wysokość powierzchni izobarycznej 500 hPa	$z500$	M	-
Średnia temperatura powietrza na powierzchni izobarycznej 850 hPa	$T850$	$^{\circ}\text{C}$	-
Woda zawarta w kolumnie atmosfery	PW	kg m^{-2}	-

Wątpliwości wzbudziły natomiast prace mówiące o potencjalnych błędach urządzeń mierzących promieniowanie, czyli pyranometrów (R_s) oraz pyrradiometrów różnicowych, czyli bilansomierzy (R_n). Oba typy przyrządów generują takie błędy jak: niestabilność okresowa, błąd azymutalny i cosinusowy, błąd zmiany warunków otoczenia, błąd orientacji pyranometru, błędy eksploatacyjne czy błąd samego przyrządu (Markowicz 2013). Stosowane na polskich stacjach meteorologicznych bilansomierze należące do grupy przyrządów z osłonami polietylenowymi mogą generować błąd względny $\pm 10\%$ (Funk 1959). Dodatkowo bezpośredni pomiar R_n uniemożliwia analizę poszczególnych strumieni promieniowania składających się na R_n (Boyen i in. 1976). Przy wykorzystaniu do obliczania ewapotranspiracji pomiar R_n ma jednak dwie duże zalety – po pierwsze można pominąć składnik dotyczący promieniowania własnego czujnika, gdyż zakłada się, że zarówno temperatura jak i zdolność emisyjna czujnika na powierzchni górnej i dolnej są takie same (Paszyński i in. 1999). Po drugie pomiar dwóch lub czterech strumieni promieniowania osobno powoduje akumulację błędów – oznacza to, że każdy pomiar jest obciążony pewnym błędem i jeśli zostaną one

zestawione razem, błąd się sumuje (Gleser 1998). Dlatego we wzorze referencyjnym wykorzystano mierzone wartości R_n , ale także skalibrowano wzór Angstroma tak aby lepiej określał wartości R_s na podstawie usłonecznienia.



Ryc. 2. Rozmieszczenie stacji pomiarowych z których wykorzystano dane meteorologiczne

Także w przypadku pozostałych elementów meteorologicznych wykorzystanych do wzoru na ewapotranspirację powstają określone błędy (Gleser 1998), które jednak są mniejsze niż dla promieniowania słonecznego, ponieważ oddziaływanie tych pozostałych elementów na ewapotranspirację jest mniejsze. Dlatego należy mieć świadomość, że opracowana kalibracja zawsze będzie pewnym przybliżeniem, możliwie dokładnym, ale zawsze przybliżeniem.

3.4.2. Dane meteorologiczne z reanaliz

Aby opisać makroskalowe układy synoptyczne wykorzystano także 4 zmienne danych z reanaliz NCEP/NCAR (ang. *National Center of Environmental Prediction/ National Center of Atmospheric Research*), które zamieszczono w tabeli 1. Dokładna mapa punktów gridowych, z których pobierano dane została przedstawiona w rozdziale 5. Ciśnienie na poziomie morza jest podstawową wielkością, która pozwala określić układy baryczne na danym obszarze. Aby dokładniej opisać sytuację synoptyczną wykorzystano też dodatkowe zmienne opisujące warunki w wyższych partiach atmosfery: wysokość powierzchni izobarycznej 500 hPa, temperatura powietrza na wysokości 850 hPa oraz ilość wody zawartej w kolumnie atmosfery nad danym miejscem. Szczególnie zaplanowano rozpoznanie warunków synoptycznych podczas dni z wysoką ewapotranspiracją w Polsce i określenie anomalii we wspomnianych wyżej czynnikach synoptycznych. Wszystkie wspomniane zmienne zostały przedstawione na mapach.

4.

Porównanie i walidacja wybranych metod obliczania ewapotranspiracji wskaźnikowej na terenie Polski w odniesieniu do metody FAO-56 Penmana-Monteitha (*in English*).

Comparison and Validation of Selected
Evapotranspiration Models for Conditions in Poland
(Central Europe). *Water Resources Management*
28(14): 5021-5038

Comparison and Validation of Selected Evapotranspiration Models for Conditions in Poland (Central Europe)

Paweł Bogawski · Ewa Bednorz

Received: 24 January 2014 / Accepted: 1 September 2014 /

Published online: 12 September 2014

© The Author(s) 2014. This article is published with open access at Springerlink.com

Abstract The FAO-56 Penman-Monteith (PMF56) model is accepted as the standard method for estimating reference crop (grass) evapotranspiration. However, poor data availability limits the use of this method in many regions. This study aimed to overcome this limitation (1) by evaluating the goodness-of-fit of selected simple evapotranspiration methods in relation to the PMF56 model and (2) by adjusting four of these models and developing a multiple regression equation for conditions in Poland using the PMF56 model as a reference. Using daily meteorological data, four simple models were calibrated by the generalised reduced gradient (GRG) method; moreover, a multiple regression equation was developed on the basis of Cochrane-Orcutt estimation because the error term of the ordinary least squares model was autocorrelated. When radiation data were lacking and sunshine duration data were available, the PMF56 method with a calibrated Ångström-based estimation of solar radiation was the most accurate method (relative error, $RE=0.096$, for Sulejów). When neither radiation nor sunshine duration data were included in the dataset, the calibrated Penman method performed best ($RE=0.254$). Moreover, when only temperature or pan evaporation data were available, the calibrated Hargreaves method provided the most accurate results ($RE=0.275$). Much poorer results were obtained using the calibrated pan coefficient method ($RE=0.435$). Ultimately, we developed a multiple regression method in this study that exhibited good performance ($RE=0.170$). Taking into account the data limitations, the methods calibrated in this study are recommended for estimating evapotranspiration in Central Europe. This approach would substantially decrease the errors produced by the recommended non-calibrated equations.

Keywords Evaporation · Penman-Monteith FAO-56 · optimisation · irrigation · Hargreaves

P. Bogawski (✉)

Faculty of Biology, Laboratory of Aeropalynology, Adam Mickiewicz University, Umultowska 89,
61-614 Poznań, Poland

e-mail: bogawski@amu.edu.pl

P. Bogawski · E. Bednorz

Faculty of Geographical and Geological Sciences, Department of Climatology, Adam Mickiewicz University, Dziegielowa 27, 61-680 Poznań, Poland

1 Introduction

Reliable estimates of evapotranspiration, which is defined as the process of simultaneous water evaporation from soil and transpiration from plants, are one of the most critical considerations for the efficient use of water resources, mainly in irrigation planning and management (e.g., Allen et al. 1998; Cristea et al. 2013). In Poland, irrigation has been shown to markedly increase the yields and quality of potatoes, sugar and red beet, radishes, strawberries, plums, apples and pears (Rolbiecki et al. 2003, 2004; Rzekanowski 2009; Źarski 2009). When irrigated, cultivated plants can better withstand the dry conditions that may occur in Central Europe during the growing season (Źarski 2009; Bonaccorso et al. 2013). Therefore, the area of irrigated lands in Poland is predicted to increase (Łabędzki 2007). However, one of the obstacles in applying irrigation is the small amount of water resources, which is $<1,500 \text{ m}^3 \text{ year}^{-1}$ per capita in Poland, while in Europe, water resources are $4,500 \text{ m}^3 \text{ year}^{-1}$ per capita (Michalczyk and Sposób 2011). As a result, it is urgent to accurately estimate water losses (evapotranspiration) to more efficiently utilise water resources.

The first step in studying water losses from the land surface is to estimate the reference crop (grass) evapotranspiration (ET_0) (Allen et al. 1998). The most accurate methods for this estimation use lysimeter measurements (Xu et al. 2013) or mathematical models, such as the Penman-Monteith equation and iterative methods (Widmoser 2009). However, lysimeter measurements are relatively difficult, expensive, and time consuming (Irmak et al. 2003). Therefore, the FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations) recommends an alternative method, i.e., the Penman-Monteith FAO-56 (PMF56), which was developed on the basis of lysimeter measurements in various regions around the world (Allen et al. 1998). Despite the errors that occur under certain unique conditions (Widmoser 2009), the PMF56 method is still considered the standard approach for calculating evapotranspiration for a reference surface (Xystrakis and Matzarakis 2011; Tabari et al. 2013), i.e., well-watered, actively growing grass of a height of 0.12 m that uniformly covers the area and has a surface resistance of 70 Sm^{-2} and an albedo of 0.23 (Allen et al. 1998). The PMF56 method was used in this study as a reference method:

$$ET_0 = \frac{0.408(R_n - G) + \frac{900}{T_a + 273} u(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u)}, \quad (1)$$

where ET_0 is the reference crop evapotranspiration [mm day^{-1}]; R_n is the net radiation [$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$]; G is the soil heat flux [$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$], which is regarded as null for daily periods; T_a is the average daily air temperature at a height of 2 m [$^{\circ}\text{C}$]; u is the wind speed at a height of 2 m [m s^{-1}]; e_s is the saturation vapour pressure [kPa]; e_a is the actual vapour pressure [kPa]; $e_s - e_a$ is the vapour pressure deficit [kPa]; Δ is the slope of the saturation vapour pressure-temperature curve [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$]; and γ is the psychrometric constant [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$].

In many locations, the complete dataset of meteorological variables required for PMF56 calculations is not available. Therefore, simple empirical evapotranspiration models, using a lesser number of input variables (e.g., the Hargreaves, Penman or Thornthwaite methods), are frequently used instead (Sentelhas et al. 2010). However, the application of simple equations requires calibration to regional conditions because large biases can result from applying partially empirical formulae that have been calibrated for different regions (Xystrakis and Matzarakis 2011). Comprehensive studies evaluating such simplified evapotranspiration equations against the PMF56

method have been conducted in different regions throughout the world, including the Netherlands, Syria, the USA, the Philippines and Spain (Stöckle et al. 2004), Bulgaria (Popova et al. 2006), Tunisia (Jabloun and Sahli 2008), Serbia (Trajkovic and Kolakovic 2009), Canada (Sentelhas et al. 2010), Southern Greece (Xystrakis and Matzarakis 2011) and Iran (Tabari et al. 2013).

In Poland, the problem of meteorological data availability also exists. The input variables for the PMF56 method are measured at only a few stations. Due to this data limitation, simpler models are typically used, such as the Penman and Hargreaves methods (Sarnacka et al. 1983; Treder et al. 2010). However, these methods have not been calibrated against the reference PMF56 method in Poland. Therefore, the main purposes of this work are (1) to evaluate the goodness-of-fit of the results from 11 simple evapotranspiration models in relation to the PMF56 model and (2) to adjust four of these models and develop a multiple regression equation for conditions in Poland using the PMF56 model as a reference. This approach ensures that the evapotranspiration values calculated using simple models will agree better with the values predicted by the PMF56 model and be more reliable.

2 Materials and Methods

2.1 Study Area and Data

Poland, which is located in Central Europe, lies at the border between two humid climate types, i.e., a snowy climate (Dfb) and a warm temperate climate (Cfb), according to the updated Köppen climate classification system (Kottek et al. 2006). Three research stations were selected: Sulejów, Mikołajki and Piła (Fig. 1). The adjustment of the selected methods and the majority of the calculations were conducted using data from Sulejów (training dataset, 1981–2000). The remaining data from Sulejów (2001–2010) were used as a testing dataset and the data from two other stations, i.e., Mikołajki and Piła, served as validation data for the examined equations. The daily data from April to October were used in the analyses due to the possibility of snow cover during the period from November to March, which would result in markedly different evaporation conditions. The meteorological data series used in this study are described in Table 1. The wind speed data were obtained at 10 m and converted to the standard height of 2 m using a logarithmic wind speed profile for measurements above the reference surface. The actual and saturation vapour pressure, psychrometric constant and the slope of the saturation vapour pressure-temperature curve were derived according to recommendations provided by Allen et al. (1998).

2.2 Evapotranspiration Estimation

The commonly used methods for estimating evapotranspiration can be grouped into four categories based on the dataset type that is used: radiation, aerodynamic (mass-transfer), temperature and pan evaporation (Xu and Singh 2002, Mallikarjuna et al. 2014). Twelve formulae (including the reference PMF56 method) derived from the literature and five formulae developed in this study for conditions in Poland were used. All formulae are cited and described in this section. The abbreviations for each method's name are given in brackets and then subsequently used in the paper. Variable abbreviations and their units are also described where they first appear; thereafter, the abbreviations are used.

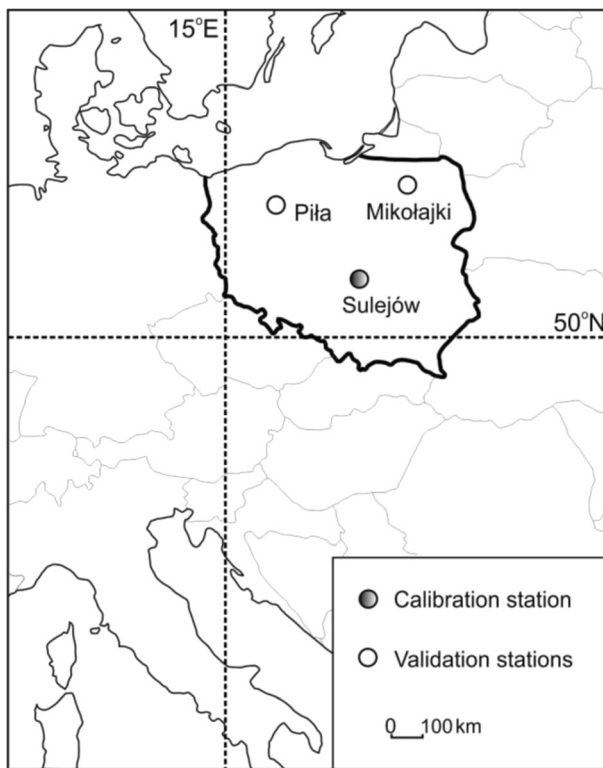


Fig. 1 Location of monitoring stations in Central Europe (boundaries of Poland in bold)

2.2.1 Calibration Procedures

Five selected equations were calibrated in this study. Four of these equations were derived from the literature (i.e., PMF_ANG, Penman, Hargreaves_FAO, and Pan coefficient_FAO) and subsequently optimised by changing the constants in the formulae (creating new formulations for Poland, i.e., PMF_ANG_adj, Penman_adj, Hargreaves_adj, Pan coefficient_adj). The optimisation was performed by applying the generalised reduced gradient method (Lasdon et al. 1973, 1976), which is available in the solver function in Microsoft Excel 2010. The solver add-in (<http://www.solver.com> for details) is a tool that can be used to fit equations by minimising the sum of the squared residuals. Multiple initial values were examined to ensure that the global minimum of the errors was found.

The fifth method developed in this study was a Cochrane-Orcutt multiple regression model (COMR) (for details, see the next subsection). R_n , T_{max} and T_{min} were used as independent variables, and PMF56 was used as a dependent variable. The estimated data series were then cross-validated by determining the evaluation indices that are presented in the next section.

2.2.2 Radiation-Based Estimations

Four radiation-based methods that are designed for humid climates were selected in this study. Two of them are largely similar to the PMF56 model (equation 1). The

Table 1 Exact location, observation periods and meteorological data collected from weather stations Sulejów (training dataset: 1981–2000, testing dataset: 2001–2010), Mikołajki and Piła

Description	Abbreviation	Unit	Station			
			Sulejów	Sulejów	Mikołajki	Piła
Latitude	–	decimal degrees	51.35°N	51.35°N	53.78°N	53.13°N
Longitude	–	decimal degrees	19.87°E	19.87°E	21.58°E	16.75°E
Altitude	–	m a.s.l.	189	189	132	73
Observation periods	–	years	1981–2000	2001–2010	2001–2010	2001–2010
Meteorological parameters			Average values ¹			
Net radiation	R_n	MJ m ⁻² day ⁻¹	6.8	7.3	6.9	7.1
Solar radiation	R_s	MJ m ⁻² day ⁻¹	10.8	11.7	11.6	11.5
Sunshine duration	n	hour	6.1	6.8	7	6.9
Mean air temperature	T_a	°C	13.5	14.1	13.8	14.1
Maximum air temperature	T_{max}	°C	19.0	19.9	18.5	19.7
Minimum air temperature	T_{min}	°C	8.11	8.6	9.6	8.6
Precipitation totals	P	mm	378.8	406.9	459.0	375.9
Relative humidity	RH	%	76.4	74.5	76.6	74.1
Wind speed (2 m; converted from 10 m)	u	m s ⁻¹	2.37	2.33	1.96	1.72
Pan evaporation	E_{pan}	mm	–	2.46	–	2.48

¹ Values averaged for the period April–October

only difference is in the net radiation component because these two methods were derived for situations when solar and net radiation data are lacking. These methods use sunshine duration as a proxy to calculate R_n based on the Ångström equation. The first method (PMF_ANG) uses procedures and default coefficients that were recommended by Allen et al. (1998) (equations 2–6):

$$R_n = R_{ns} - R_{nl}, \quad (2)$$

where R_{ns} is the net shortwave radiation [MJ m⁻² day⁻¹] and R_{nl} is the net longwave radiation [MJ m⁻² day⁻¹]. Here,

$$R_{ns} = 0.77R_s \quad (3)$$

where R_s is the solar radiation [MJ m⁻² day⁻¹], which can be defined as

$$R_s = \left(a_s + b_s \frac{n}{N} \right) R_a. \quad (4)$$

Here, R_a represents the extraterrestrial radiation [MJ m⁻² day⁻¹] calculated on the basis of procedure in Allen et al. (1998), N is the maximum possible sunshine duration (hour), n is the actual sunshine duration (hour), and a_s and b_s are regression constants.

In the absence of locally calibrated values, Allen et al. (1998) recommended the following values: $a_s=0.25$ and $b_s=0.5$. Then, R_s for clear-sky days ($n=N$) can be computed as follows:

$$R_{s_{clear}} = 0.75R_a. \quad (5)$$

Moreover, we can express R_{nl} as follows based on the Stefan-Boltzmann law corrected for humidity and cloudiness:

$$R_{nl} = \sigma \left[\frac{T_{max,K}^4 + T_{min,K}^4}{2} \right] (0.34 - 0.14\sqrt{e_a}) \left(1.35 \frac{(a_s + b_s \frac{n}{N})R_a}{0.75R_a} \right) - 0.35 \quad (6)$$

where σ is the Stefan-Boltzmann constant [$4.903 \cdot 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$], $T_{max,K}$ is the maximum absolute temperature during a 24-h period [$K=^{\circ}\text{C}+273.16$], and $T_{min,K}$ is the minimum absolute temperature during a 24-h period [$K=^{\circ}\text{C}+273.16$].

The second method (PMF_ANG_adj) is similar to the previous approach (PMF_ANG); however, the R_s calculation was adjusted based on observational data by establishing a simple linear regression between the clearness index (R_s/R_a) and relative sunshine duration (n/N), which was similarly performed by Sabziparvar et al. (2013) for Iran. The constants were calibrated in this study using a large 20-year daily dataset from Sulejów. The resulting equation for calculating R_s is as follows:

$$R_s = \left(0.094 + 0.549 \frac{n}{N} \right) R_a. \quad (7)$$

The third model was originally described by Priestley and Taylor (1972) and was constructed for non-advection conditions. This model is a simplification of the PMF56 model (Priestley-Taylor):

$$ET_0 = a \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) \frac{1}{\lambda}. \quad (8)$$

where α is an empirical coefficient equivalent to 1.26 (dimensionless) and is the latent heat of vapourisation [MJ kg^{-1}].

A multiple regression model was also used. The model was developed in this study for conditions in Poland. Initially, R_n , T_{max} and T_{min} were used as independent variables, and PMF56 was used as a dependent variable. T_{min} was an insignificant parameter of the ordinary least squares regression model; therefore, it was eliminated. However, the time series used to develop the linear regression model did not satisfy the best linear unbiased estimate (BLUE) condition (the residuals were serially correlated based on a Durbin-Watson test, $dw=1.342$, $p<0.001$). In this case, we applied the Cochrane-Orcutt estimation method, which is commonly used to formulate more reliable models if the error term is autocorrelated. The use of the Cochrane-Orcutt model is common in econometrics; however, its use is rare outside this field (Wen 2009). More information regarding the use of this algorithm in climatology and hydrology can be found in Thejll and Schmith (2005) and Wen (2009). We present only the final model that satisfies the BLUE condition (the residuals exhibited no serial correlation according to a Durbin-Watson test, $dw=2.019$, $p=0.660$). The collinearity did not affect the results of this regression method because the variance inflation factors ($VIF=1.694$) were less than 5 (O'Brien 2007). The Cochrane-Orcutt multiple regression model determined in this study is as follows (COMR):

$$ET_0 = -0.755 + 0.257R_n + 0.062T_{max}. \quad (9)$$

2.2.3 Aerodynamic-Based Estimations

Aerodynamic (mass-transfer) methods are based on Dalton's law, which describes the turbulent transfer of water vapour from an evaporating surface to the atmosphere (Singh and Xu 1997). These methods use simple forms and can be successfully applied when radiation or sunshine duration data are not available. Five of these methods were used in this study. The basic version of the Dalton (1802) equation (Dalton) is as follows:

$$ET_0 = (0.3648 + 0.07223u)(e_s - e_a). \quad (10)$$

The WMO (1966) method, designed to calculate ET_0 on a global scale, was also selected (WMO):

$$ET_0 = (0.1298 + 0.0934u)(e_s - e_a). \quad (11)$$

The other three models developed and applied for Central European conditions included the Mahringer (1970) model for Austria (Mahringer):

$$ET_0 = 0.15072 \cdot \sqrt{3.6u} \cdot (e_s - e_a), \quad (12)$$

the Penman simplified method (1948) (Penman):

$$ET_0 = 0.35(1 + 0.24u)(e_s - e_a), \quad (13)$$

and the Penman simplified method adjusted for conditions in Poland (Penman_adj):

$$ET_0 = 0.36(1 + 0.14u)(e_s - e_a). \quad (14)$$

2.2.4 Temperature-Based Estimation

Frequently, only one (air temperature) or two (air temperature and precipitation) fundamental meteorological variables are recorded at a station. In these cases, various forms of the Hargreaves equation (Hargreaves and Samani 1985) are recommended for calculating ET_0 . This method can be easily applied by practitioners because it does not require a diverse data series. Five variants developed for different purposes or areas were used in this study. The first method, recommended by Allen et al. (1998), is designed for stations for which only temperature data are available (Hargreaves_FAO):

$$ET_0 = 0.408 \cdot 0.0023(T_a + 17.8)(T_{\max} - T_{\min})^{0.5} \cdot R_a \quad (15)$$

Two other versions of the model have been previously developed for ET_0 comparisons on a global scale (Droogers and Allen 2002) (Hargreaves_globe):

$$ET_0 = 0.408 \cdot 0.0025(T_a + 16.8)(T_{\max} - T_{\min})^{0.5} \cdot R_a, \quad (16)$$

and one of these models was designed for stations for which air temperature and precipitation data are available (Hargreaves_precip):

$$ET_0 = 0.408 \cdot 0.0013(T_a + 17.0)((T_{\max} - T_{\min}) - 0.0123P)^{0.5} \cdot R_a, \quad (17)$$

where P is the precipitation [mm].

Finally, previous studies have derived equations based on the Hargreaves formula (Hargreaves and Samani 1985) and modified them for European conditions. The first of these

equations was derived by Trajkovic (2007) for Balkans (Hargreaves_Balk), while the second equation was developed in this study for Poland (Hargreaves_adj).

The Hargreaves_Balk model is defined as follows:

$$ET_0 = 0.408 \cdot 0.0023 (T_a + 17.8) (T_{max} - T_{min})^{0.424} \cdot R_a. \quad (18)$$

Moreover, the Hargreaves_adj model is represented by the following relationship:

$$ET_0 = 0.408 \cdot 0.001 (T_a + 17.0) (T_{max} - T_{min})^{0.724} \cdot R_a. \quad (19)$$

2.2.5 Pan Evaporation-Based Estimation

In Poland, deep sunken pans (surface area=19.6 m², depth=2 m) are used at monitoring stations to measure evaporation from free surface water (available only from Sulejów and Piła). This variable can be used to estimate ET_0 when the K_p coefficient is applied (Pan coefficient_FAO):

$$ET_0 = K_p \cdot ET_{pan}, \quad (20)$$

where K_p is the empirical pan coefficient and ET_{pan} is the pan evaporation [mm].

Allen et al. (1998) determined K_p for sunken pans in Colorado; this coefficient can be applied to sunken pans used in Poland (K_p):

$$K_p = 0.87 + 0.119 \cdot \ln(FET) - 0.0157 [\ln(86.4u)]^2 - 0.019 \cdot \ln(RH_a) - 0.000053 \cdot \ln(86.4u) \cdot \ln(FET) RH_a \quad (21)$$

where FET is the distance from the evaporimeter to the surrounding low-growing vegetation [m] and RH_a is the daily average air relative humidity [%].

The next equation was used to calculate the pan coefficient for sunken pans adjusted for conditions in Poland (K_{p_adj}):

$$K_{p_adj} = 0.569 + 0.078 \cdot \ln(FET) - 0.0103 [\ln(86.4u)]^2 - 0.012 \cdot \ln(RH_a) - 0.000035 \cdot \ln(86.4u) \cdot \ln(FET) RH_a \quad (22)$$

K_{p_adj} was applied in equation (20) to adjust for conditions in Poland (Pan coefficient_adj method).

2.3 Statistical Analysis

2.3.1 Evaluation of Performance

Five statistical measures were used to assess the reliability of the different methods compared to the reference PMF56 evapotranspiration dataset (at a daily basis).

The *RMSE* (root-mean-square error) is defined as

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{n}}, \quad (23)$$

where P_i and O_i are the estimated and reference data, respectively, at the i^{th} data point and n is the total number of data points.

Furthermore, the *RE* (*relative error*) is defined as follows:

$$RE = \frac{RMSE}{\bar{O}} \quad (24)$$

where $\bar{O}$ is the mean value of the reference data.

The *RMSEs* are provided in millimetres, and the *REs* are dimensionless. The estimated data agree perfectly with the reference data when both the *RE* and the *RMSE* are 0.

The Willmott (1982) index of agreement can be defined as

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|P'_i| + |O'_i|)^2}, \quad (25)$$

where $P'_i = P_i - \bar{O}$ and $O'_i = O_i - \bar{O}$.

The index d is dimensionless; perfect agreement between the reference and estimated data occurs when $d=1$. The coefficient of determination (R^2) and the slope (m) of the regression between the PMF56 data (assumed to be the observed data) and the other simple equations (assumed to be the predicted data) were also calculated.

These statistical indices were calculated and presented for the testing period at the three stations. In addition, three indices (*RE*, R^2 , and d) were calculated for 30-days periods to determine the changes in the estimation accuracy for the different months of the testing period. Two examples of the aforementioned variability are presented in this paper for the original Hargreaves_FAO and calibrated Hargreaves_adj models.

2.3.2 Differences in Monthly and Annual Evapotranspiration

Monthly and annual evapotranspiration were calculated using the original and calibrated equations. Analysis of variance (*ANOVA*) and Tukey's *post-hoc* tests were then used to determine the differences between the reference PMF56 model and the other models used in this study and to assess the applicability of the simplified models.

3 Results

3.1 Warm Season (April–October) Evapotranspiration

Sixteen methods were tested against the reference evapotranspiration data calculated using the PMF56 model. These analyses revealed that seven methods produced warm season ET_0 totals that were significantly different from the reference series (*ANOVA*: $F=139.1$, $p<0.001$, and $df=16$). The results of the remaining methods (i.e., the PMF_ANG_adj, Priestley-Taylor, COMR, Penman, Penman_adj, Dalton, Hargreaves_adj, Pan coefficient_FAO and Pan coefficient_adj methods) were consistent with the PMF56 data. In general, the best estimations were obtained using the radiation-based methods, followed by the mass-transfer-based, pan coefficient-based and temperature-based methods (Fig. 2). For example, the mean ET_0 in April–October calculated using the COMR method was very similar to that calculated using the PMF56 model (478.4 mm and 483.7 mm, respectively); the extreme ET_0 values were best

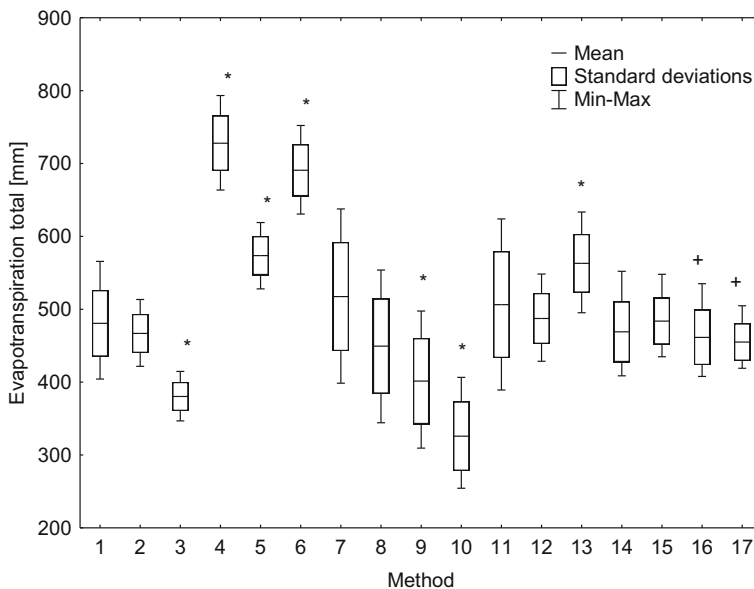


Fig. 2 Evapotranspiration totals for warm season (April–October) in Sulejów (1981–2010) calculated by 17 different methods (values differ from reference PMF56 evapotranspiration based on Tukey's post-hoc test, *p-value < 0.001; + data for shorter period (May–October; 1999–2010)): 1 – PMF56, 2 – Hargreaves_adj, 3 – Hargreaves_precip, 4 – Hargreaves_globe, 5 – Hargreaves_Balk, 6 – Hargreaves_FAO, 7 – Penman, 8 – Penman_adj, 9 – Mahringer, 10 – WMO, 11 – Dalton, 12 – PMF_ANG_adj, 13 – PMF_ANG, 14 – Priestley-Taylor, 15 – COMR, 16 – Pan coefficient_FAO, 17 – Pan coefficient_adj

estimated by the other methods. The minimum and maximum annual ET_0 values were best predicted by the Priestley-Taylor equation (min=408.7 mm vs. 404.3 mm for the PMF56 model; max=565.8 mm vs. 552.1 mm for the PMF56 model). The largest discrepancies were produced by the Hargreaves_precip and WMO methods, which underestimated ET_0 , as well as the Hargreaves_globe and Hargreaves_FAO models, which overestimated ET_0 relative to the PMF56 results.

3.2 Monthly Evapotranspiration Estimation

Three methods correctly predicted ET_0 in all months (Table 2): PMF_ANG_adj, COMR and Hargreaves_adj. The remaining methods overestimated or underestimated ET_0 for at least 1 month. For example, PMF_ANG significantly overestimated the reference value during the period April–August.

The Dalton method performed best among the selected aerodynamic methods (5 months were correctly predicted); however, this method overestimated ET_0 in August and October relative to the PMF56 results. In addition, both Penman methods performed well (4 months were correctly predicted). The Mahringer and WMO methods significantly underestimated ET_0 compared to the reference value in 4 and 6 months, respectively.

The pan coefficient methods accurately estimated the monthly ET_0 during the summer months (June–August), whereas they underestimated and overestimated ET_0 before and after this period, respectively, compared to the reference values.

Table 2 Average monthly evapotranspiration totals obtained by various simplified methods at Sulejów station in years 1981–2010

Methods	Monthly evapotranspiration [mm]						
	April	May	June	July	August	September	October
Reference method:							
PMF56	54.8	83.9	89.9	98.3	81.6	46.7	25.6
Radiation based methods:							
PMF_ANG	63.8**	97.1**	105.0**	115.6*	96.6**	54.6	30.3
PMF_ANG_adj	56.0	83.0	87.4	97.3	85.9	48.1	29.7
Priestley-Taylor	47.8	85.4	96.3	102.8	79.9	41.8	15.0**
COMR	51.3	84.0	90.6	98.3	85.7	47.7	20.8
Mass transfer based methods:							
Dalton	57.2	79.0	81.2	101.4	95.7**	55.2	36.6**
Mahringer	46.2*	62.8**	64.3**	79.6*	74.8	43.9	29.9
WMO	38.0**	50.8**	52.0**	63.8**	60.1**	36.1*	25.1
Penman	58.7	80.8	82.9	103.3	97.5**	56.5*	37.7**
Penman_adj	50.5	70.2**	72.1**	90.4	85.4	48.8	32.0**
Temperature based methods:							
Hargreaves_FAO	75.2**	119.1**	131.8**	144.0**	117.2**	68.2**	35.3**
Hargreaves_precip	41.2**	65.5**	72.7**	79.5*	64.7**	37.5	19.3**
Hargreaves_globe	78.6**	125.3**	139.1**	152.2**	123.9**	71.8**	36.9**
Hargreaves_Balk	62.5*	98.6**	109.5**	119.1**	96.9**	57.1**	29.9
Hargreaves_adj	49.6	80.4	89.4	98.6	80.2	45.6	22.9
Pan evaporation based methods ¹ :							
Pan coefficient_FAO	–	60.7**	93.7	103.7	97.1	71.2**	35.1**
Pan coefficient_adj	–	64.7**	87.2	93.9	89.4	72.0**	47.7**

Monthly values differ significantly (based on Tukey's *post-hoc* test) from the PMF56 method at

* p -value<0.05

** p -value<0.01

¹ Mean monthly values for shorter period (1999–2010)

In general, the Hargreaves methods produced the least accurate monthly ET_0 estimates. Only the Hargreaves_adj method performed well, whereas the results of the other methods differed significantly from the PMF56 data.

3.3 Daily Evapotranspiration Estimation

The daily evapotranspiration estimates produced using the 16 simplified methods were compared against the PMF56 evapotranspiration data. The best estimates were obtained using the radiation methods (Table 3). The PMF_ANG_adj, Priestley-Taylor and COMR methods resulted in the lowest relative error ($RE < 0.18$), a high determination coefficient ($R^2 > 0.9$), a high Willmott index of agreement ($d > 0.97$) and a slope of the regression close to 1 ($0.908 < m < 1.089$) for all stations. Slightly worse results were obtained using the standard, FAO-recommended PMF_ANG method.

Table 3 Statistical indices documenting the internal (Sulejow, 2001–2010) and external (Mikolajki and Pila, 2001–2010) cross-validation of all the tested methods in relation to the reference PMF56 model

Statistical index	Relative error (<i>RE</i>)			Determination coefficient (R^2)			Willmott index of agreement (<i>d</i>)			Slope of the regression (<i>m</i>)		
Method	Sulejow	Mikolajki	Pila	Sulejow	Mikolajki	Pila	Sulejow	Mikolajki	Pila	Sulejow	Mikolajki	Pila
Radiation based methods:												
PMF_ANG	0.186	0.227	0.212	0.958	0.956	0.953	0.975	0.967	0.969	1.040	1.055	1.076
PMF_ANG_adj	0.096	0.110	0.106	0.985	0.982	0.983	0.992	0.991	0.991	0.950	0.950	0.984
Priestley-Taylor	0.173	0.179	0.157	0.910	0.929	0.927	0.976	0.979	0.981	1.014	1.089	0.978
COMR	0.170	0.168	0.167	0.953	0.960	0.956	0.976	0.980	0.977	0.940	1.010	0.908
Mass transfer based methods:												
Dalton	0.300	0.286	0.352	0.823	0.794	0.830	0.941	0.942	0.928	1.125	0.980	1.234
Mahringer	0.304	0.377	0.329	0.785	0.743	0.806	0.921	0.872	0.922	0.901	0.751	0.968
WMO	0.418	0.506	0.443	0.747	0.743	0.797	0.828	0.749	0.845	0.723	0.596	0.761
Penman	0.321	0.295	0.366	0.817	0.787	0.828	0.927	0.939	0.924	1.149	0.994	1.254
Penman_adj	0.254	0.281	0.292	0.830	0.801	0.832	0.950	0.937	0.944	1.010	0.890	1.105
Temperature based methods:												
Hargreaves_FAO	0.478	0.423	0.518	0.762	0.805	0.776	0.864	0.893	0.840	1.016	0.893	1.024
Hargreaves_prec	0.384	0.408	0.353	0.767	0.806	0.794	0.814	0.799	0.864	0.564	0.538	0.591
Hargreaves_globe	0.549	0.489	0.593	0.766	0.803	0.776	0.841	0.870	0.811	0.709	1.030	1.088
Hargreaves_Balk	0.301	0.284	0.325	0.757	0.792	0.769	0.924	0.934	0.817	0.806	0.787	0.817
Hargreaves_adj	0.275	0.288	0.272	0.767	0.810	0.781	0.923	0.915	0.929	0.728	0.681	0.731
Pan coefficient methods ¹ :												
Pan coefficient_FAO	0.530	–	0.409	0.398	–	0.364	0.753	–	0.869	0.613	–	0.672
Pan coefficient_adj	0.435	–	0.391	0.398	–	0.364	0.753	–	0.826	0.647	–	0.453

¹ The values for the shorter testing period (2008–2010)

The Dalton, Penman_adj and Penman methods were the most accurate among the aerodynamic methods ($RE < 0.37$, $R^2 > 0.78$, and $d > 9.2$). However, their regression slopes exhibited large variations between stations (e.g., Penman: for Mikołajki, $m = 0.994$, and for Piła, $m = 1.254$). The Mahringer and WMO methods performed poorly ($RE > 0.4$, $R^2 < 0.8$, and $d < 0.85$).

The various Hargreaves methods produced inconsistent results. The unadjusted FAO method (Hargreaves_FAO), which is considered the standard method in situations where data are scarce, produced unsatisfactory results ($RE > 0.5$ and $d < 0.9$). This model performed much better ($RE < 0.29$ and $d > 0.91$) after being optimised for conditions in Poland (Hargreaves_adj). The most significant errors were obtained using the Hargreaves_globe method ($RE \approx 0.6$ in Piła).

The results of the pan coefficient methods were the most inconsistent with respect to the PMF56 data. Although the Pan coefficient_adj method produced a smaller RE than the Hargreaves_FAO model, the correlation of the pan coefficient results with the PMF56 data was very poor ($R^2 < 0.4$). For both pan coefficient methods, the regression slope was also low ($m < 0.68$).

3.4 Optimisation Results

Four commonly used evapotranspiration estimation methods were markedly improved for conditions in Poland (Table 3). The Hargreaves method yielded the greatest reduction in the error. For example, the RE decreased from 0.478 to 0.275 for the testing period. The Willmott index of agreement was also greatly improved (0.781 to 0.918). PMF_ANG was also corrected, i.e., the RE decreased from 0.186 to 0.096 in Sulejów. The improvements in the Penman_adj (the RE decreased from 0.321 to 0.254) and Pan coefficient_adj methods were relatively small.

The relative error and Willmott index of agreement were greatly improved upon optimisation, whereas the coefficient of determination and the slope of the regression changed to a lesser extent (Fig. 3). The changes in these indices during the testing period are presented as an example of the Hargreaves equation optimisation. The Hargreaves_adj model produced markedly lower relative errors and a higher Willmott index compared to the original Hargreaves_FAO method. However, at the beginning and end of the testing period, the optimisation yields were higher than in the middle of the testing period.

4 Discussion

4.1 Evapotranspiration at Different Time Scales

Nine methods did not show differences in evapotranspiration compared to the PMF56 results during the period April–October. However, only three of these methods were consistent with the reference method on a monthly basis (the PMF_ANG_adj, COMR and Hargreaves_adj models). The remaining methods incorrectly predicted at least one monthly ET_0 total during the warm season. The Priestley–Taylor (October), Penman_adj (May and June) and Pan coefficient (May) methods underestimated the monthly evaporation. Conversely, the Penman method overestimated the reference values for August, September and October; the Penman_adj and Dalton methods overestimated for October; and the pan coefficient methods overestimated for September and October.

The three best methods with respect to the annual and monthly time scales (the PMF_ANG_adj, COMR and Hargreaves_adj models) also performed well for a daily time scale. Two of these models are radiation-based methods; solar radiation is considered the most

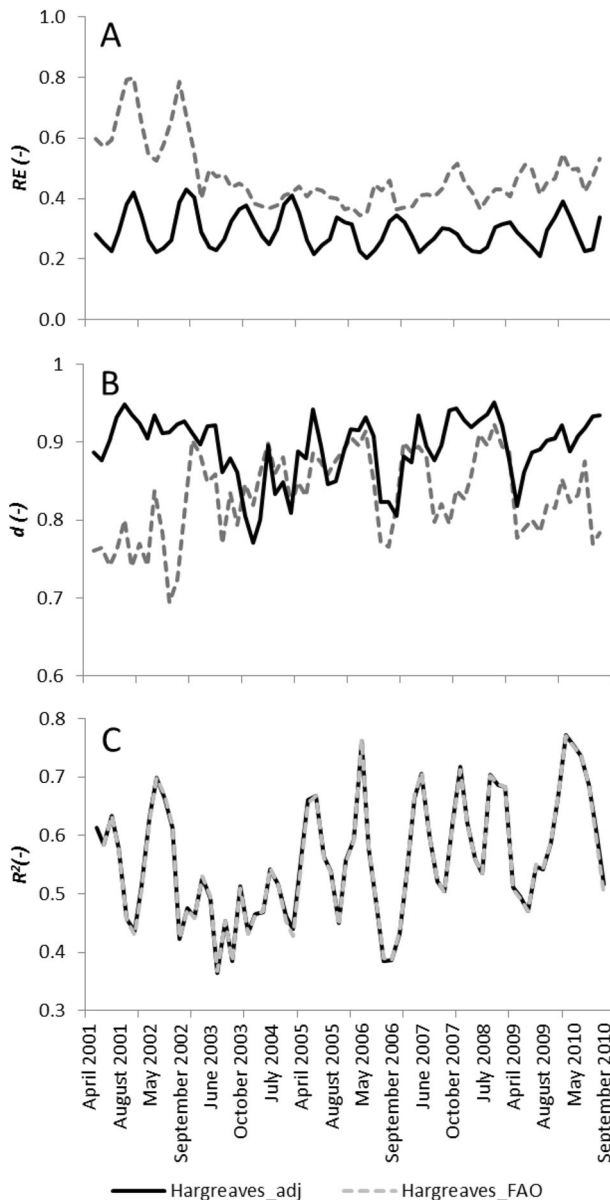


Fig 3 3-months moving average of monthly relative error (A), Willmott index of agreement (B) and determination coefficient (C) for two forms of Hargreaves equation: Hargreaves_FAO and Hargreaves_adj in Sulejów

important factor influencing variations in evapotranspiration (Xu et al. 2006; Yin et al. 2008). Therefore, we decided to develop a multiple regression method for conditions in Poland (COMR). This method was developed using only temperature and radiation data. Tabari et al. (2013) found that such a radiation-based multiple regression equation was the optimal method in the humid climate of northern Iran because it resulted in a very small $RMSE$ (0.18 mm d^{-1}). However, the present study found that one method, i.e., the PMF_ANG_adj model, performed better at the daily time scale than the COMR method.

When solar radiation or sunshine duration data were lacking, the best performance at the daily time scale was obtained by the Penman_adj method using water vapour deficit and wind speed data ($RE=0.254$ mm, $R^2=0.830$, $d=0.950$, and $m=1.01$). The Dalton and Penman methods were also accurate without calibration ($RE=0.300$ – 0.321 , $R^2=0.817$ – 0.823 , $d=0.927$ – 0.941 , and $m=1.125$ – 1.149), indicating that the combination of vapour pressure deficit and wind speed data provides a good description of the evapotranspiration process.

If air temperatures measured at the station are the only available data, various studies have recommended the use of a Hargreaves equation to calculate ET_0 (Allen et al. 1998; Sentelhas et al. 2010). This method is particularly recommended when the data quality is expected to be low because this approach is less susceptible to errors in the dataset (Droogers and Allen 2002). However, the present study demonstrates that this method can produce large biases when it is not calibrated. The original Hargreaves_FAO method exhibited differences in the average seasonal values and in all monthly values when compared to the PMF56 data at Sulejów. At the daily time scale, this method produced the following parameters: $RE=0.478$, $R^2=0.762$, $d=0.864$ and $m=1.016$. With the exception of the regression slope, these results were poor. The Hargreaves_globe model performed even worse than the original version ($RE=0.549$). The inclusion of precipitation data in the Hargreaves equation led to a decrease in the RE (0.384 in Sulejów), whereas the regression slope decreased ($m=0.564$), indicating an underestimation of the daily ET_0 values. However, after calibration to local conditions, the Hargreaves method resulted in errors similar to those of the aerodynamic methods, which require more data (Hargreaves_adj: $RE=0.275$, $R^2=0.767$, $d=0.923$, and $m=0.728$). This result is in agreement with other studies showing that the $RMSE$ is markedly decreased after calibration (e.g., from 1.103 to 0.703 in Sentelhas et al. 2010). This finding also confirms that the regional calibration of temperature-based methods is necessary to widely apply them in particular regions (Valipour 2014).

The pan coefficient methods provided a highly accurate prediction of the monthly ET_0 totals in summer (June–August). However, these methods underestimated ET_0 in the spring months and overestimated ET_0 in the autumn months relative to the PMF56 results. This is likely due to the use of large-volume sunken evaporation pans in Poland. As opposed to the Class A pan that is able to reliably predict ET_0 relative to the daily PMF56 data (Cobaner 2013; Tabari et al. 2013), a sunken tank requires more time to heat its contents from month to month and from day to day, which is one of the primary reasons for the low determination coefficient obtained for pan evaporation-based methods when plotted against the PMF56 data ($R^2=0.398$).

4.2 Performance of the Evapotranspiration Estimation Methods Within Poland

Four equations of the 11 methods investigated in this study were calibrated to conditions in Poland (the PMF_ANG_adj, Penman_adj, Hargreaves_adj, and Pan coefficient_adj methods); one method was developed using a multiple regression procedure (COMR). Because these methods can yield different results for different locations, we assessed their performance for two other stations. The first validation station is located in western Poland (Piła); the second station, which is located in the northeastern part of the country (Mikołajki), was used to represent colder conditions. The statistical indices used to compare the different methods relative to the PMF56 model revealed small differences between these stations and the calibration station. For the PMF_ANG_adj model, the RE varied between 0.096 and 0.110, the R^2 varied between 0.982 and 0.985, and the d and m values exhibited a slightly better accuracy at Piła and Mikołajki than at Sulejów, for which PMF_ANG_adj was originally calibrated. These differences are negligible and confirm that the adjustment of the method to

conditions in Poland/Central Europe, was accurate. Similar small differences have been reported for other locations, e.g., Bulgaria (Popova et al. 2006).

The Penman_adj and Hargreaves_adj methods exhibited a similar performance for the validation stations. In several cases, the statistical indices suggested that the predictions were more accurate than for the calibration station, demonstrating that the equations obtained for Sulejów can be applied to other areas of the Polish lowlands.

The optimised pan coefficient (K_p) method was the least efficient method regarding the validation stations, which may have been due to the relatively short data series used to optimise the standard equation. However, the 9 years of daily data used in this study are markedly more extensive than the dataset used by Stöckle et al. (2004) to successfully optimise ET_0 calculations. It is possible that the large size of the evaporation pans used in Poland could attribute to the poor performance of this method for the validation stations.

5 Conclusions

Several simple formulae were assessed for their potential to estimate reference crop evapotranspiration. Typically, accuracy decreases with decreasing data availability. When radiation data are unavailable and sunshine duration data are available, the PMF_ANG_adj method calibrated in this study is the best method for predicting ET_0 . When sunshine radiation data are also not available, the simple Penman_adj method, using vapour pressure deficit and wind speed data, is recommended. When only temperature data are available, the Hargreaves_adj method (as calibrated in this study) is strongly recommended for use in Poland, Central Europe. This method markedly diminished the errors produced by the original Hargreaves_FAO equation. The accuracy of the three aforementioned methods did not vary among the calibration and validation stations.

Pan evaporation methods are not highly applicable in Poland. The standard Class A pan, which is used to obtain data for calculating ET_0 , is not routinely used in Poland. Instead, large, 2-m-deep pans are used; these pans are less susceptible to changes in weather parameters. Therefore, these pans react to such variations more slowly.

Acknowledgments This work was funded by the Polish National Science Centre within the framework of project no. 2011/01/N/ST10/05954. We thank the Institute of Meteorology and Water Management for providing meteorological data. We also thank two anonymous reviewers for the constructive comments that greatly improved the manuscript.

Open Access This article is distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License which permits any use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original author(s) and the source are credited.

References

- Allen RG, Pereira LS, Raes D, Smith M (1998) Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage. Paper no. 56. FAO, Rome
- Bonaccorso B, Peres DJ, Cancelliere A, Rossi G (2013) Large scale probabilistic drought characterization over Europe. *Water Resour Manag* 27:1675–1692
- Cobaner M (2013) Reference evapotranspiration based on class a pan evaporation via wavelet regression technique. *Irrig Sci* 31:119–134

- Cristea NC, Kampf SK, Burges SJ (2013) Linear models for estimating annual and growing season reference evapotranspiration using averages of weather variables. *Int J Climatol* 33:376–387
- Dalton J (1802) Experimental essays on the constitution of mixed gases; on the force of steam of vapour from waters and other liquids in different temperatures, both in a torricellian vacuum and in air on evaporation and on the expansion of gases by heat. *Mem Manch Lit Philos Soc* 5:535–602
- Droogers P, Allen RG (2002) Estimating reference evapotranspiration under inaccurate data conditions. *Irrig Drain Syst* 16:33–45
- Hargreaves GL, Samani ZA (1985) Reference crop evapotranspiration from temperature. *Appl Eng Agric* 1(2): 96–99
- Irmak S, Irmak A, Allen RG, Jones JW (2003) Solar and net radiation-based equations to estimate reference evapotranspiration in humid climates. *J Irrig Drain Eng ASCE* 129(5):336–347
- Jabloun M, Sahli A (2008) Evaluation of FAO-56 methodology for estimating reference evapotranspiration using limited climatic data: applications to Tunisia. *Agric Water Manag* 95:707–715
- Kottke M, Grieser J, Beck C, Rudolf B, Rubel F (2006) World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorol Z* 15:259–263. doi:10.1127/0941-2948/2006/0130
- Łabędzki L (2007) Irrigation in Poland – current status after reforms in agriculture and future development. *J Water Land Dev* 11:3–16. doi:10.2478/v10025-008-0001-6
- Lasdon LS, Fox RL, Ratner MW (1973) Nonlinear optimization using the generalized reduced gradient method. Technical memorandum no. 325. Case Western Reserve University, Springfield
- Lasdon LS, Waren AD, Jain A, Ratner M (1976) Design and testing of a generalized reduced gradient code for nonlinear programming. Technical Report 76–3. System Optimization Laboratory, Department of Operation Research, Stanford University, California
- Mallikarjuna P, Aruna Jyothy S, Srinivasa Murthy D, Chandrasekhar Reddy K (2014) Performance of Recalibrated Equations for the Estimation of Daily Reference Evapotranspiration. *Water Resour Manage*. doi:10.1007/s11269-014-0733-9
- Mahringer W (1970) Verdunstungsstudien am neusiedler See. *Arch Met Geoph Biokl Ser B* 18:1–20
- Michalczyk Z, Sposób J (2011) Water resources of Poland and their state in Lublin district. *Teka Kom Ochr Kszt Środ Przysr – OL PAN* 8:104–111
- O'Brien RM (2007) A caution regarding rules of thumb for variance inflation factors. *Qual Quant* 41:673–690
- Penman HC (1948) Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc R Soc Lond Ser A* 193:120–145
- Popova Z, Kercheva M, Pereira LS (2006) Validation of the FAO methodology for computing ETo with missing climatic data application to South Bulgaria. *Irrig Drain* 55:201–215
- Priestley CHB, Taylor RJ (1972) On the assessment of surface heat flux and evapotranspiration using large scale parameters. *Mon Weather Rev* 100:81–92
- Rolbiecki S, Rolbiecki R, Rzekanowski C, Żarski J (2003) Drip irrigation system as a factor for drought mitigation in vegetable growing on sandy soils in the region of Bydgoszcz. *Acta Scientiarum Polonorum Hortorum Cultus* 2(2):75–84
- Rolbiecki S, Wojdyła T, Rzekanowski C, Rolbiecki R, Grzelak B (2004) The influence of sprinkler irrigation and nitrogen dose on the yield, chemical composition as well as the storage value of Mors potato tubers. *Ann Univ Mariae Curie-Skłodowska Lublin – Polonia, Sectio E LIX*(3):1389–1395
- Rzekanowski C (2009) Shaping of irrigation needs for fruit plants in Poland. *Infrastruct Ecol Rural Areas* 3:19–27 (in Polish with English summary)
- Sabziparvar AA, Mousavi R, Marofi S, Ebrahimipak NA, Heidari M (2013) An improved estimation of the angstrom–Prescott radiation coefficients for the FAO56 Penman–Monteith evapotranspiration method. *Water Resour Manag* 27:2839–2854
- Sarnacka S, Brzeska J, Świerczyńska H (1983) Wybrane metody wyznaczania ewapotranspiracji potencjalnej. *Materiały Badawcze, Warszawa: IMGW* (in Polish)
- Sentelhas PC, Gillespie TJ, Santos EA (2010) Evaluation of FAO Penman–Monteith and alternative methods for estimating reference evapotranspiration with missing data in southern Ontario, Canada. *Agric Water Manag* 97:635–644
- Singh VP, Xu C-Y (1997) Evaluation and generalization of 13 mass-transfer equations for determining free water evaporation. *Hydrol Process* 11:311–323
- Stöckle CO, Kjelgaard J, Bellocchi G (2004) Evaluation of estimated weather data for calculating Penman–Monteith reference crop evapotranspiration. *Irrig Sci* 23:39–46
- Tabari H, Grismer ME, Trajkovic S (2013) Comparative analysis of 31 reference evapotranspiration methods under humid conditions. *Irrig Sci* 31:107–117
- Thejll P, Schmith T (2005) Limitations on regression analysis due to serially correlated residuals: Application to climate reconstruction from proxies. *J Geophys Res* 110, D18103. doi:10.1029/2005JD005895
- Trajkovic S (2007) Hargreaves versus Penman–Monteith under humid conditions. *J Irrig Drain Eng* 133(1):38–42

- Trajkovic S, Kolakovic S (2009) Evaluation of reference evapotranspiration equations under humid conditions. *Water Resour Manag* 23:3057–3067
- Treder W, Wójcik K, Żarski J (2010) Preliminary assessment of the possibility of estimating water requirements of plants on the basis of simple meteorological measurements. *Zeszyty Naukowe Instytutu Sadownictwa I Kwiaciarnictwa im S Pieniążka* 18:143–153 (in Polish with English summary)
- Valipour M (2014) Use of average data of 181 synoptic stations for estimation of reference crop evapotranspiration by temperature-based methods. *Water Resour Manage* 28:4237–4255
- Wen L (2009) Reconstruction natural flow in a regulated system, the Murrumbidgee River, Australia, using time series analysis. *J Hydrol* 364:216–226
- Widmoser P (2009) A discussion on an alternative to Penman–Monteith equation. *Agric Water Manag* 96:711–721
- Willmott CJ (1982) Some comments on the evaluation of model performance. *Bull Am Meteorol Soc* 63:1309–1313
- WMO (1966) Measurement and estimation of evaporation and evapotranspiration. Tech. Pap. (CIMO-Rep) 83. Geneva
- Xu C-Y, Singh VP (2002) Cross comparison of empirical equations for calculating potential evapotranspiration with data from Switzerland. *Water Resour Manag* 16:197–219
- Xu C-Y, Gong L, Jiang T, Chen D, Singh VP (2006) Analysis of spatial distribution and temporal trend of reference evapotranspiration and pan evaporation in Changjiang (Yangtze River) catchment. *J Hydrol* 327: 81–93
- Xu J, Peng S, Ding J, Wei Q, Yu Y (2013) Evaluation and calibration of simple methods for daily reference evapotranspiration estimation in humid East China. *Arch Agron Soil Sci* 59(6):845–858
- Xystrakis F, Matzarakis A (2011) Evaluation of 13 empirical reference potential evapotranspiration equations on the island of Crete in southern Greece. *J Irrig Drain E-ASCE* 137(4):211–222
- Yin Y, Wu S, Zheng D, Yang Q (2008) Radiation calibration of FAO56 Penman–Monteith model to estimate reference crop evapotranspiration in China. *Agric Water Manag* 95:77–84
- Żarski J (2009) Effects of cereal plants irrigation in Poland. *Infrastruct Ecol Rural Areas* 3:29–42 (in Polish with English summary)

5.

Warunki atmosferyczne wpływające na wysokie wartości ewapotranspiracji w Polsce w okresie letnim (*in English*).

Atmospheric conditions controlling extreme summertime evapotranspiration in Poland (central Europe). *Natural Hazards* 81(1): 55-69

Atmospheric conditions controlling extreme summertime evapotranspiration in Poland (central Europe)

Paweł Bogawski^{1,2} · Ewa Bednorz¹

Received: 19 December 2014 / Accepted: 28 October 2015 / Published online: 5 November 2015
© The Author(s) 2015. This article is published with open access at Springerlink.com

Abstract Extremely high evapotranspiration may constitute a threat to agriculture and to water storage, supply, management and quality. To better understand the occurrence of high evapotranspiration, our goals were to (1) document the synoptic conditions favorable for extreme evapotranspiration and (2) determine the anomalies in the factors that directly affect extremely high evapotranspiration on a daily scale. We calculated the daily reference evapotranspiration (ET_0 ; June–August, 1971–2010) for 31 stations in Poland using the FAO-56 Penman–Monteith method and identified the days with the highest ET_0 values (>90th percentile). For these days, we calculated the sea level pressure (SLP), the 500 hPa geopotential heights (z_{500}), the air temperature at 850 hPa (t_{850}) and the amount of precipitable water. We detected a correlation between the air pressure field and high ET_0 values ($r > 0.4$, $p < 0.001$) in northeast Poland; positive anomalies in SLP, z_{500} and t_{850} were documented on days with high ET_0 . Substantial anomalies were also observed in the factors that directly affect evapotranspiration, i.e., sunshine duration and air temperature (positive) and relative humidity (negative). The conditions favorable for high ET_0 events are characteristic of anticyclonic weather, so when an anticyclone center is near northeast Poland, high evapotranspiration can be expected.

Keywords Extreme evapotranspiration · Penman–Monteith method · Synoptic patterns · Central Europe

✉ Ewa Bednorz
ewabedno@amu.edu.pl

¹ Department of Climatology, Faculty of Geographical and Geological Sciences, Adam Mickiewicz University, Długa 27, 61-680 Poznań, Poland

² Laboratory of Aeropalynology, Faculty of Biology, Adam Mickiewicz University, Umultowska 89, 61-614 Poznań, Poland

1 Introduction

In the future, the intensity and variability of the hydrological cycle are predicted to increase, and extreme phenomena, such as floods and droughts, are likely to become more common (IPCC 2007). These extremes frequently pose economic threats, so it is essential that we further our knowledge of the entire hydrological cycle (Bosilovich and Schubert 2002). Evapotranspiration, which is defined as evaporation from the soil and transpiration from plants, is a crucial component of the hydrological cycle that may be used as a sensitive indicator of changes in the intensity of the cycle (Huntington 2006). Evapotranspiration is also one of the most important hydrological parameters for planning and managing water resources, particularly for scheduling irrigation in agriculture, so extreme evapotranspiration values (along with low precipitation) are a critical consideration from a food security perspective (Mishra and Singh 2010). Moreover, evapotranspiration is included in all hydrological water balance models and is a popular topic in many international research programs, such as the World Climate Research Programme (WCRP), the International Geosphere-Biosphere Programme (IGBP) and the International Human Dimensions Program on Global Environmental Change (Liang et al. 2008; Tabari and Talaei 2014).

The intensity of evapotranspiration is controlled by numerous meteorological factors, including solar radiation, air temperature, humidity and wind speed (i.e., Goyal 2004; Tabari and Talaei 2014), and the importance of these parameters to the variability in evapotranspiration has been repeatedly emphasized in the literature (e.g., Gong et al. 2006; Liang et al. 2008; Estevez et al. 2009). However, all of these individual meteorological and hydrometeorological parameters, including evapotranspiration, are affected by atmospheric circulation, i.e., the large-scale movement of air masses in the atmosphere. The impact of atmospheric circulation on different meteorological elements has been thoroughly studied in relation to, for example, air temperature (Xoplaki et al. 2003), precipitation (Jacobeit et al. 2009), fog (Houssos et al. 2012), snow cover and melt (Bednorz 2011), and hail (Suwała 2013). However, information about the influence of atmospheric circulation on pan evaporation and evapotranspiration remains scarce (Jalili et al. 2012).

We assume that particular pressure fields and circulation patterns over the Euro-Atlantic sector of the Northern Hemisphere result in conditions that are conducive to extreme evaporation in Poland. Furthermore, high evapotranspiration is associated with anomalies in particular meteorological variables, such as sunshine duration and the air temperature, humidity and water content in the atmosphere. Our main objective in this study is to describe the atmospheric conditions that promote extreme evapotranspiration values in Poland in the summer, namely the macroscale pressure, circulation patterns and other synoptic conditions on days with extreme evapotranspiration. The ability to predict evapotranspiration is especially important in water management as it strongly influences the supply of water for agriculture. Under the climatic conditions of Poland, where water shortages due to drought often occur during the warm season (Bonaccorso et al. 2013), predicting extreme evapotranspiration events is crucial, and such forecasts may be enhanced by understanding the atmospheric conditions that cause such events and which are examined in this study.

2 Materials and methods

2.1 Evapotranspiration model

The evapotranspiration model used in this study requires standard meteorological data, which were obtained from the Polish Institute of Meteorology and Water Management. Daily data from 31 operational meteorological stations in Poland for the summers (June–August) of 1971–2010 were employed to calculate evapotranspiration values using the model described below (Fig. 1; Table 1). A small part of the dataset was missing, especially from the beginning of the study period, and the numbers of days with data gaps are shown in Table 1. All of the data gaps were addressed using data from adjacent stations.

The Penman–Monteith FAO-56 (PMF56) method, which was developed and modified by experts from the International Commission for Irrigation and Drainage (ICID) and the Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO) (Allen et al. 1998), is the most commonly used method for determining reference evapotranspiration (ET_0). The method is considered to be the standard, and it produces the most precise results when applied to various climates around the world (e.g., Trajkovic et al. 2003; Garcia et al. 2004; Sabziparvar et al. 2010; Sentelhas et al. 2010; Tabari et al. 2013). This method requires non-standard meteorological data, such as net or solar radiation, that may only be recorded at select stations, so the data are commonly unavailable. To overcome this limitation, Allen et al. (1998) proposed a set of procedures for sparse data, such as using sunshine duration as a proxy for solar radiation. These procedures, which have been calibrated for conditions in Poland, were applied in this study to calculate the daily ET_0 , i.e., the evapotranspiration from well-watered, actively growing grass with a height of 0.12 m, a surface resistance of 70 Sm and an albedo of 0.23 (Allen et al. 1998).

The reference evapotranspiration was calculated with the PMF56 method as follows:

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_a + 273} u(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u)}, \quad (1)$$

where ET_0 is the reference crop evapotranspiration (mm day^{-1}), R_n is the net radiation ($\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}$), G is the soil heat flux ($\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}$), which is null for daily periods, T_a

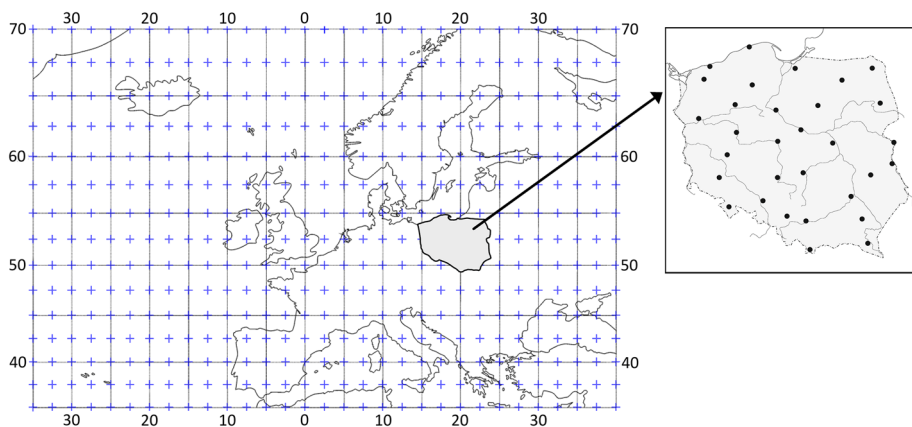


Fig. 1 The area represented by the SLP and $z500$ data with marked grid points and the locations of the meteorological stations used in the study

Table 1 Description of the surface data series used to calculate reference evapotranspiration and synoptic variables used in the study

Used surface/macroscale data series	Abbreviation	Unit	Lacking data
Reference evapotranspiration	ET_0	mm	–
Sunshine duration	n (or) SH	h	25,977 (5.7 %)
Mean air temperature at 2 m a.s.l.	T_a	°C	2
Maximum air temperature at 2 m a.s.l.	$T_{\max}$	°C	3
Minimum air temperature at 2 m a.s.l.	$T_{\min}$	°C	3
Precipitation	P	mm	1
Relative humidity	RH	%	6
Wind speed (2 m; converted from 10 m)	u	m s^{-1}	703 (0.15 %)
Sea level pressure	SLP	hPa	–
500 hPa geopotential height	z_{500}	M	–
Mean air temperature at 850 hPa geopotential height	t_{850}	°C	–
Precipitable water	PW	kg m^{-2}	–

is the average daily air temperature at a height of 2 m (°C), u is the wind speed at a height of 2 m (m s^{-1}), e_s is the saturation vapor pressure [kPa], e_a is the actual vapor pressure (kPa), $e_s - e_a$ is the vapor pressure deficit (kPa), Δ is the slope of the saturation vapor pressure–temperature curve ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$) and γ is the psychrometric constant ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$).

Net and solar radiation data were lacking for almost all of the meteorological stations, so we used the procedures for estimating these two variables originally described by Allen et al. (1998). They are based on the Ångström equation (used to calculate solar radiation), which is recommended to be calibrated for local conditions (Allen et al. 1998). Therefore, we used the Ångström equation calibrated for conditions in Poland as follows (Bogawski and Bednorz 2014):

$$R_s = \left(0.094 + 0.549 \frac{n}{N}\right) R_a, \quad (2)$$

where the n/N ratio represents the relative sunshine duration (dimensionless) and R_a is the extraterrestrial radiation ($\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$) for a particular location and day of the year.

2.2 Extreme ET_0 values

Extreme summertime evapotranspiration values were determined according to the rules of the Intergovernmental Panel on Climate Change, for which the frequency is less than or equal to 10 % (IPCC 2007). Therefore, the mean daily reference evapotranspiration values that were equal to or exceeded the 90th percentile in summer at a particular station were considered positive extremes in this station. The days when evapotranspiration exceeded the given threshold in at least half (16) of the stations in Poland were selected for further synoptic analysis, which is described in Sect. 2.3.

To determine the background conditions for the detailed analysis of the atmospheric conditions controlling extremely high evapotranspiration in Poland, we analyzed simple linear trends between the mean daily reference evapotranspiration and other

meteorological parameters ($T_{\max}$, $T_{\min}$, SH, RH, P) from 1971 to 2010. The data from all of the stations were averaged to calculate these trends.

2.3 Atmospheric circulation

To relate the occurrence of evapotranspiration extremes to synoptic conditions, the “environment-to-circulation” approach was applied. In this method, the circulation is classified according to a specific set of environmental criteria for a particular phenomenon, i.e., the evapotranspiration extremes addressed in this study (Yarnal 1993; Dayan et al. 2012). To identify the macroscale pressure patterns and circulation conditions that promote positive ET_0 extremes, the mean daily sea level pressure (SLP) and 500 hPa geopotential heights ($z500$) were used (Table 1). These reanalysis data were obtained from the National Centers for Environmental Prediction (NCEP)/National Center for Atmospheric Research (NCAR) (Kalnay et al. 1996). Other mesoscale meteorological conditions on the days with positive ET_0 extremes were identified using air temperature at the 850 hPa level ($t850$) and precipitable water (PW) data from the same source. The 850 hPa level is approximately 1500 m above the atmospheric boundary layer. At this height, the underlying surface does not affect the temperature, so $t850$ is often used to distinguish cold and warm air masses, which are only affected by air circulation. The PW index represents the mass of water contained in a column of air above a unit surface area (kg m^{-2}) regardless of the state of aggregation (Wibig and Siedlecki 2007). The resolution of all of the NCEP/NCAR reanalysis data used in the study is $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, and area represented by the SLP and $z500$ data with marked grid points is shown in Fig. 1.

First, the Pearson’s correlation coefficients (r) between the daily reference evapotranspiration averaged for the 31 stations and the daily SLP values at the grid points within $35^\circ\text{--}70^\circ\text{N}$ and $35^\circ\text{W--}40^\circ\text{E}$ (Fig. 1) were calculated and mapped. Because of the large number of data points ($n = 3680$), very low values of r were statistically significant ($|r| = 0.055$ is statistically significant at $p = 0.001$). Furthermore, composite maps of the SLP and $z500$ means and anomalies were constructed for the days with extreme ET_0 values, which were observed at more than half of the stations considered in the analysis (at least 16 stations). Additionally, $t850$ and PW anomaly maps were constructed, and the anomalies were computed as the differences between the composite values and the 40-year summer means (June–August). All of the contour maps included in Sect. 3 were produced using Kriging with a simple linear variogram model, which is one of the most popular geostatistical gridding methods used for interpolation.

Air circulation is considered to be one of the most important factors determining weather conditions because it transports distinct air masses from various source regions. To detect the source areas of the air masses that cause extremely high evaporation in Poland, 3-day backward trajectories of air particles were constructed for select days with extreme ET_0 using the NOAA Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory (HYSPLIT) model (Rolph 2012; Draxler and Rolph 2012). HYSPLIT is a commonly used trajectory model developed by the National Oceanic and Atmospheric Administration’s (NOAA) Air Resources Laboratory (ARL). HYSPLIT uses archived three-dimensional meteorological fields generated from observations and short-term forecasts, and it can be run to generate forward or backward trajectories using several available meteorological data archives. Back trajectory analyses use interpolated or modeled meteorological fields to estimate the most likely paths over geographical areas that provide air to a destination area at a given time. Essentially, the method follows a parcel of air backward in hourly steps for a specified length of time. The backward trajectories were computed with the NCEP/NCAR

reanalysis data available from the ARL. The analysis of the air trajectories substantially added to the information obtained from the synoptic maps and made it possible to identify the direction of air flows on the days with extreme evapotranspiration.

Finally, anomaly maps of the main meteorological variables, such as ET_0 , $T_{\max}$, SH and RH, were constructed for the days with extreme ET_0 in at least 16 stations (see the explanations in Sect. 2.2). Anomalies were computed as the differences between the composite values and the 40-year summer means (June–August).

3 Results

3.1 Mean and extreme reference evapotranspiration values in summer

The mean evapotranspiration values for summer were highest in the central part of the country and extended zonally from west to east, where they exceeded 2.9 mm (Fig. 2, left). For this study, the days with extreme ET_0 values were selected separately for each station. The values of the established 90th percentile ranged from 4.6 mm in central Poland to 3.5 in southern Poland; the spatial distribution of these values was similar to that of the mean evapotranspiration values (Fig. 2, right).

The synoptic analysis only took the days when ET_0 exceeded the 90th percentile in at least 16 stations into consideration, which amounted to 410 days (out of total number of 3680 summer days used in the analysis). Of those, 210 days occurred in July, 169 days in June and 31 days in August. Most of the extreme ET_0 days (68 %) were observed in the last two decades (1990–2010).

3.2 Multiannual changes in the selected meteorological parameters

The linear trends in the mean daily ET_0 and the associated meteorological factors were calculated (Fig. 3), and the mean daily reference evapotranspiration in summer increased

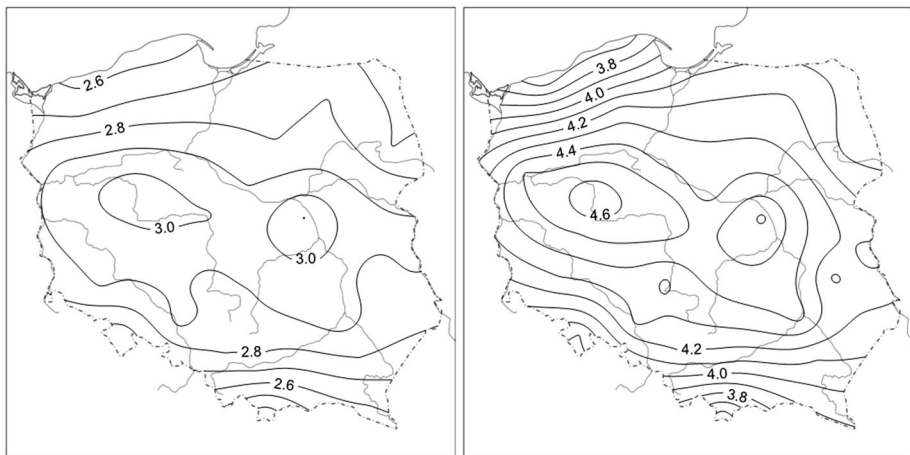
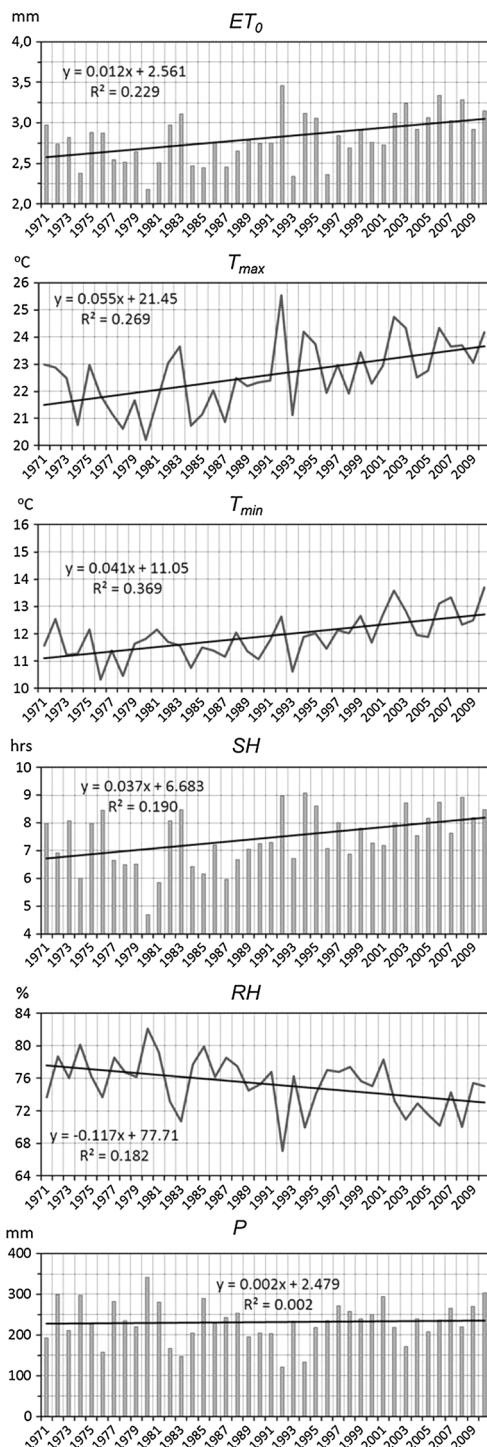


Fig. 2 Mean daily evapotranspiration ET_0 (left) and 90th percentile (right) values for the summer season (June–August) in Poland (in mm). Data for the years 1971–2010

Fig. 3 Multiannual course of the selected meteorological parameters with trend lines and equations averaged for 31 meteorological stations in Poland for summer (Jun–Aug). ET_0 , reference evapotranspiration (mm); T_{max} , daily maximum temperature (°C); T_{min} , daily minimum temperature (°C); SH, sunshine hours (h); RH, relative humidity (%); P , total summer precipitation (mm)



overall from 1971 to 2010 (0.12 mm/decade, $p < 0.01$). The highest evapotranspiration value was recorded in the summer of 1992 (mean daily value of 3.5 mm) and was accompanied by very low precipitation (122 mm) and long-duration mean daily sunshine (approximately 9 h). After 2002, mean daily values exceeding 3 mm occurred nearly every summer.

Statistically significant changes were also detected in the meteorological parameters that strongly influence evapotranspiration, such as the maximum daily air temperature (0.55 °C/decade; $p < 0.01$), minimum daily air temperature (0.41 °C/decade; $p < 0.01$), mean daily sunshine duration (0.37 h/decade; $p < 0.01$) and relative humidity (−1.17 %/decade; $p < 0.01$). The summer precipitation totals exhibited year-to-year variability, but the trends were not statistically significant.

3.3 Synoptic conditions on the days with extreme evapotranspiration

The mean SLP was highest (>1024 hPa) southeast of the Azores, and it gradually decreased toward the north. A low-pressure center (<1000 hPa) was located over the north Atlantic southwest of Iceland. A smaller pressure gradient was observed over eastern Europe than over the Atlantic (Fig. 4a, solid lines).

z_{500} is often used to study upper-level flow because it is strongly related to surface conditions. In summer, the mean z_{500} declined from the southwest (5700 m over the Azores) to the north (5500 m over the northern Atlantic) (Fig. 4a, dashed lines). Such patterns cause westerly and southwesterly airflows in both the low and middle troposphere, particularly over the study area in summer.

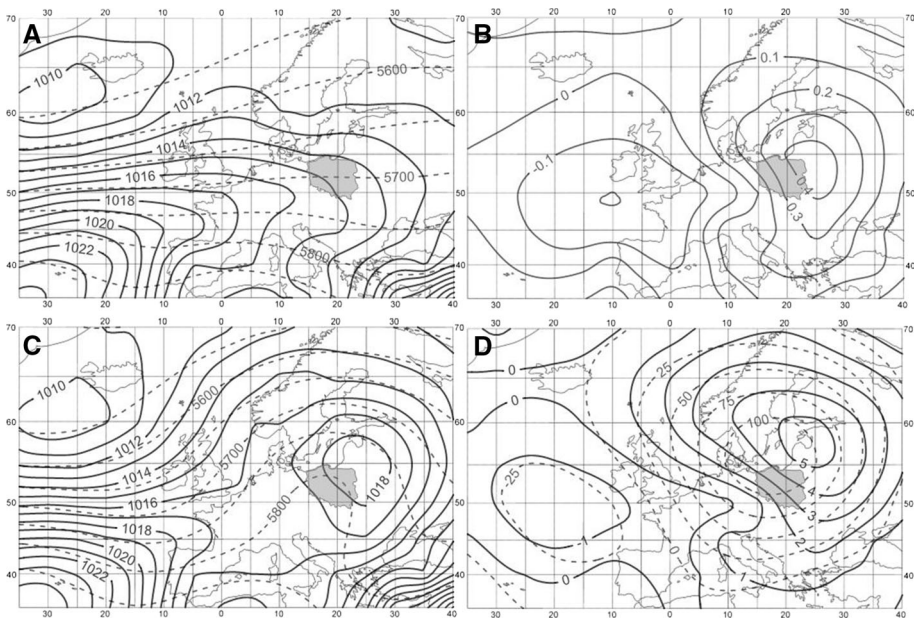


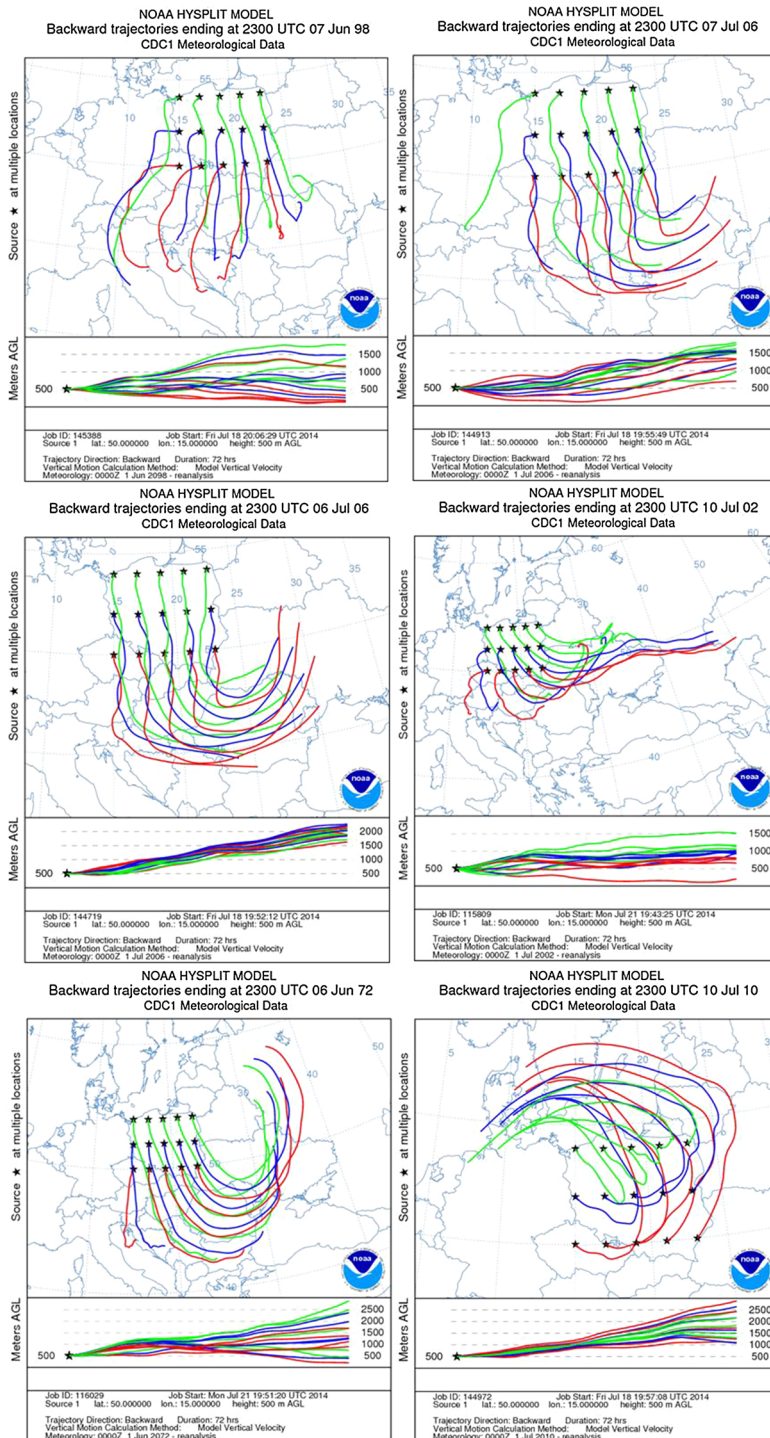
Fig. 4 Mean sea level pressure (SLP) in hPa (solid lines) and height of geopotential level of 500 hPa (z_{500}) in gpm (dashed lines) in summer (a); the correlation coefficient between the SLP in the grid points and the ET_0 (b); composite map (c) and anomaly map (d) of SLP (solid lines) and z_{500} (dashed lines) for the days with extreme evapotranspiration in Poland

First, to relate the occurrence of evapotranspiration extremes to synoptic conditions, the correlation coefficients between the daily reference evapotranspiration averaged for 31 stations and the daily values of the SLP at each grid point within 35° – 70° N and 35° W– 40° E were computed and mapped (Fig. 4b). The 0.1 and -0.1 contour lines bound the areas of statistically significant relationships ($p > 0.001$). Second, SLP and $z500$ composite and anomaly maps for the days with extreme ET_0 were constructed (Fig. 4c, d). The correlation map (Fig. 4b) shows the location of the “centers of action”, namely the centers of low- and high-pressure systems’ which govern the intensity of ET_0 in Poland. The correlation field indicates the strongest relationships between evapotranspiration and SLP in the eastern part of the study area, particularly northeast of Poland ($r > 0.4$), which means that high values of ET_0 in Poland are associated with high SLP values in this area and low values of ET_0 are accompanied with low-pressure systems, which locate northeast of Poland. This is also indicated in Figs. 4c and d (solid lines). The SLP in the area northeast of Poland exceeds 1018 hPa (>5 hPa anomalies) in the days of extreme ET_0 , and positive anomalies in $z500$ occurred simultaneously over this anticyclone, which confirms the presence of warm air masses with low densities. An evaluation of the individual days with extreme evapotranspiration showed that the locations with the most pronounced positive SLP anomalies varied from the eastern to the northeastern parts of the study area. These pressure patterns induce an inflow of warm air masses from the eastern sector (NE, E, and SE) in the lower troposphere. Simultaneously, advection of tropical air masses from the southwest occurs in the upper troposphere (500 hPa).

The 72-h backward trajectories of the air parcels for the selected days with extreme evapotranspiration confirmed the northeastern, eastern or southeastern direction of the air flow into central Europe (Fig. 5). However, when the pressure field over Europe was indistinct, with a weak anticyclone and a small pressure gradient over the eastern part of the continent, the northward movement of the air masses was slow, as shown by the backward trajectory ending on June 7, 1998. However, the strong anticyclone indicated dynamic movement of the air, and southern Scandinavia was identified as the source region of the air masses (backward trajectory ending on July 10, 2010). Most of the trajectories showed downward movement of the air masses (from 1500–2500 m AGL to 500 m AGL), which is typical of a high-pressure system.

The described directions of the air flows caused positive anomalies in $t850$ over most of the continent; these anomalies were highest ($>5^{\circ}\text{C}$) over western Poland and Germany (Fig. 6a). Additionally, positive PW anomalies were observed over Western Europe (Fig. 6b). According to the Clausius–Clapeyron equation, higher than normal water content in the atmosphere is related to high temperatures, but in eastern Poland, the PW anomalies were negative due to hot but dry continental air advection from the east.

In summer, the influx of air masses from the east and southeast to central Europe caused positive ET_0 extremes as well as positive anomalies in the meteorological factors controlling ET_0 (Fig. 7). On days with extreme ET_0 (1.3–2 mm higher than the station averages), large positive $T_{\max}$ anomalies were observed that exceed 4.5°C in most of Poland and amount to -7.5°C in the central-western part of the country. This means that $T_{\max}$ exceeded 30°C in western Poland on the days with positive ET_0 extremes. High values of ET_0 are also accompanied by very high values of SH, which may exceed 13.5 h in central Poland (SH anomalies >6 h). Despite the positive PW anomalies described previously and despite high vapor pressure during the days with extreme evapotranspiration, the RH is lower than the summer average (81–72 %, depending on the region) by 10 % in the most of Poland, due to the high air temperatures.



◀ **Fig. 5** The 72-h back trajectories for the selected days with extreme evapotranspiration in Poland. Colors stand for back trajectories generated for the points in different latitudes: green 53°N, blue 52°N, red 50°N

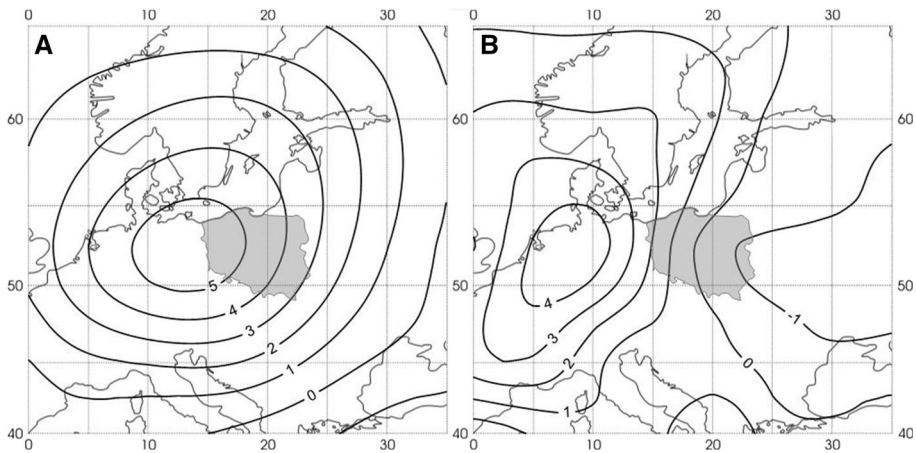


Fig. 6 Anomaly maps of air temperature at geopotential level 850 hPa (t_{850}) in °C (a) and precipitable water (PW) in kg m^{-2} (b) for the days with extreme evapotranspiration in Poland

4 Discussion

The ET_0 values estimated using the Penman–Monteith FAO-56 method calibrated for Poland increased during the study period (1971–2010). This result is similar to those obtained in southern Europe, in Romania (Croitoru et al. 2013) and in Spain (Vicente-Serrano et al. 2014). Additionally, a recent study of changes in ET_0 during the growing season (April–September) in Poland found a clear increase in ET_0 (Łabędzki et al. 2014).

The ET_0 values are sensitive to changes in basic climate variables such as air temperature, humidity, solar radiation and wind speed (Gong et al. 2006; Valiantzas 2013). An increase in air temperature and solar radiation increases ET_0 , whereas an increase in air humidity decreases ET_0 when other factors are unchanged (Goyal 2004). The influence of those factors depends on the climate type; ET_0 is most sensitive to sunshine hours and thus solar radiation, as well as air humidity in humid climates (Xu et al. 2006; Tabari and Talaei 2014). These findings seem to be confirmed by this study as sunshine duration increased and air humidity decreased with the increase in ET_0 in recent decades. In turn, the influence of air temperature on ET_0 in humid climates is not so distinct as in arid climates (Tabari and Talaei 2014). However, wind speed might play a dual role. High wind speed may enhance the removal of water particles from the surface of the water and thus increase ET_0 , but it may also cause a decrease in the transmissivity of the atmosphere, which would limit solar radiation and thus decrease ET_0 (Goyal 2004). However, wind speed is generally considered to be a minor influence on ET_0 changes in humid climates. All of the meteorological elements mentioned are strongly influenced by air circulation, and this study identified the relevant features of the circulation patterns and synoptic conditions responsible for extreme values of ET_0 in Poland.

We found that anticyclonic pressure patterns result in the synoptic conditions associated with the highest ET_0 values. Anticyclones, i.e., high-pressure systems with clockwise descending air flow (Northern Hemisphere), may form over the Baltic Sea and to the

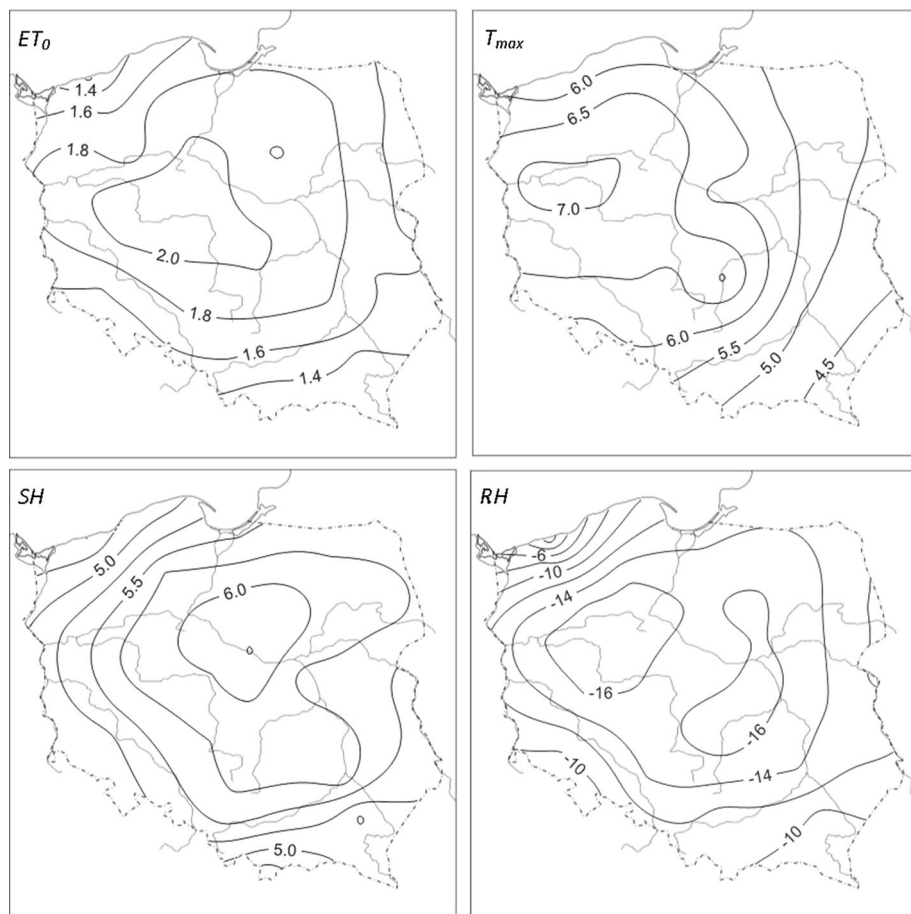


Fig. 7 Anomalies in selected meteorological parameters on the days with extreme evapotranspiration in Poland; ET_0 , reference evapotranspiration (mm); T_{max} , daily maximum temperature ($^{\circ}C$); SH, sunshine hours (h); RH, relative humidity (%)

southeast; these systems are detectable from sea level to the middle troposphere. This anticyclonic pressure pattern is associated with warm and dry continental air, clear skies, and a strong solar energy flux. An increase in solar radiation enhances the surface energy balance and increases the temperature, which leads to extreme ET_0 values.

Midlatitude summer anticyclones are known to generate extreme evapotranspiration and other extreme weather conditions, and these systems are mainly responsible for the heat waves and persistent droughts in Europe (Fink et al. 2004; Rebetez et al. 2006). For example, the importance of persistent anticyclonic conditions in the development of the 2003 heat wave over Europe was described by Black et al. (2004). Similar conditions caused the 1992 and 1994 heat waves over Prague (Kyselý 2010) and the southern coast of the Baltic Sea (Tomczyk and Bednorz 2014). According to Ustrnul et al. (2010) and Wibig (2007), the highest temperatures in Poland are associated with anticyclones without distinct advection. According to Wibig (2007), such temperatures are associated with positive anomalies in the 700 hPa geopotential level and southeasterly flow at this height, which

usually transports hot and dry air in summer. Midlatitude summer anticyclones are also associated with high solar radiation, which is related to high evapotranspiration.

A significant increase in the mean daily values of the summer ET_0 in Poland during 1971–2010 was recognized using simple linear trend analysis, so the increase in ET_0 may indicate increasing intensity in the hydrological cycle (Huntington 2006), which can be linked to recent climate change (Goyal 2004; Gong et al. 2006; Irmak et al. 2012; Huo et al. 2013). In addition to anthropogenic forcings, natural processes—mainly air circulation—are also widely linked to climate change (Kysely and Domonkos 2006; Werner et al. 2000). An increasing persistence of the various types of circulation, including anticyclonic patterns, has recently been reported (Werner et al. 2000; Kysely and Domonkos 2006). Along with the increasing frequency of blocking anticyclonic systems over Europe in recent decades, the number of low-pressure systems south of 55°N has decreased (Leckebusch and Ulbrich 2004). Therefore, the increasing evapotranspiration observed in Poland may be partly linked to the upward trend in the frequency and persistence of anticyclonic circulations. In this case, extreme ET_0 events have the potential to occur more frequently in the future.

5 Conclusions

The extremely high daily evapotranspiration values (90th percentile) observed in summer (June–August) in Poland during 1971–2010 ranged from 3.7 mm in northern and southern Poland to 4.6 mm in central Poland. The synoptic conditions on days with extreme evapotranspiration were compared with the average synoptic patterns during summer. This study demonstrated that the most favorable conditions for high ET_0 in Poland (central Europe) were elevated SLP (5 hPa anomalies northeast of Poland), elevated z_{500} (100 m anomalies over the southern Baltic Sea) and elevated t_{850} (>5 °C anomalies over Germany and western Poland). These synoptic patterns are typical of anticyclonic circulations and are accompanied by strong meteorological factors that directly control ET_0 , including T_{max} , T_{min} and n as well as low values of RH. The increases detected in the aforementioned factors (apart from RH, which decreased) coincided with increases in ET_0 , and these changes may result from the increase in the frequency of anticyclonic circulations in central Europe. However, the evapotranspiration tendency in this region requires more detailed analysis.

Acknowledgment This work was funded by the Polish National Science Center within the framework of Project No. 2011/01/N/ST10/05954. The first author received a scholarship from the Foundation of the Adam Mickiewicz University in Poznan for 2014/2015. We thank the Institute of Meteorology and Water Management for providing the meteorological data.

Open Access This article is distributed under the terms of the Creative Commons Attribution 4.0 International License (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided you give appropriate credit to the original author(s) and the source, provide a link to the Creative Commons license, and indicate if changes were made.

References

- Allen RG, Pereira LS, Raes D, Smith M (1998) Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements—FAO Irrigation and drainage paper 56. FAO, Rome

- Bednorz E (2011) Synoptic conditions of the occurrence of snow cover in central European lowlands. *Int J Climatol* 31(8):1108–1118
- Black E, Blackburn M, Harrison G, Hoskins B, Methven J (2004) Factors contributing to the summer 2003 European heatwave. *Weather* 59:217–223
- Bogawski P, Bednorz E (2014) Comparison and validation of selected evapotranspiration models for conditions in Poland (central Europe). *Water Resour Manag* 28(14):5021–5038
- Bonaccorso B, Peres DJ, Cancelliere A, Rossi G (2013) Large scale probabilistic drought characterization over Europe. *Water Resour Manag* 27:1675–1692
- Bosilovich MG, Schubert SD (2002) Water vapor tracers as diagnostics of the regional hydrologic cycle. *J Hydrometeorol* 3:149–165
- Croitoru A-E, Piticar A, Dragota CS, Burada C (2013) Recent changes in reference evapotranspiration in Romania. *Global Planet Change* 111:127–137
- Dayan U, Tubia A, Levy I (2012) On the importance of synoptic classification methods with respect to environmental phenomena. *Int J Climatol* 32:681–694
- Draxler RR, Rolph GD (2012) HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) model access via NOAA ARL READY website. <http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>. NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD
- Estevez J, Gavilan P, Berengena J (2009) Sensitivity analysis of a Penman–Monteith type equation to estimate reference evapotranspiration in southern Spain. *Hydrol Process* 23:3342–3353
- Fink A, Brücher T, Krüger A, Leckebusch G, Pinto J, Ulbrich U (2004) The 2003 European summer heatwaves and drought—synoptic diagnosis and impacts. *Weather* 59:209–216
- Garcia M, Raes D, Allen R, Herbas C (2004) Dynamics of reference evapotranspiration in the Bolivian highlands (Altiplano). *Agric For Meteorol* 125:67–82
- Gong L, Xu C-Y, Chen D, Halldin S, Chen YD (2006) Sensitivity of the Penman–Monteith reference evapotranspiration to key climatic variables in the Changjiang (Yangtze River) basin. *J Hydrol* 329:620–629
- Goyal RK (2004) Sensitivity of evapotranspiration to global warming: a case study of arid zone of Rajasthan (India). *Agric Water Manag* 69:1–11
- Houssos EE, Lolis CJ, Gkikas A, Hatzianastassiou N, Bartzokas A (2012) On the atmospheric circulation characteristics associated with fog in Ioannina, north-western Greece. *Int J Climatol* 32(12):1847–1862
- Huntington TG (2006) Evidence for intensification of the global water cycle: review and synthesis. *J Hydrol* 319:83–95
- Huo Z, Dai X, Feng S, Kang S, Huang G (2013) Effect of climate change on reference evapotranspiration and aridity index in arid region of China. *J Hydrol* 492:24–34
- IPCC (2007) Climate change 2007: synthesis report. In: Pachauri RK, Reisinger A (eds) Contribution of working groups I, II and III to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change, Switzerland, Geneva
- Irmak S, Kabenge I, Skaggs KE, Mutiibwa D (2012) Trend and magnitude of changes in climate variables and reference evapotranspiration over 116-yr period in the Platte River Basin, central Nebraska–USA. *J Hydrol* 420–421:228–244
- Jacobeit J, Rathmann J, Philipp A, Jones PD (2009) Central European precipitation and temperature extremes in relation to large-scale atmospheric circulation types. *Meteorol Z* 18(4):397–410
- Jalili S, Kirchner I, Livingstone DM, Morid S (2012) The influence of large-scale atmospheric circulation weather types on variations in the water level of Lake Urmia, Iran. *Int J Climatol* 32(13):1990–1996
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins W, Deaven D, Gandin L, Iredell M, Saha S, White G, Woollen J, Zhu Y, Leetmaa A, Reynolds R, Chelliah M, Ebisuzaki W, Higgins W, Janowiak J, Mo KC, Ropelewski C, Wang J, Jenne R, Joseph D (1996) The NMC/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Am Meteorol Soc* 77:437–471
- Kysely J (2010) Recent severe heat waves in central Europe: how to view them in a long-term prospect? *Int J Climatol* 30:89–109
- Kysely J, Domonkos P (2006) Recent increase in persistence of atmospheric circulation over Europe: comparison with long-term variations since 1881. *Int J Climatol* 26:461–483
- Łabędzki L, Bąk B, Smarzyńska K (2014) Spatio-temporal variability and trends of Penman–Monteith reference evapotranspiration (FAO-56) in 1971–2010 under climatic conditions of Poland. *Pol J Environ Stud* 23(6):2083–2091
- Leckebusch GC, Ulbrich U (2004) On the relationship between cyclones and extreme windstorms over Europe under climate change. *Global Planet Change* 44:181–193
- Liang L, Li L, Zhang L, Li J, Li B (2008) Sensitivity of Penman–Monteith reference crop evapotranspiration in Tao'er River Basin of northeastern China. *Chin Geogr Sci* 18(4):340–347
- Mishra AK, Singh VP (2010) A review of drought concepts. *J Hydrol* 391(1–2):202–216

- Rebetez M, Dupont O, Giroud M (2006) An analysis of the July 2006 heatwave extent in Europe compared to the record year of 2003. *Theor Appl Climatol* 95(1–2):1–7
- Rolph GD (2012) Real-time Environmental Applications and Display sYstem (READY) website. <http://ready.arl.noaa.gov>. NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD
- Sabziparvar AA, Tabari H, Aeini A, Ghafouri M (2010) Evaluation of class A pan coefficient models for estimation of reference crop evapotranspiration in cold-semi arid and warm arid climates. *Water Resour Manag* 24(5):909–920
- Sentelhas P, Gillespie T, Santos E (2010) Evaluation of FAO Penman–Monteith and alternative methods for estimating reference evapotranspiration with missing data in Southern Ontario, Canada. *Agric Water Manag* 97:635–644
- Suwala K (2013) The influence of atmospheric circulation on the occurrence of hail in the North German Lowlands. *Theor Appl Climatol* 112(3–4):363–373
- Tabari H, Talaei PH (2014) Sensitivity of evapotranspiration to climatic change in different climates. *Global Planet Change* 115:16–23
- Tabari H, Grismer ME, Trajkovic S (2013) Comparative analysis of 31 reference evapotranspiration methods under humid conditions. *Irrig Sci* 31:107–117
- Tomczyk AM, Bednorz E (2014) Heat and cold waves on the southern coast of the Baltic Sea. *Baltica* 27(1):45–53
- Trajkovic S, Todorovic B, Stankovic M (2003) Forecasting reference evapotranspiration by artificial neural networks. *J Irrig Drain Eng* 129(6):454–457
- Ustrnul Z, Czekierda D, Wypych A (2010) Extreme values of air temperature in Poland according to different atmospheric circulation classifications. *Phys Chem Earth* 35:429–436
- Valiantzas J (2013) Simplified forms for the standardized FAO-56 Penman–Monteith reference evapotranspiration using limited weather data. *J Hydrol* 505:13–23
- Vicente-Serrano SM, Lopez-Moreno J, Beguería S, Lorenzo-Lacruz J, Sanchez-Lorenzo A, García-Ruiz JM, Azorin-Molina C, Morán-Tejeda E, Revuelto J, Trigo R, Coelho F, Espejo F (2014) Evidence of increasing drought severity caused by temperature rise in southern Europe. *Environ Res Lett* 9:044001
- Werner PC, Gerstengarbe F-W, Fraedrich K, Oesterle H (2000) Recent climate change in the North Atlantic/European sector. *Int J Climatol* 20:463–471
- Wibig J (2007) Fale ciepła i chłodu w środkowej Polsce na przykładzie Łodzi (Waves of warmth and coldness in Central Poland on the example of Łódź). *Acta Univ Lodz Folia Geogr Phys* 8:27–61 (**in Polish**)
- Wibig J, Siedlecki M (2007) Przestrzenny i czasowy rozkład zawartości wody opadowej [Spatial and temporal distribution of precipitable water content]. In: Piotrowicz K, Twardosz R (eds) *Wahania klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych* [Variability of climate in different spatial and temporal scales]. Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, pp 195–202 (**in Polish**)
- Xoplaki E, González-Rouco JF, Luterbacher J, Wanner H (2003) Mediterranean summer air temperature variability and its connection to the large-scale atmospheric circulation and SSTs. *Clim Dyn* 20(7–8):723–739
- Xu C-Y, Gong L, Jiang T, Chen D, Singh VP (2006) Analysis of spatial distribution and temporal trend of reference evapotranspiration and pan evaporation in Changjiang (Yangtze River) catchment. *J Hydrol* 327:81–93
- Yarnal B (1993) *Synoptic climatology in environmental analysis*. Belhaven Press, London

6.

**Typy cyrkulacji sprzyjające wysokim wartościom
ewapotranspiracji (*in English*).**

Extreme rates of FAO Penman-Monteith reference
evapotranspiration related to atmospheric circulation
pattern in Wielkopolska. [w:] *The functioning and
protection of water ecosystems. Threats, protection and
management of water resources.*

Wyd. Bon-ami Poznań, s. 18-30,
ISBN 978-83-62298-37-2.

EXTREME RATES OF FAO PENMAN MONTEITH REFERENCE EVAPOTRANSPIRATION RELATED TO THE ATMOSPHERIC CIRCULATION PATTERN IN WIELKOPOLSKA

BOGAWSKI PAWEŁ^{1,2}

¹LABORATORY OF AEROPALYNOLOGY, ADAM MICKIEWICZ UNIVERSITY

²DEPARTMENT OF CLIMATOLOGY, ADAM MICKIEWICZ UNIVERSITY

bogawski@amu.edu.pl

STRESZCZENIE

W pracy przedstawiono relacje między wysoką ewapotranspiracją a cyrkulacją atmosferyczną w Wielkopolsce. Zarówno roczne wartości ewapotranspiracji jak i liczba dni z wysoką ewapotranspiracją wzrosły w latach 1971-2010. Ewapotranspirację obliczono według metody Penmana-Monteitha. Stwierdzono, że niektóre typy cyrkulacji południkowej, szczególnie z napływem powietrza ze wschodu i centrum wyżu usytuowanym nad Skandynawią i Morzem Północnym sprzyjają występowaniu ekstremalnych wartości ewapotranspiracji w Wielkopolsce (przede wszystkim typy HNFZ i HNFA). Z kolei w czasie trwania cyrkulacji strefowej, zachodniej lub ze składową północną wysokie wartości pojawiają się stosunkowo rzadko.

Słowa kluczowe: ewapotranspiracja wskaźnikowa, cyrkulacja atmosferyczna, Wielkopolska

SUMMARY

The main purpose of this work was to present the relationships between extreme evapotranspiration rates and atmospheric circulation in Wielkopolska. Both annual evapotranspiration rates and the annual number of days with extreme evapotranspiration increased in the years 1971-2010. Evapotranspiration was calculated according to the Penman-Monteith method. There exist particular types of meridional circulation, that offer better conditions for evaporation, the best of which are characterized by the inflow of air masses from the East and the location of a high pressure centre over Scandinavia and the North Sea (especially types: HNFZ and HNFA). On the other hand, during zonal, West circulation and also during some of the circulation types with the northern component, extreme evapotranspiration rates appear relatively seldom.

Key words: reference evapotranspiration, atmospheric circulation, Wielkopolska

INTRODUCTION

The hydrological cycle may show a significant variability. Its extreme intensification often causes damage to the human economy. Evaporation, a very good indicator of the intensity of the hydrological cycle, is crucial among the stages of the cycle (Huntington 2006). One kind of evaporation is reference evapotranspiration. This is evaporation from the soil and vegetation in total which occurs on well-watered surfaces covered with grass of 0.12 m height. During recent years, the Penman-Monteith method has proved to be the most effective method of determining reference evapotranspiration. At the end of 90s of the 20th century, FAO experts, on its basis, worked out the FAO-56 Penman-Monteith procedure (Allen et al. 1998), which is now widely used for different purposes. It is still being tested in different types of climate, e.g. in the arid Tunisian climate, in semi-arid Spain and in the monsoon climates of China where it is compared with earlier used methods, e.g.: Priestley-Taylor, Thornthwaite and the Hargreaves method. In water management the method is used to calculate water balance and to estimate the amount of water necessary for irrigation (Sentelhas et al. 2010).

Wielkopolska is a region in which there are significant shortages of water; it lies in the area with the lowest amount of precipitation in Poland (Szwed 2002). Additionally, the pattern of precipitation during the course of a single year is unfavourable, as in spring, periods of partial drought may occur, mainly in April and May which is why Wielkopolska as a region is forced to use water rationally and to estimate its losses precisely (Liberacki 2009).

In water management, it is very important to predict evapotranspiration. It is particularly important to predict the occurrence of extreme evapotranspiration events. Such forecasts may be tentatively executed by analyzing types of atmospheric circulation.

Atmospheric circulation is generally a large-scale movement of the air masses in the atmosphere. It is the factor which influences all the meteorological parameters in a given area. A great deal of research has been conducted on the relationship of atmospheric circulation and meteorological elements such as temperature and precipitation (Jacobeit et al. 2009), the occurrence of fog (Ye 2009), snow cover and its melting (Bednorz 2011), the occurrence of hail (Aran et al. 2011). However, there is so far little information respecting the relations of atmospheric circulation with evaporation or its variant – evapotranspiration.

The purpose of this work was to show possible relations which occur between atmospheric circulation and extreme reference evapotranspiration in Wielkopolska. There The types of atmospheric circulation which create conditions for extreme evapotranspiration values to occur, were indicated, and also those which never co-occur with high evapotranspiration. Additionally, we described the multiannual tendencies of evapotranspiration in Wielkopolska, as well as carrying out a study of the differences between particular parts of this region.

MATERIAL AND METHODS

The region of Wielkopolska (Central-West Poland) was chosen as the area of research, and Poznań, Piła and Leszno as the cities representing central, northern and southern parts of the region, respectively. The research encompassed the time-frame of 1971-2010.

To calculate reference evapotranspiration the Penman- Monteith method was used (equation 1), developed and modified by the FAO experts (Allen et al. 1998). This method is nowadays considered to be the most reliable, universal for different climate types, used as a point of reference for other studies. For the calculation procedure the following meteorological data were needed, measured in standard conditions, as recommended by the WMO (World Meteorological Organisation): daily sunshine duration, average, maximum and minimum air temperature, mean wind speed and mean air relative humidity. It was also necessary to gather data on the height of the station above sea level and on its the geographical coordinates. On the basis of this data other necessary parameters were calculated which included: net radiation, vapour pressure deficit, psychrometric constant and the slope of the vapour pressure curve. The meteorological data came from selected IMGW (Institute of Meteorology and Water Management) meteorological stations: Poznań-Ławica, Leszno-Strzyżewice and Piła. The remaining variables were calculated by the procedures shown by Allen et al. (1998). To estimate daily values of short-wave solar radiation on the basis of sunshine duration, the Black method was applied (Podstawczyńska 2007).

$$ET_0 = \frac{0.408(R_n - G) + \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (\text{equation 1})$$

Where: ET_0 - reference evapotranspiration [mm day^{-1}], R_n - net radiation [$\text{MJ m}^{-2}\text{day}^{-1}$], G - soil flux density [$\text{MJ m}^{-2}\text{day}^{-1}$], T - mean daily air temperature at 2 m height [$^{\circ}\text{C}$], u_2 - wind speed at 2 m height (reduced from the standard height: 10 m) [m s^{-1}], e_s - saturation vapour pressure [kPa], e_a - actual vapour pressure [kPa], Δ - slope vapour pressure curve [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$], γ - psychrometric constant [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$].

Extreme evapotranspiration values were marked out on the basis of the value of the 95th percentile for the daily data in the period from April to September. The values above the 95th percentile (daily evapotranspiration $> 5,21$ mm) were determined as high, extreme evapotranspiration rates. This method of selecting extreme values is recommended for many meteorological variables (IPCC 2007). To determine the statistical significance of the multiannual tendencies the t test was used.

An analysis was made of the multiannual pattern of monthly evapotranspiration and for the whole period from April to September, together with the multiannual pattern of the number of days of extreme evapotranspiration. To each day of high evapotranspiration values types of atmospheric circulation according to Hess and Brezowsky, were subordinated. These types were marked by means of the abbreviations, explained in appendix 1.

Their extensions or short descriptions have been shown by Gerstengarbe & Werner (1999). In this classification 29 circulation types were distinguished. They were clustered into 3 forms: (1) zonal circulation (4 types) characterized by the occurrence of high pressure in the northern Atlantic and the system of low pressure in the polar zone, the effect of which is an inflow of air from the North-Eastern part of the Atlantic to Europe as low pressure centres with their system of atmospheric fronts. During (2) mixed circulation (7 types) air masses of different latitudes blend with each other. In the air flow zonal as well as meridional components are present in equal measure. However, for (3) meridional circulation (18 types) the generally stationary high pressure areas between 50°N and 65°N are characteristic.

Appendix 1. Explanation of abbreviations - atmospheric circulation types

No	Abbreviation	Circulation type	Circulation form
1.	WA	West, anticyclonic	zonal
2.	WZ	West, cyclonic	
3.	WS	Southern West	
4.	WW	Angleformed West	
5.	SWA	Southwest, anticyclonic	mixed
6.	SWZ	Southwest, cyclonic	
7.	NWA	Northwest, anticyclonic	
8.	NWZ	Northwest, cyclonic	
9.	HM	Central European high	
10.	BM	Central European ridge	
11.	TM	Central European low	
12.	NA	North, anticyclonic	
13.	NZ	North, cyclonic	
14.	HNA	Norwegian Sea – Iceland high, anticyclonic	
15.	HNZ	Norwegian Sea – Iceland high, cyclonic	
16.	HB	British Islands high	
17.	TRM	Central European trough	
18.	NEA	Northeast, anticyclonic	
19.	NEZ	Northeast, cyclonic	
20.	HFA	Fennoscandian high, anticyclonic	meridional
21.	HFZ	Fennoscandian high, cyclonic	
22.	HNFA	Norwegian Sea-Fennoscandian high, anticyclonic	
23.	HNFZ	Norwegian Sea-Fennoscandian high, cyclonic	
24.	SEA	Southeast, anticyclonic	
25.	SEZ	Southeast, cyclonic	
26.	SA	South, anticyclonic	
27.	SZ	South, cyclonic	
28.	TB	British Islands low	
29.	TRW	Western Europe trough	
30.	U	Unclassified	

These cause very intensive exchanges of air masses in the North-South direction or one that is close to it.

RESULTS

In the period from April to September the highest reference evapotranspiration, from among the analysed stations during the warm part of year and also during its particular months occurred in Poznań. Evapotranspiration in Wielkopolska showed an increasing tendency within the timespan of the years 1971-2010. The warm season multiannual tendency and the monthly tendencies are characterized by the t value in Table 1.

Table 1. Multiannual increasing tendencies of evapotranspiration in three cities of Wielkopolska between 1971-2010. Statistically significant t values are bold: * $p < 0.05$, ** $p < 0.01$.

	April- September	April	May	June	July	August	September
Piła	3.49**	3.91**	0.85	2.18*	2.55*	1.33	1.3
Poznań	3.18**	4.35**	1.12	1.91	1.92	1.25	1.41
Leszno	4.66**	4.87**	0.97	2.58*	2.73**	2.36*	1.85

In the studied period of 40 years the number of days with high evapotranspiration also increased. Statistically significant, the increasing tendency of the number of days with high evapotranspiration occurred only in Leszno and Poznań (Fig. 1).

From among the analysed stations, the greatest number of days with high (35) evapotranspiration occurred in Poznań in 2008. The highest number of these days in Piła (32) and in Leszno (29) occurred in 1992 and 2008, respectively.

High evapotranspiration occurs relatively the most frequently during the mixed and meridional circulation forms, especially in the following types

of circulation: BM, TRW, HNFZ, HNFA, SWZ, HM. While the circulation types NA, NZ, NWZ, SZ or WZ, prevail extreme evapotranspiration occurs very rarely or does not occur at all (Fig. 2).

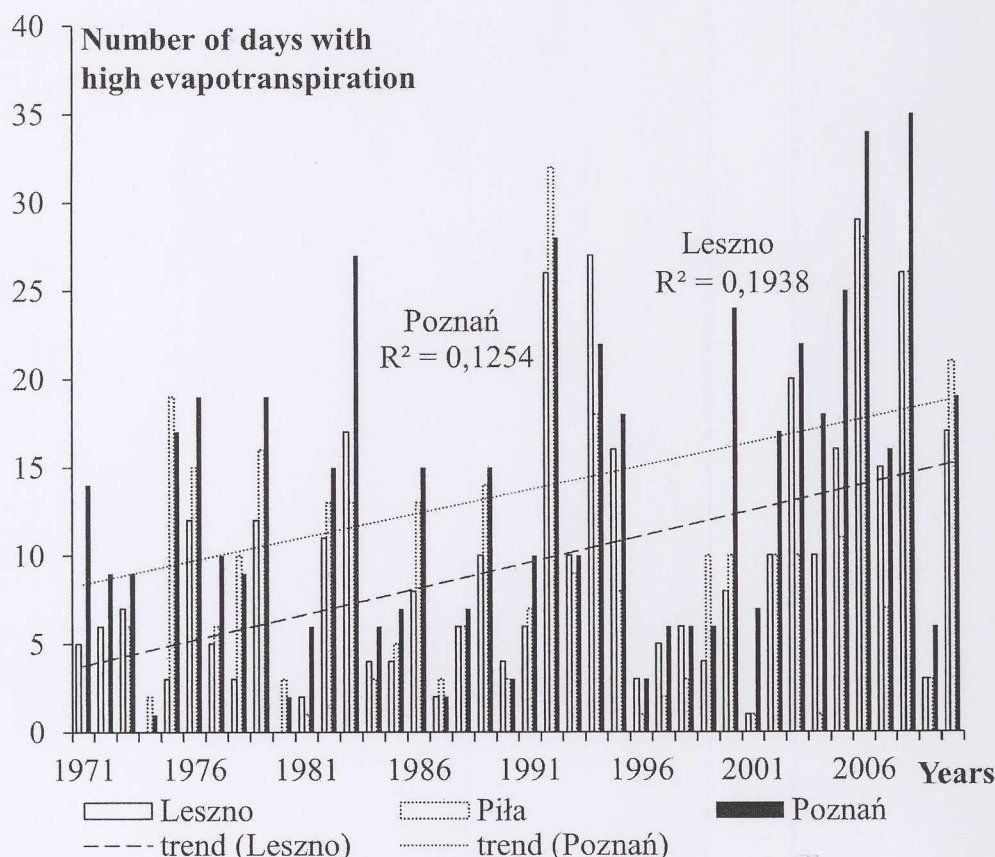


Figure 1. Number of days with high evapotranspiration per year in Wielkopolska. A statistically significant increase of this number in Poznań and Leszno exist in the years 1971-2010.

Taking into consideration the frequency of circulation types during all the days of the warm part of the year (Apr-Sep) and during the days with extreme evapotranspiration, some significant differences become clearly apparent.

During the warm part of the year, the following circulation types predominate over Europe pred: WZ, BM, TRW, TRM, HM, SWZ, WA, HB. When only those days with high evapotranspiration in Wielkopolska

are analysed, the frequency of HNFA and HNFZ circulations increases the most, followed by the types: SEA, SA, BM, TRW, SWZ, HM, HFA, HFZ, SWA and SEZ. The rest of the circulation types diminished in frequency - WZ, NWZ and TRM showed the greastest decline in frequency.

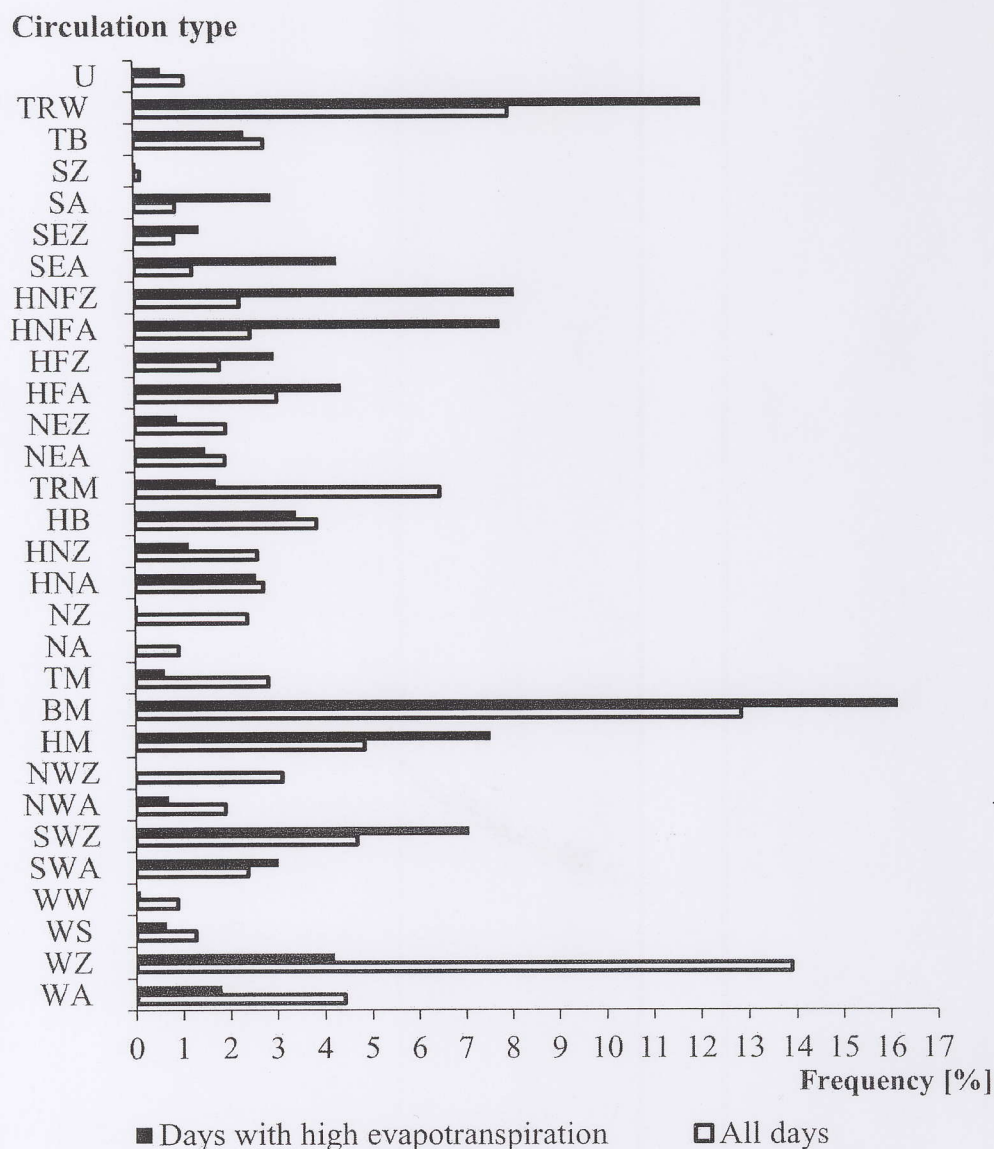


Figure 2. Frequency of atmospheric circulation types during days with high evapotranspiration (black bars) and during all days (black-framed bars) in the years 1971-2010.

Differences in the frequency of circulation types during days with extreme evapotranspiration were also found in the three analysed cities.

During those days, in Piła, the HNFZ, HM and HNA types occurred clearly more frequently than in the other cities. As far as Leszno is concerned, the types: SEA, SA, SWZ, HB occurred more frequently. Poznań did not show such clear aberrances – slightly more often than in the other cities, high evapotranspiration occurred in NEZ, HFA and TRW types.

DISCUSSION

The increase of evapotranspiration in Wielkopolska in the last 40 years has been caused by a variety of factors. One of these is a rise in temperature, the average as well as the maximum and minimum daily air temperature. A similar cause may be another variable connected with temperature – vapour pressure deficit. These tendencies indicate that the corresponding increase of net radiation and of sunshine duration are very probable causes of the growth of evapotranspiration in Wielkopolska. The IPCC (2007) has stated that there is a constant probability of a rise in the hydrological cycle intensity – which appears to be confirmed by the increase in days of extreme evapotranspiration in Wielkopolska, shown in this study.

Some types of atmospheric circulation provide conditions for high evapotranspiration. The BM (belt of high pressure extending from the Atlantic, across Central Europe, over to western Russia), frequent throughout the whole year, usually creates conditions of little cloud, lack of precipitation and the occurrence of higher-than-normal temperatures in spring and summer. The TRW type in Wielkopolska has a similar affect. However, HNFZ and HNFA are types of circulation which create the highest probability for high values of evapotranspiration to appear. They

are connected with the inflow of continental air from the East, and also with the existence of quite strong high-pressure areas over Scandinavia. During summer, this air not only brings high temperatures but is also very dry – which all the more increases evaporation. The other types worth mentioning are the SEA and SA types, during which Central Europe also lies in an area of clear skies and warm weather. However, in the WZ, NWZ, TRM types, in the area of Wielkopolska low-pressure areas spread, connected with precipitation and smaller access to solar energy due to the cloud cover, which results in lower evaporation.

Between northern and southern Wielkopolska there are some small differences in the influence of particular types of circulation on high evapotranspiration. For instance, a higher frequency of SEA, SA and SWZ on days with high evapotranspiration in Leszno indicates the larger role of the southern component as a cause of high evaporation. This is most likely connected with location – Leszno lies farthest in the South.

CONCLUSIONS

1. In Wielkopolska an increase of evapotranspiration occurs in the warm season (Apr-Sep). Taking into consideration the years 1971-2010, the greatest increase was noted in Leszno and the smallest increase in Poznań.
2. The number of days with high evapotranspiration rates has also risen, however, a statistically significant tendency only appears in the Centre (Poznań) and in the South of Wielkopolska (Leszno).
3. Circulation types HNFZ, HNFA, SEA and SA are relatively the most favourable to high values of evapotranspiration.

4. Relatively the least favourable conditions for high evapotranspiration exist in types NA and NWZ (extreme evapotranspiration has never occurred), and also in WZ, which normally appears quite frequently, however, it rarely co-occurs with high evapotranspiration.

ACKNOWLEDGEMENT

This research has been funded by the National Science Centre (project No. DEC-2011/01/N/ST10/05954).

REFERENCES

- Allen R.G., Pereira L.S., Raes D., Smith M. 1998. Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56. FAO, Rome, 465 pp.
- Aran M., Pena J.C., Torà M. 2011. Atmospheric circulation patterns associated with hail events in Lleida (Catalonia) Atmospheric Research 100 (4): 428–438.
- Bednorz E. 2011. Synoptic conditions of the occurrence of snow cover in central European lowlands. Int J Climatol 31 (8): 1108–1118.
- Gerstengarbe F.-W., Werner P.C. 1999. Catalog of European Circulation Patterns (1881-1998). According to P. Hess and H. Brezowsky. Potsdam, Offenbach [in German].
- Huntington T.G. 2006. Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. Journal of Hydrology, 319: 83–95.
- IPCC, 2007. Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, eds. Pachauri R.K., Reisinger A., Geneva, Switzerland.
- Jacobeit J., Rathmann J., Philipp A., Jones, P. D., 2009. Central European precipitation and temperature extremes in relation to large-scale atmospheric circulation types. Meteorol Zeit 18 (4): 397-410.
- Liberacki D. 2009. The flow variability in a small forest watercourse. Środokowo-Pomorskie Towarzystwo Naukowe Ochrony Środowiska 11: 1201-1211 [in Polish].
- Podstawczyńska A. 2007. Solar characteristics of the climate of Łódź. Folia Geographica Physica, Acta Universitatis Lodziensis, tom 7 [in Polish].

- Sentelhas P., Gillespie T., Santos E. 2010. Evaluation of FAO Penman–Monteith and alternative methods for estimating reference evapotranspiration with missing data in Southern Ontario, Canada. *Agric Wat Manag* 97:635–644.
- Szwed M. 2002. The temporal variability of droughts in Wielkopolska [in:] *Detection of climate and hydrological processes changes.*, eds. Z.W. Kundzewicz and M. Radziejewski, ZBSRiL PAN, Wyd. Sorus, Poznań.
- Ye H. 2009. The influence of air temperature and atmospheric circulation on winter fog frequency over Northern Eurasia. *Int J Climatol* 29: 729–734.

7.

Zróżnicowanie czasowe i przestrzenne ewapotranspiracji wskaźnikowej wzdłuż polskiego wybrzeża.

Zróżnicowanie czasowe i przestrzenne ewapotranspiracji wskaźnikowej wzdłuż polskiego wybrzeża – zastosowanie metody FAO Penmana-Monteitha. [w:] *Współczesne zagadnienia, problemy i wyzwania w badaniach geograficznych.*

Wyd. Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk, s. 55-64, ISBN 978-83-7865-071-3.

ZRÓŻNICOWANIE CZASOWE I PRZESTRZENNE EWAPOTRANSPIRACJI WSKAŹNIKOWEJ WZDŁUŻ POLSKIEGO WYBRZEŻA – ZASTOSOWANIE METODY FAO PENMANA-MONTEITHA

Abstrakt

W pracy przedstawiono zróżnicowanie przestrzenne i czasowe ewapotranspiracji wskaźnikowej w półroczu ciepłym (IV–IX) na obszarze przyległym do polskiego wybrzeża Morza Bałtyckiego. Do analizy wybrane zostały cztery stacje meteorologiczne, reprezentujące różne części wybrzeża: Świnoujście, Kołobrzeg, Łeba oraz Elbląg. Jako ramy czasowe badań przyjęto lata 1991–2010. Zastosowano metodę Penmana-Monteitha, która jest rekomendowana przez FAO i uznawana za standardową na świecie. Jednym z trudno dostępnych danych w tej metodzie jest promieniowanie słoneczne padające. W tej pracy szacowano promieniowanie słoneczne za pomocą wzoru Hargreavesa. Określono przebieg sum rocznych ewapotranspiracji, a także roczny reżim jej sum miesięcznych w wieloleciu. Obliczono poszczególne percentyle (50, 80, 90, 95, 99) dobowych wartości ewapotranspiracji na podstawie danych z każdej ze stacji. Jako wartości ekstremalne przyjęto sumy dobowe ewapotranspiracji wyższe od 95 i 99 percentyla wszystkich danych. Zbadana została także zmienność liczby ciągłych okresów (przynajmniej dwa dni) z wysoką ewapotranspiracją.

Najwyższa średnia wieloletnia suma ewapotranspiracji charakteryzowała Elbląg i wyniosła 575,1 mm, natomiast najniższa – Łebę (488,2 mm). Wśród analizowanych danych wyraźny jest istotny trend rosnący (test $t = 3,53$, $p < 0,01$) sum rocznych ewapotranspiracji w Świnoujściu. Spośród poszczególnych miesięcy istotny trend rosnący zaznaczał się również tylko w Świnoujściu i dotyczył września. Bardzo wysokie wartości ewapotranspiracji układały się nieco inaczej w poszczególnych stacjach – 99 percentyl wynosił 5,36 mm w Łebie, 5,87 mm w Świnoujściu, 5,88 mm w Kołobrzegu, a 6,26 mm w Elblągu. W Łebie i Elblągu było najwięcej okresów (44), w ciągu których ewapotranspiracja utrzymywała się na wysokim poziomie (powyżej wartości 95 percentyla ewapotranspiracji dla danej stacji) przez co najmniej dwa dni. Najdłuższy okres bardzo wysokiej ewapotranspiracji wystąpił w Elblągu na przełomie lipca i sierpnia 1994 roku i trwał 10 kolejnych dni.

Słowa kluczowe: ewapotranspiracja wskaźnikowa, parowanie, Morze Bałtyckie, wybrzeże, metoda FAO Penmana-Monteitha, wzór Hargreavesa

Wstęp

Procesy hydrologiczne i klimatyczne mogą wykazywać dużą zmienność i nasilenie, co często negatywnie wpływa na działalność człowieka. Badania nad tymi procesami mogą wnieść wkład w lepsze prognozowanie zjawisk ekstremalnych, przygotowanie na takie zjawiska czy bardziej precyzyjną dystrybucję zasobów wodnych. Dlatego niezbędne jest dochodzenie do coraz lepszego zrozumienia całego cyklu hydrologicznego (Bosilovich M., Schuberth S., 2001). Prognozy przewidują, że wzrost średniej temperatury powietrza na świecie spowoduje zwiększenie się intensywności i szybkości tego cyklu, w efekcie czego możliwe jest wystąpienie coraz większej ilości zjawisk ekstremalnych, jak na przykład susze i powodzie (IPCC, 2007). W przypadku obu tych zjawisk kluczowe jest parowanie – ważny element cyklu hydrologicznego i dobry wskaźnik jego intensywności (Huntington T., 2006).

Obszar wybrzeża jest interesujący ze względu na położenie w obrębie granicy dwóch środowisk, dwóch rodzajów podłoża. Powierzchnia morza jest stosunkowo jednorodna i proces parowania zachodzi w podobnym stopniu na większej powierzchni. Natomiast na lądzie parowanie zachodzi zarówno z roślinności, z gleby, jak też z niewielkich zbiorników wodnych czy zawilgoconych przedmiotów i z wszystkich tych powierzchni zachodzi z różną intensywnością. Dlatego wyróżnia się wiele zmiennych, z których każda jest pewnym rodzajem parowania. W tej pracy będzie wykorzystywane pojęcie ewapotranspiracji wskaźnikowej. Określa się ją dla warunków referencyjnych, które zostały przedstawione przez R. Allena i in. (1998). Jest to parowanie z roślin oraz podłoża łącznie przy wystarczającej ilości wody, kiedy jednolicie pokrywająca powierzchnię roślinność ma wysokość 12 cm, opór powierzchni wynosi $70 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1}$, a albedo 23%.

Celem pracy było zbadanie, w jaki sposób zmienia się wielkość ewapotranspiracji w strefie polskiego wybrzeża Morza Bałtyckiego. Pomoże to ustalić, czy na badanym obszarze występują istotne tendencje wzrostu parowania, co, jak wspomniano wcześniej, jest podawane z różnych miejsc na świecie. Badania miały także na celu wskazać okresy, w których ewapotranspiracja była wyższa, a w których niższa od wartości średniej. Wskazano wartości ekstremalne ewapotranspiracji oraz ich zróżnicowanie czasowe i przestrzenne w obrębie wybrzeża. Określono liczbę dni z ekstremalną ewapotranspiracją na poszczególnych stacjach w badanym okresie oraz zbadano okresy, w których parowanie przez kilka dni utrzymywało się na wysokim poziomie.

Materiał i metody

Jako obszar badań wybrano polskie wybrzeże Morza Bałtyckiego. Do analizy wybrane zostały cztery stacje meteorologiczne IMGW (Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej), reprezentujące różne części wybrzeża: Świnoujście, Kołobrzeg, Łeba oraz Elbląg. Dane z tych stacji posłużyły do obliczenia dobowych wartości ewapotranspiracji, a na ich podstawie syntetycznych charakterystyk ewapotranspiracji. Jako ramy czasowe badań przyję-

to lata 1991–2010. Badania dotyczyły ewapotranspiracji w półroczu ciepłym – od kwietnia do września.

Do obliczenia ewapotranspiracji wskaźnikowej wykorzystano metodę Penmana-Monteitha, zmodyfikowaną przez ekspertów FAO (ang. *Food and Agriculture Organisation*) (Allen R. i in., 1998). Metoda ta jest obecnie uznawana za najbardziej wiarygodną, uniwersalną w różnych strefach klimatycznych, stosowaną jako punkt odniesienia dla innych badań. Aby wykorzystać tę metodę, potrzebne były następujące dane: średniej, maksymalnej i minimalnej temperatury powietrza, średniej prędkości wiatru, średniej wilgotności względnej powietrza. Potrzebne były także dane wysokości stacji nad poziomem morza i współrzędne geograficzne stacji. Na podstawie tych danych obliczono kolejne potrzebne parametry, jak: saldo promieniowania słonecznego, niedosyt wilgotności powietrza, stałą psychrometryczną i spadek krzywej nasycenia pary wodnej. Wielkości te obliczono za pomocą procedur przedstawionych przez R. Allena i in. (1998).

$$ET_0 = \frac{0,408 (R_n - G) + \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (1)$$

gdzie:

- ET_0 – ewapotranspiracja wskaźnikowa [mm dzień^{-1}],
- R – saldo promieniowania słonecznego [$\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}$],
- G – przepływ ciepła z gleby [$\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}$],
- T – średnia dobowa temperatura powietrza na wysokości 2 m [$^{\circ}\text{C}$],
- u – prędkość wiatru na wysokości 2 m [m s^{-1}],
- e_s – ciśnienie pary wodnej nasyconej [kPa],
- e_a – rzeczywiste ciśnienie pary wodnej [kPa],
- $e_s - e_a$ – niedosyt wilgotności powietrza [kPa],
- Δ – nachylenie krzywej ciśnienia pary wodnej [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$],
- γ – stała psychrometryczna [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$]

Do szacowania promieniowania słonecznego wykorzystano formułę Hargreavesa (2), która bazuje na promieniowaniu docierającym do zewnętrznej powierzchni atmosfery oraz temperaturze minimalnej i maksymalnej dobowej. Dodatkowo określa się współczynnik k_{Rs} w zależności od położenia względem dużego zbiornika wodnego. W tym przypadku odległość od brzegu dla badanych stacji kształtuje się w granicach od kilkuset metrów w Świnoujściu czy Kołobrzegu do 7,2 km w Elblągu. Przyjęto zatem, że wszystkie stacje reprezentują region nadmorski, dla którego R. Allen i in. (1998) wskazują współczynnik $k_{Rs} = 0,19$.

$$R_s = k_{Rs} \sqrt{(T_{\max} - T_{\min})} R_a \quad (2)$$

gdzie:

- R_s – promieniowanie słoneczne [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$],
- R_a – promieniowanie słoneczne na górnej granicy atmosfery [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$],

T_{max} – maksymalna dobowa temperatura powietrza [$^{\circ}\text{C}$],

T_{min} – minimalna dobowa temperatura powietrza [$^{\circ}\text{C}$],

k_{Rs} – współczynnik proporcjonalności [$^{\circ}\text{C}^{-0.5}$].

W badanym 20-leciu prześledzono sumy ewapotranspiracji w półroczu ciepłym oraz w poszczególnych jego miesiącach. Do oceny tendencji wieloletnich wykorzystano metody: regresji liniowej oraz kumulowanych odchyłeń od średniej. Pierwsza metoda pozwala na określenie kierunku zmian i istotności statystycznej trendu, natomiast dzięki drugiej można wyodrębnić sekwencje lat o wyższej (kiedy krzywa skumulowanych odchyłeń wznosi się) i niższej ewapotranspiracji (kiedy krzywa skumulowanych odchyłeń opada).

Obliczono także dla każdej ze stacji charakterystyki probabilistyczne ewapotranspiracji. Wyznaczono wartości najwyższe i najniższe dobowe, a także percentyle: 50, 80, 90, 95, 99 dla danych z każdej stacji, a także dla wszystkich stacji łącznie. Na przykład 80 percentyl oznacza, że 80% zanotowanych dobowych danych ewapotranspiracji ma wartość mniejszą lub równą temu percentylowi. Wartości ewapotranspiracji powyżej 90 percentyla (P90) mogą być uznane już jako ekstremalne (IPCC, 2007). Tutaj za próg przyjęto 95 percentyl (P95), a dodatkowo wskazano 99 percentyl (P99) dla najwyższych notowanych wartości ewapotranspiracji. Wartość P_{99} posłużyła do wyznaczenia liczby dni z ekstremalną ewapotranspiracją w wieloleciu i określenia jej zmienności. W pracy wskazano także liczbę okresów, w których wysoka ewapotranspiracja utrzymywała się przez co najmniej 2 kolejne dni na poszczególnych stacjach.

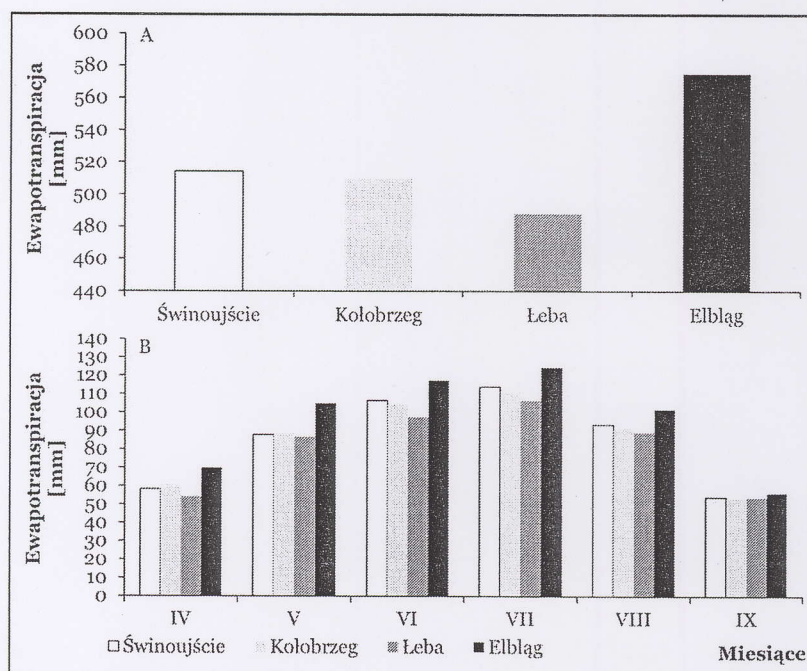
Wyniki

Średnio, najwyższa ewapotranspiracja w ciągu półrocza ciepłego występowała w Elblągu (575 mm), natomiast najniższa w Łebie (488 mm). Podobny rozkład występuje w poszczególnych miesiącach od kwietnia do października (ryc. 1). Wartości ewapotranspiracji wskaźnikowej na ogół maleją ku wschodowi. Jedynie dane z Elbląga odbiegają od tej prawidłowości.

Spośród czterech stacji tylko w Świnoujściu odnotowano istotną statystycznie tendencję rosnącą ewapotranspiracji w półroczu ciepłym w okresie analizowanych 20 lat (ryc. 2). Biorąc pod uwagę ewapotranspirację miesięczną, podobna tendencja wystąpiła tylko we wrześniu. W żadnym z pozostałych miesięcy tendencje nie są istotne statystycznie. Szczególnie w miesiącach letnich nie stwierdzono oznak kierunkowych zmian w wieloleciu 1991–2010.

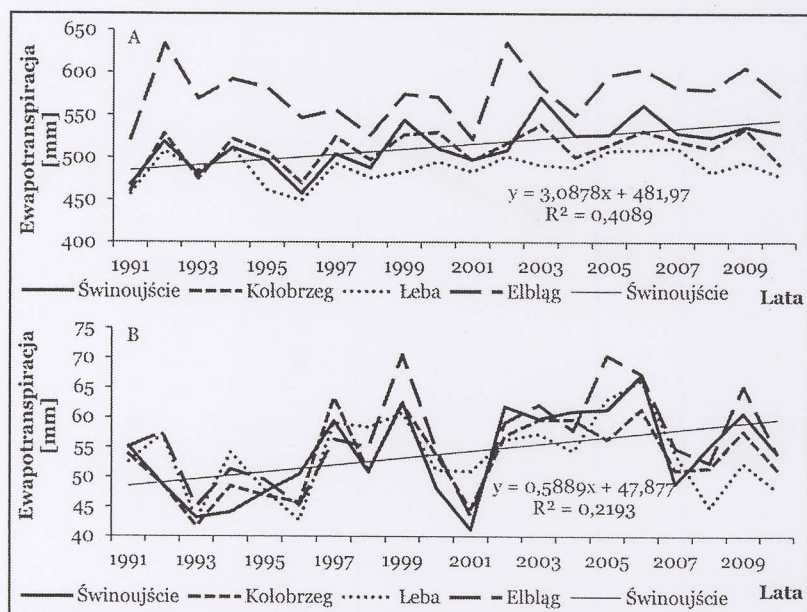
Metoda skumulowanych odchyłeń od średniej wskazuje, że na całym polskim wybrzeżu pierwszą dekadę XXI wieku charakteryzowała większa ewapotranspiracja niż ostatnią dekadę wieku XX (ryc. 3). Istnieje jednak pewna różnica w przebiegu ewapotranspiracji we wschodniej i zachodniej części wybrzeża. Na wschodzie na początku lat 90. zaznacza się kilkuletni okres parowania wyższego od średniej, natomiast w zachodniej części wybrzeża ewapotranspiracja jest wtedy niższa. W Świnoujściu właściwie okres ten nie zaznacza się. Biorąc pod uwagę tylko dekadę 2001–2010, ewapotranspiracja była wyższa

w stosunku do średniej rocznej sumy z wielolecia 1991–2010 w Świnoujściu przez osiem lat, a w Kołobrzegu, Łebie i Elblągu w ciągu 7 lat.



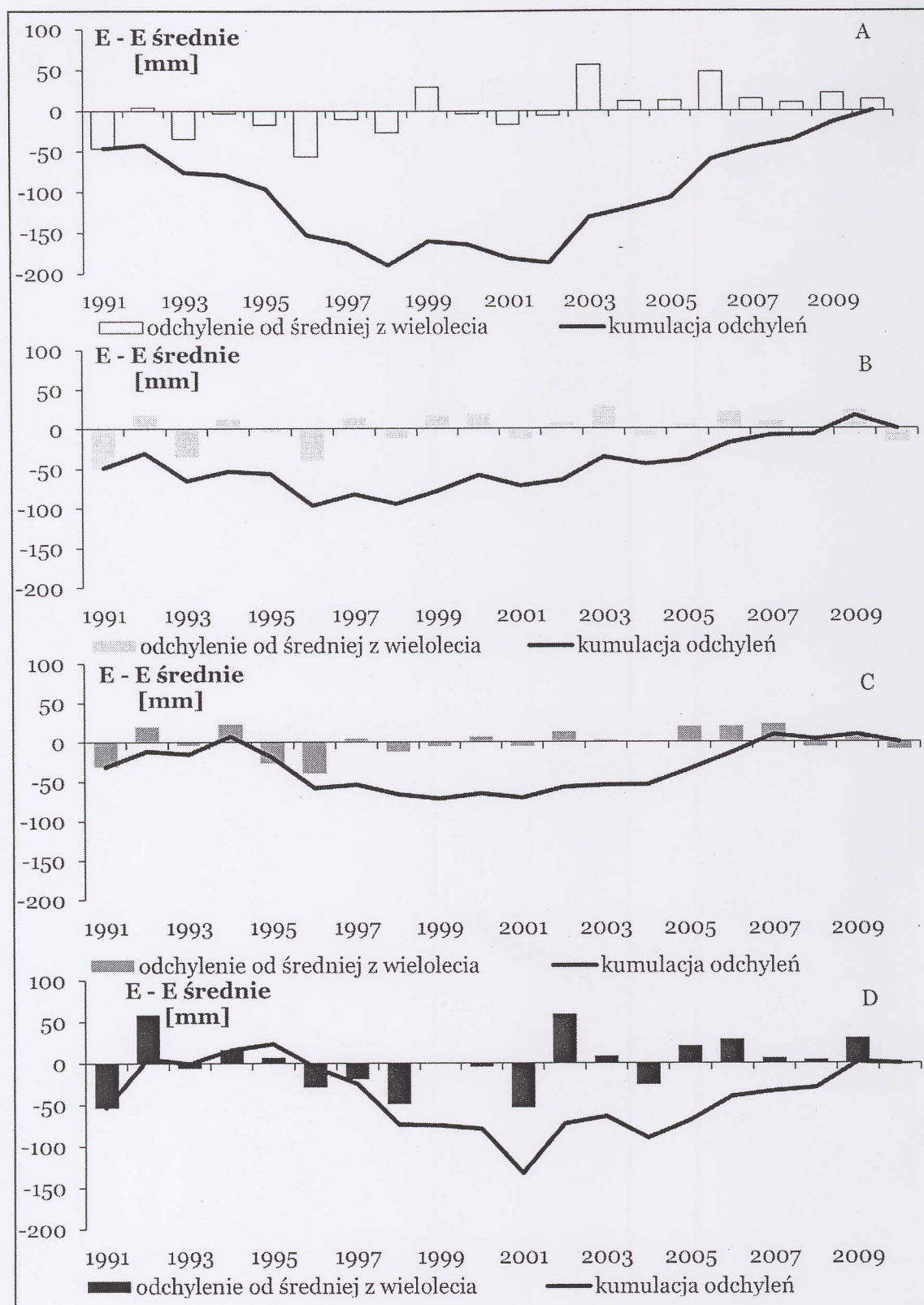
Ryc. 1. Średnia ewapotranspiracja w półroczu ciepłym (A) oraz w poszczególnych miesiącach (B) na polskim wybrzeżu w latach 1991–2010

Źródło: Opracowanie własne na podstawie danych IMGW.



Ryc. 2. Wielkość ewapotranspiracji na polskim wybrzeżu: A – w półroczu ciepłym (IV–IX), B – we wrześniu

Źródło: Opracowanie własne na podstawie danych IMGW.



Ryc. 3. Odchylenia rocznych wartości ewapotranspiracji od wartości średniej z wielolecia oraz krzywa kumulacji tych odchyleń: A – Świnoujście, B – Kołobrzeg, C – Łeba, D – Elbląg

Źródło: Opracowanie własne na podstawie danych IMGW.

Wybrane statystyki ewapotranspiracji obliczone na podstawie danych z każdej ze stacji przedstawiono w tabeli 1. Najniższe wartości ewapotranspiracji odpowiadające podanym w tabeli percentylom cechują Łebę, najwyższe Elbląg. W Kołobrzegu i Świnoujściu wartości te różnią się nieznacznie.

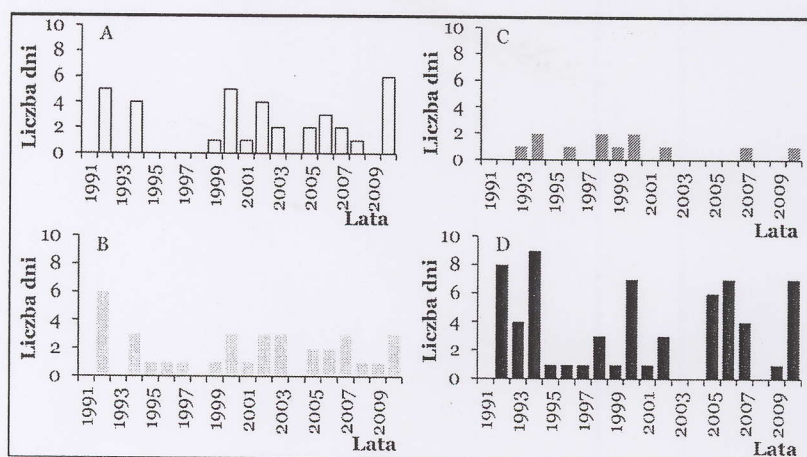
Porównując różne części wybrzeża pod kątem występowania wysokich wartości ewapotranspiracji, obliczono także P_{99} na podstawie danych ze wszystkich stacji łącznie.

Tabela 1. Charakterystyki probabilistyczne ewapotranspiracji [mm]. P_{99} – wartość 99 percentyla ewapotranspiracji

Wskaźnik	Elbląg	Łeba	Kołobrzeg	Świnoujście
P_{max}	7,42	6,94	7,17	7,33
P_{99}	6,26	5,36	5,88	5,87
P_{98}	5,83	4,93	5,36	5,36
P_{95}	5,33	4,40	4,75	4,70
P_{90}	4,85	3,97	4,14	4,18
P_{80}	4,19	3,48	3,61	3,68
P_{50}	3,05	2,61	2,73	2,77
P_{min}	0,47	0,62	0,63	0,48
Amplituda	6,95	6,32	6,54	6,84

Źródło: Opracowanie własne na podstawie danych IMGW.

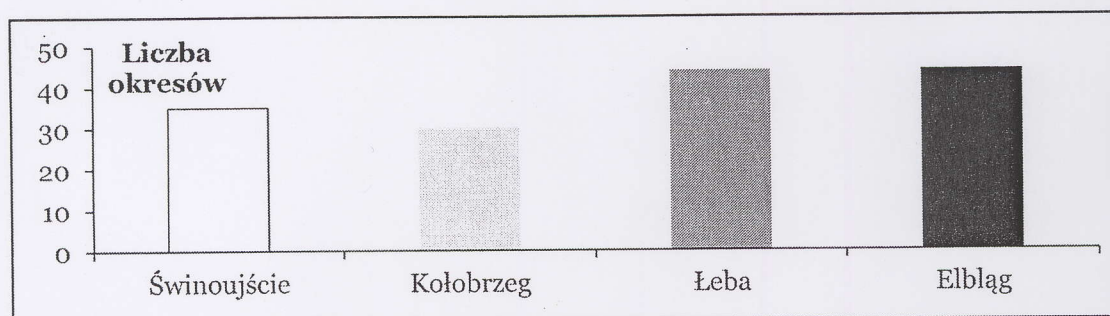
Jego wartość jest następująca: $P_{99} = 5,9$ mm. Najwięcej dni, w których wystąpiła ewapotranspiracja wyższa od tej wartości, zanotowano w Elblągu (64). Najmniej takich dni było w Łebie (12), natomiast w Kołobrzegu i Świnoujściu odpowiednio 35 i 36 (ryc. 4). W dwóch ostatnich stacjach reprezentujących zachodnią część wybrzeża więcej dni z wysoką ewapotranspiracją odnotowano w dekadzie 2001–2010, natomiast we wschodniej części wybrzeża, w Łebie i Elblągu, więcej takich dni odnotowano w dekadzie 1991–2010.



Ryc. 4. Liczba dni z wartościami ewapotranspiracji wyższymi od 99 percentyla, stacje: A – Świnoujście, B – Kołobrzeg, C – Łeba, D – Elbląg

Źródło: Opracowanie własne na podstawie danych IMGW.

Liczba okresów (co najmniej dwa kolejne dni) z wysoką ewapotranspiracją również jest zróżnicowana w obrębie wybrzeża (ryc. 5). Najwięcej takich okresów występuje we wschodniej części: Elbląg i Łeba (po 44), mniej w zachodniej: Kołobrzeg (30) i Świnoujściu (35).



Ryc. 5. Liczba okresów z wysokimi wartościami ewapotranspiracji utrzymującymi się co najmniej przez dwa kolejne dni, suma dla lat 1991–2010

Źródło: Opracowanie własne na podstawie danych IMGW.

Zatem we wschodniej części polskiego wybrzeża liczba okresów kolejnych dni z wysoką ewapotranspiracją jest wyższa niż w zachodniej. Najdłuższe okresy nieprzerwanie wysokiej ewapotranspiracji wystąpiły w Elblągu (10 dni) na przełomie lipca i sierpnia 1994 roku oraz w Świnoujściu (9 dni) w lipcu 2010 roku.

Dyskusja

Trend rosnący ewapotranspiracji wykryty w Świnoujściu w ciągu ostatnich 10 lat potwierdza prognozy IPCC (2007) wskazujące na zwiększenie się intensywności cyklu hydrologicznego, a zatem i parowania. K. Kozuchowski i J. Degirmendzić (2005) stwierdzają istotne trendy wzrostu ewapotranspiracji potencjalnej w ciepłej porze roku (lata 1976–2000) w różnych miejscach w Polsce – we Wrocławiu, Suwałkach i Szczecinie. Ta ostatnia stacja jest położona stosunkowo blisko Świnoujścia, w którym w niniejszej pracy również wykryto istotny trend rosnący. Autorzy ci ponadto wykazali brak istotnych trendów w centralnej i południowo-wschodniej części Polski.

Badając trendy ewapotranspiracji w skali globalnej, A.J. Jung i in. (2010) zauważyli trend wzrostowy do końca lat 90., natomiast później przerwanie tego trendu. W Chinach wystąpiło zróżnicowanie przestrzenne trendów: w północno-wschodniej i południowo-zachodniej części kraju nastąpiły wzrosty ewapotranspiracji, natomiast w północno-zachodniej i południowo-wschodniej spadki (Thomas A., 2000; Gao G. i in., 2007). W latach 1948–2004 wzrosła również ewapotranspiracja w zlewni Missisipi w centralnych Stanach Zjednoczonych (Qian T. i in., 2007), co stwierdzili także M. Hobbins i in. (2004) dla większego obszaru w centrum tego samego kraju. W. Abtew i in. (2011) stwierdzili, korzystając z metody Penmana-Monteitha, że na południu półwyspu Floryda także następuje

wzrost ewapotranspiracji potencjalnej. W Finlandii natomiast V. Hvarinen (2003) nie stwierdził długoterminowych, istotnych statystycznie trendów ewapotranspiracji w XX wieku. W pobliżu zachodniej oraz wschodniej granicy Iranu wystąpił w latach 1965–2005 trend rosnący, natomiast w centralnej części kraju spadkowy (Dinpashoh Y. i in., 2011). W Indiach z kolei na obszarze całego kraju wykryto w latach 1971–2002 trend spadkowy ewapotranspiracji potencjalnej, co tłumaczy się wzrostem wilgotności i spadkiem prędkości wiatru (Bandyopadhyay A. i in., 2009). Jak pokazują przytoczone przykłady, trendy ewapotranspiracji rzeczywistej mogą się bardzo różnić w zależności od kraju bądź regionu – co potwierdzają także badania Teulinga i in. (2009).

Wnioski

1. Ewapotranspiracja wskaźnikowa w półroczu ciepłym (IV–IX) wykazuje istotny trend rosnący w Świnoujściu. W pozostałej części polskiego wybrzeża tendencje nie są istotne statystycznie. Wyniki korespondują z innymi uzyskanymi w Polsce i wpisują się w trendy notowane w innych częściach świata.
2. Najwyższa ewapotranspiracja występuje w Elblągu, a najniższa w Łebie, przy czym od Łeby w kierunku zachodnim parowanie wzrasta.
3. Najwięcej dni z wysoką ewapotranspiracją wystąpiło w Elblągu, najmniej w Łebie.
4. We wschodniej części wybrzeża zaznacza się okres nieco wyższego od średniej parowania w pierwszych kilku latach badanego 20-lecia, podczas gdy nie występuje on w jego zachodniej części.
5. Na całym polskim wybrzeżu dekada 1991–2000 charakteryzowała się niższymi wartościami ewapotranspiracji niż lata 2001–2010.

Potwierdzenia i uznanie

Projekt został sfinansowany ze środków Narodowego Centrum Nauki, przyznanych na podstawie decyzji numer DEC-2011/01/N/ST10/05954.

Bibliografia

- Abtew W., Obeysekera J., Iricanin N., 2011, *Pan evaporation and potential evapotranspiration trends in South Florida*, Hydrological Processes 25 (6): 958–969
- Allen R.G., Pereira L.S., Raes D., Smith M., 1998, *Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements – FAO Irrigation and drainage paper 56*, FAO, Rome, ss. 465
- Bandyopadhyay A., Bhadra A., Raghuwanshi N.S., Singh R., 2009, *Temporal trends in estimates of reference evapotranspiration over India*, Journal of Hydrologic Engineering 14, 508
- Bosilovich M.G., Schubert S.D., 2002, *Water vapor tracers as diagnostics of the Regional Hydrologic Cycle*, Journal of Hydrometeorology 3: 149–165

- Dinpashoh Y., Jhajharia D., Fakheri-Fard A., Singh V.P., Kahya E., 2011, *Trends in reference crop evapotranspiration over Iran*, Journal of Hydrology 399: 422–433
- Gao G., Chen D., Xu C.-Y., Simelton E., 2007, *Trend of estimated actual evapotranspiration over China during 1960 – 2002*, Journal of Geophysical Research 112: D11120
- Hobbins M.T., Ramirez J.A., Brown T.C., 2004, *Trends in pan evaporation and actual evapotranspiration across the conterminous U.S.: Paradoxical or complementary?* Geophysical Research Letters 31, L13503
- Huntington T.G., 2006, *Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis*, Journal of Hydrology 319: 83–95
- Hvvarinen V., 2003, *Trends and characteristics of hydrological time series in Finland*, Nordic Hydrology 34 (1–2): 71–90
- IPCC, 2007, *Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Pachauri R.K., Reisinger A. (eds), IPCC, Geneva, Switzerland, p. 52–53
- Jung M. et al., 2010, *Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply*, Nature 467: 951–954
- Kozuchowski K., Degirmendzić J., 2005, *Contemporary changes of climate in Poland: Trends and variation in thermal and solar conditions related to plant vegetation*, Polish Journal of Ecology 53 (3): 283–297
- Qian T., Dai A., Trenberth K., 2007, *Hydroclimatic trends in the Mississippi River Basin from 1948 to 2004*, Journal of Climate 20: 4599–4614
- Teuling A. et al., 2009, *A regional perspective on trends in continental evaporation*, Geophysical Research Letters 36, L02404
- Thomas A., 2000, *Spatial and temporal characteristics of potential evapotranspiration trends over China*, International Journal of Climatology 20: 381–396

8.

Porównanie ewapotranspiracji wskaźnikowej z pomiarami parowania z ewaporometru.

Porównanie parowania z ewaporometru i ewapotranspiracji wskaźnikowej w Polsce. [w:] *Interdyscyplinarność w naukach o Ziemi. Studia przypadków*, tom 1. Red. J. Smutek, P. Aniśkiewicz. Wyd. Uniwersytetu Szczecińskiego, Szczecin, 13-24. ISBN 978-83-7241-981-1.

Porównanie parowania z ewaporometru i ewapotranspiracji wskaźnikowej w Polsce

Streszczenie

Ustalenie wielkości ewapotranspiracji jest kluczowe przy planowaniu nawadniania. Aby dokładnie określić wielkość ewapotranspiracji np. za pomocą metody Penmana-Monteitha (PM), potrzebny jest zbiór danych meteorologicznych takich jak: promieniowanie słoneczne, temperatura powietrza, wilgotność powietrza czy prędkość wiatru. Nie wszystkie z tych zmiennych są dostępne w wielu miejscach i dlatego równanie PM zastępuje się wzorami uproszczonymi. Parowanie z ewaporometru może być również wykorzystane do budowy wzoru uproszczonego, odzwierciedlającego zintegrowany efekt różnych czynników meteorologicznych. Dlatego też wielkość ta jest również bardzo ważna w ocenie zmian klimatu.

Głównym celem pracy było porównanie parowania z ewaporometru i ewapotranspiracji wskaźnikowej obliczonej z równania Penmana-Monteitha FAO-56 w Polsce. Zbadano także różnice w parowaniu z ewaporometru pomiędzy stacjami i sprawdzono, czy na podstawie tylko tej zmiennej możliwe jest wiarygodne szacowanie ewapotranspiracji wskaźnikowej.

Monitoring parowania z ewaporometru był prowadzony na sześciu stacjach w Polsce w latach 1999-2010 z użyciem zamocowanego w gruncie ewaporometru o średnicy 5 m i głębokości 2 m. Ewapotranspiracja wskaźnikowa została obliczona za pomocą wzoru Penmana-Monteitha FAO-56. Regresja liniowa i test t zostały wykorzystane do zbadania możliwych tendencji zmian, natomiast współczynnik korelacji Spearmana posłużył do ustalenia poziomu współzmienności parowania z ewaporometru i ewapotranspiracji wskaźnikowej. Do zbadania różnic średnich wartości parowania na różnych stacjach zastosowano procedurę ANOVA wraz z testem post-hoc Tukey'a. Opracowano także prosty model regresji służący do szacowania ewapotranspiracji wskaźnikowej na podstawie parowania z ewaporometru.

W Sandomierzu i Włodawie suma parowania z ewaporometru w okresie maj-październik przekraczała przeciętnie ewapotranspirację wskaźnikową odpowiednio o 37 mm i 47 mm. Te różnice były statystycznie istotne (Włódawa: $t=4.35$, $p<0.001$; Sandomierz: $t=2.9$, $p=0.008$). Na pozostałych stacjach wysokości parowania i ewapotranspiracji w całym badanym okresie były podobne i nie różniły się istotnie statystycznie. Najniższa i najwyższa wśród nich średnia różnica w wartościach z okresu maj-październik wynosiła odpowiednio: 6 mm – Kłodzko i 23 mm – Piła. Najwyższa korelacja między wartościami obu badanych serii z okresu maj-październik wystąpiła w Kłodzku ($r=0.91$; $p<0.001$). Dostosowanie utworzonego modelu do dobowych danych referencyjnych ewapotranspiracji było relatywnie słabe ($RMSE>1$ mm, $R^2<0.7$; $d\leq 0.8$).

Słowa kluczowe: metoda Penmana-Monteitha, FAO-56, parowanie z wolnej powierzchni wody

Projekt został sfinansowany ze środków Narodowego Centrum Nauki przyznanych na podstawie decyzji numer 2011/01/N/ST10/05954.

Wprowadzenie

Określenie wielkości ewapotranspiracji, pojmowanej jako proces parowania wody z gleby i z roślin łącznie, jest kluczowe przy planowaniu nawadniania (Lee i in., 2004). Wiarygodne obliczanie tego parametru wymaga stosowania skomplikowanych urządzeń pomiarowych (lizymetrów) lub podejść matematycznych o odpowiedniej jakości, takich jak metoda Penmana-Monteitha lub metody iteracyjne (Widmoser, 2009). Metoda Penmana-Monteitha w wersji FAO 56 (PMF56) została uznana przez FAO (ang. Food and Agriculture Organization) za standard w obliczaniu

ewapotranspiracji wskaźnikowej (Allen i in., 1998). Aby obliczyć ewapotranspirację za pomocą tej metody, potrzebna jest znaczna liczba parametrów meteorologicznych, które są dostępne często tylko na specjalistycznych stacjach pomiarowych. Rozwiązaniem jest stosowanie mniej skomplikowanych wzorów na ewapotranspirację, kalibrując je regionalnie względem danych referencyjnych jakie stanowi ewapotranspiracja obliczona wg metody PMF56 (Jabloun i Sahli, 2008; Sentelhas i in., 2010). Po skalibrowaniu nawet uproszczone wzory bazujące często na pojedynczej zmiennej relatywnie dobrze określają ewapotranspirację. Jedną ze zmiennych, która może służyć w szacowaniu ewapotranspiracji wskaźnikowej, jest parowanie z ewaporometru (Snyder, 1992). Najwięcej badań dotyczy możliwości wykorzystania danych pomiarowych z ewaporometru Class A (średnica 120 cm, głębokość 25 cm, umieszczony na drewnianej podstawie na wysokości 15 cm), który jest wykorzystywany m.in. w Stanach Zjednoczonych (Lawrimore i Peterson, 2000). Na stacjach hydrometeorologicznych w Polsce do pomiarów parowania z wolnej powierzchni wody wykorzystuje się ewaporometry większych rozmiarów umieszczone w gruncie.

Celem badań było sprawdzenie, w jakim stopniu używany w Polsce ewaporometr basenowy może być wykorzystany do obliczenia ewapotranspiracji wskaźnikowej. Zbadano także relacje jakie istnieją między parowaniem z ewaporometru a ewapotranspiracją wskaźnikową w warunkach Polski, a także czasową i przestrzenną zmienność parowania z wolnej powierzchni wody na stacjach położonych w różnych częściach Polski.

Materiał i metody

Do analizy wybrano 6 stacji leżących w różnych regionach Polski: Kłodzko, Piła, Płock, Sulejów, Sandomierz, Włodawa. Kłodzko reprezentuje warunki górskie, Piła znajduje się w największym stopniu pod wpływem powietrza morskiego, natomiast Sandomierz oraz Włodawa reprezentują te części kraju, w których powietrze kontynentalne oddziałuje najbardziej. Płock i Sulejów są zlokalizowane w warunkach pośrednich. Analizy zostały wykonane w oparciu o dobowe dane z miesięcy od maja do października w latach 1999-2010.

Jako metodę referencyjną dla obliczania ewapotranspiracji wskaźnikowej przyjęto metodę Penmana-Monteitha (Allen i in., 1998):

$$ET_0 = \frac{0,408 (R_n - G) + \frac{900}{T+273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)} \quad (1)$$

gdzie: ET_0 – ewapotranspiracja wskaźnikowa [mm dzień^{-1}], R – saldo promieniowania słonecznego [$\text{MJ m}^{-2} \text{dzień}^{-1}$], G – przepływ ciepła z gleby [$\text{MJ m}^{-2} \text{dzień}^{-1}$], T – średnia dobową temperatura powietrza na wysokości 2 m [$^{\circ}\text{C}$], u – prędkość wiatru na wysokości 2 m [m s^{-1}], e_s – ciśnienie pary wodnej nasyconej [kPa], e_a – rzeczywiste ciśnienie pary wodnej [kPa], $e_s - e_a$ – niedosyt wilgotności powietrza [kPa], Δ – nachylenie krzywej ciśnienia pary wodnej [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$], γ – stała psychrometryczna [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$].

Ponieważ na większości spośród wybranych stacji nie jest mierzony bilans promieniowania słonecznego, oszacowano go na podstawie usłonecznienia za pomocą wzoru Angstroma (Allen i in., 1998):

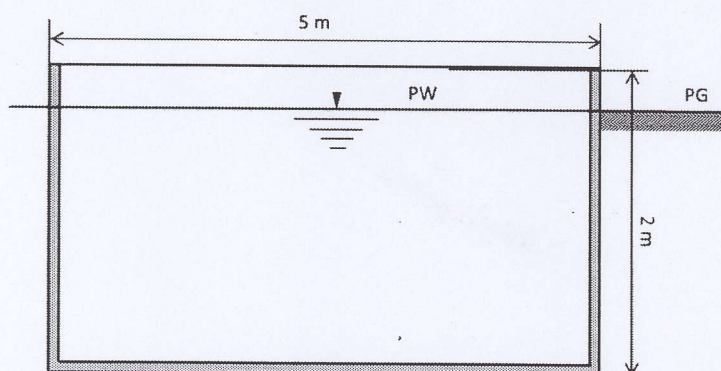
$$R_s = \left(a_s + b_s \frac{n}{N} \right) R_a \quad (2)$$

gdzie: R_s – promieniowanie słoneczne [MJ m^{-2} dzień $^{-1}$], R_a – promieniowanie na górnej granicy atmosfery [MJ m^{-2} dzień $^{-1}$], N – maksymalne możliwe usłonecznienie (godz.), n – rzeczywisty czas trwania usłonecznienia (godz.), a_s – stała regresji wyrażająca część promieniowania na zewnętrznej granicy atmosfery osiagającą powierzchnię ziemi przy całkowitym zachmurzeniu, $a_s + b_s$ – część promieniowania na górnej granicy atmosfery które dociera do powierzchni ziemi przy braku zachmurzenia.

Spośród wybranych stacji, bezpośrednie pomiary promieniowania słonecznego są wykonywane w Pile oraz w Sulejowie. W tej pracy zastosowano wartości ewapotranspiracji wskaźnikowej zoptymalizowane za pomocą regresji prostej:

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \vartheta \quad (3)$$

gdzie: Y – ewapotranspiracja wskaźnikowa obliczona z pełnego zestawu danych, X – ewapotranspiracja wskaźnikowa z salde oszacowanym na podstawie usłonecznienia, β_0 – wyraz wolny regresji, β_1 – współczynnik regresji, ϑ – składnik losowy.



Rys. 1. Schemat ewaporometru basenowego wykorzystanego w niniejszej pracy. PW – powierzchnia wody, PG – powierzchnia gruntu. Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW.

Współczynniki, które uzyskano dla danych z Sulejowa na podstawie 20 letniej serii danych dobowych zostały poddane analizie na 10 letnich seriach danych z Sulejowa, Mikołajek i Piły wykazując możliwość zastosowania w innych regionach Polski (Bogawski i Bednorz, 2014).

Dane pomiarowe parowania zostały pozyskane z ewaporometru basenowego o średnicy 5 m i głębokości 2 m. Ewaporometry były umieszczone w gruncie w taki sposób, że lustro wody było utrzymywane na poziomie gruntu

(Rys. 1). Dane zostały następnie zestawione z danymi sum opadów, co pozwalało na obliczenie dobowych wartości parowania z wolnej powierzchni wody.

Kolejnym etapem było porównanie obliczonych serii danych parowania z wolnej powierzchni wody i ewapotranspiracji wskaźnikowej. Za pomocą testu *t* zbadano istotność różnic pomiędzy średnią sumą parowania i ewapotranspiracji w okresie maj-październik dla lat 1999-2010. Następnie zestawiono przebieg badanych parametrów w poszczególnych latach w poszukiwaniu tendencji zmian. Obliczono współczynnik korelacji Spearmana między sumami ewapotranspiracji i parowania

okresie maj-październik na poszczególnych stacjach. Wyznaczono także współczynniki korelacji sum parowania z ewaporometru oraz zbadano istotność różnic w wysokości parowania pomiędzy analizowanymi stacjami za pomocą procedury ANOVA wraz z testem *post hoc* Tukey'ego.

Jako ostatnią analizę skonstruowano prosty model regresji liniowej, w którym za pomocą dobowych danych parowania z ewaporometru można obliczyć ewapotranspirację wskaźnikową. Jako współczynniki statystyczne określające dostosowanie modelu do danych referencyjnych wybrano błąd średniokwadratowy (RMSE), błąd względny (RE), współczynnik determinacji (R^2), indeks zgodności Wilmotta (*d*).

$$M = \beta_3 + \beta_4 N_1 + v \quad (4)$$

gdzie: *M* – ewapotranspiracja wskaźnikowa jako zmienna objaśniana, *N* – parowanie z ewaporometru jako zmienna objaśniająca, β_3 – wyraz wolny regresji, β_4 – współczynnik regresji, *v* – składnik losowy.

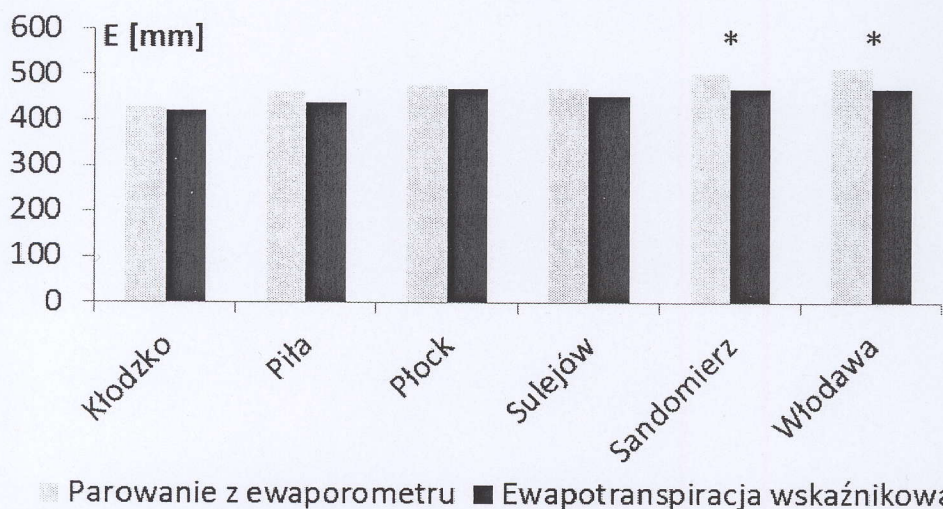
Wszystkie wykresy, tabele i rysunki zostały opracowane przez autora.

Wyniki

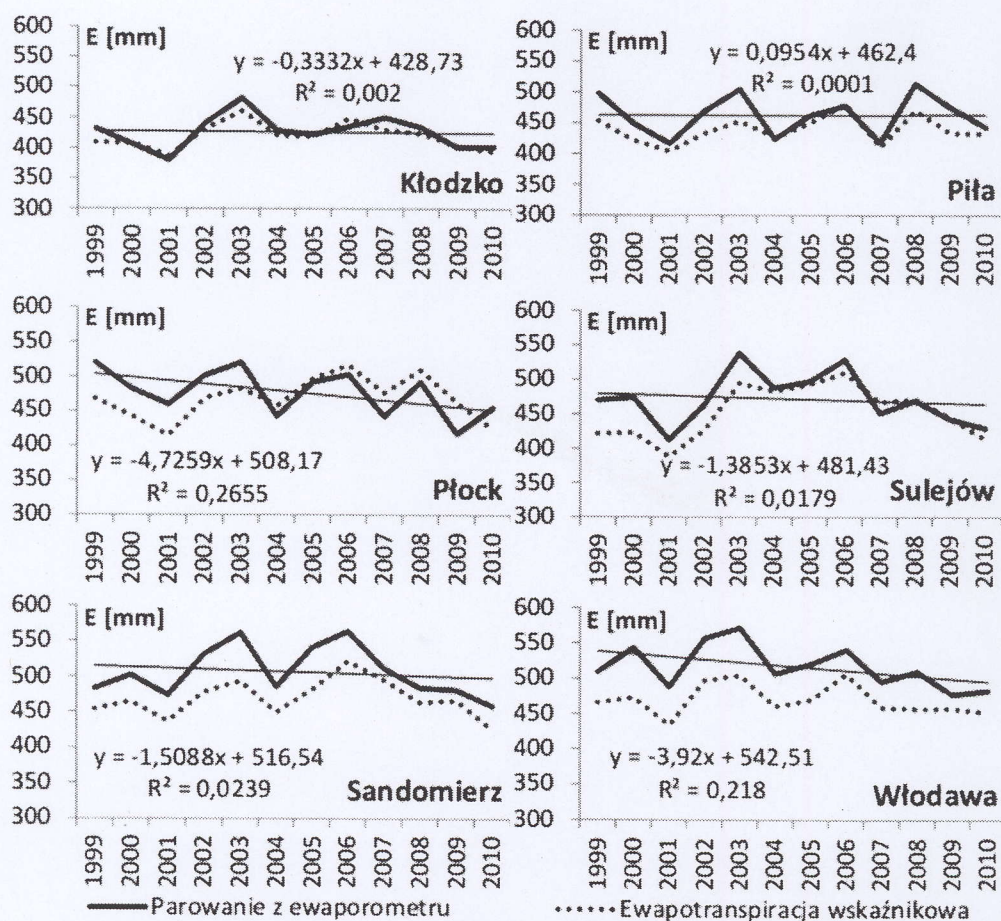
Parowanie z ewaporometru a ewapotranspiracja wskaźnikowa

W dwóch (Sandomierz i Włodawa) spośród sześciu analizowanych stacji sumy parowania z ewaporometru i ewapotranspiracji wskaźnikowej różniły się istotnie statystycznie w badanym okresie. W Sandomierzu parowanie wyniosło średnio 506 mm, natomiast ewapotranspiracja 469 mm ($t=2,93$; $p=0,008$), we Włodawie natomiast było to odpowiednio 517 mm i 470 mm ($t=4,36$; $p<0,001$). W pozostałych przypadkach różnice były mniejsze i nieistotne statystycznie, od 7 mm w Kłodzku do 23 mm w Pile (Rys. 2).

Najwyższe korelacje w przebiegu sum parowania i ewapotranspiracji w okresie maj-październik w latach 1999-2010 wystąpiły w Kłodzku (0,913) (Tab. 1). Znaczną zgodność dwóch badanych zmiennych można zaobserwować także na Rys. 3. Podobne współczynniki korelacji zostały wyznaczone dla Sandomierza i Włodawy (odpowiednio 0,893 i 0,881) a tylko nieco niższe dla Piły i Sulejowa (odpowiednio 0,818 i 0,832). Słaba i nieistotna statystycznie okazała się korelacja między parowaniem a ewapotranspiracją w Płocku (0,445).



Rys. 2. Średnie parowanie z ewaporometru i ewapotranspiracja wskaźnikowa w okresie maj-październik (lata 1999-2010). Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW.



Rys. 3. Przebieg średnich sum parowania z ewaporometru i ewapotranspiracji wskaźnikowej w okresie maj-październik (lata 1999-2010). Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW.

Na Rys. 3 widoczna jest także pewna niezgodność w przebiegu wieloletnim tych dwóch parametrów w Płocku. W pierwszej, krótszej części badanego okresu (lata 1999-2003) wyższe są wartości parowania, natomiast w drugim okresie (lata 2004-2009) wartości ewapotranspiracji wskaźnikowej przewyższają parowanie. Odbiega to od sytuacji na innych analizowanych stacjach, gdzie relacje między parametrami utrzymują się generalnie na podobnym poziomie przez cały okres badań.

Tab. 1. Współczynnik korelacji między ewapotranspiracją wskaźnikową a parowaniem z ewaporometru

Stacja	Współczynnik korelacji Spearmana	Wartość p
Kłodzko	0,913	<0,01
Piła	0,818	<0,01
Płock	0,445	>0,05
Sulejów	0,832	<0,01
Sandomierz	0,893	<0,01
Włodawa	0,881	<0,01

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW.

Różnice w parowaniu z ewaporometru pomiędzy stacjami

Przetestowano korelacje między wartościami parowania z poszczególnych stacji (Tab. 2) i okazało się, że największa współzmiennność występuje na trzech stacjach położonych najbardziej na wschodzie Polski: Sulejów, Sandomierz i Włodawa (od $r=0,756$ między Sulejowem a Włodawą do $r=0,828$ między Sulejowem a Sandomierzem). Przebieg parowania z ewaporometru na tych trzech stacjach był także skorelowany z serią danych z Kłodzka ($r=0,657-0,726$). Najslabiej skorelowana z pozostałymi stacjami była seria danych z Piły (tylko z danymi z Płocka, $r=0,650$).

Tab. 2. Współczynnik korelacji Spearmana między wartościami parowania z ewaporometru w analizowanych stacjach

Stacja	Kłodzko	Piła	Płock	Sulejów	Sandomierz	Włodawa
Kłodzko	-	0,476	0,525	0,726*	0,677*	0,657*
Piła	0,476	-	0,650*	0,504	0,322	0,427
Płock	0,525	0,650*	-	0,602*	0,563	0,756*
Sulejów	0,726*	0,504	0,602*	-	0,828*	0,756*
Sandomierz	0,677*	0,322	0,563	0,828*	-	0,801*
Włodawa	0,657*	0,427	0,756*	0,756*	0,801*	-

* $p < 0,05$; ** $p < 0,01$

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW.

Średnie sumy parowania z ewaporometru różniły się między badanymi stacjami (ANOVA, $F=11,7$; $p<0,001$). Najbardziej wyróżniała się seria danych z Kłodzka – parowanie było tam najniższe i średnia suma w okresie maj-październik nie różniła się istotnie jedynie od wartości z Piły. Podobnie było w przypadku Włodawy – wartości parowania w badanym okresie nie różniły się jedynie od serii danych z Sandomierza (Tab. 3).

Tab. 3. Wartości p dokumentujące statystycznie istotne różnice w parowaniu z ewaporometru pomiędzy stacjami

	Kłodzko	Piła	Płock	Sandomierz	Włodawa	Sulejów
Kłodzko	-	0,085	0,004**	0,0001**	0,0001**	0,013*
Piła	0,085	-	0,888	0,021*	0,002**	0,981
Płock	0,004**	0,888	-	0,258	0,048*	0,999
Sandomierz	0,0001**	0,021*	0,258	-	0,972	0,122
Włodawa	0,0001**	0,002**	0,048*	0,972	-	0,017*
Sulejów	0,013*	0,981	0,999	0,122	0,017*	-

* $p < 0,05$; ** $p < 0,01$

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW.

Obliczanie ewapotranspiracji wskaźnikowej na podstawie parowania z ewaporometru

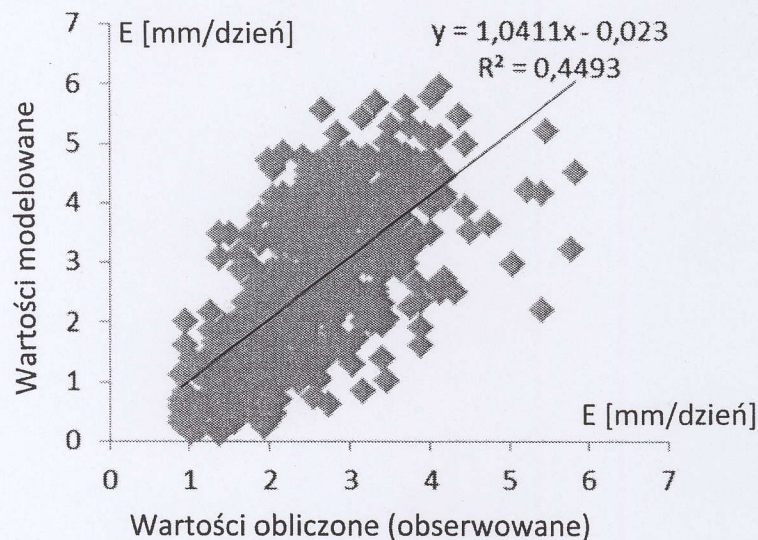
W tab. 4 przedstawione zostały statystyki określające poziom dostosowania modelu regresji prostej do danych referencyjnych, gdzie zmienna zależna to ewapotranspiracja wskaźnikowa a zmienna objaśniająca to parowanie z ewaporometru. Wyniki świadczą o relatywnie słabej dokładności: w żadnym przypadku RMSE nie spada poniżej 1 mm, RE jest najniższe w Płocku, Pile i Włodawie (0,37), najwyższy współczynnik zgodności Wilmotta wystąpił w Pile (0,8) a współczynnik determinacji w Sulejowie i Włodawie (0,67).

Tab. 4. Współczynniki regresji (β) oraz oszacowanie dokładności modelu

	β_0	β_1	RMSE	R^2	d	RE
Sulejów	0.90	0.61	1.05	0.67	0.74	0.43
Piła	0.85	0.79	1.06	0.66	0.80	0.37
Płock	1.04	0.74	1.09	0.66	0.77	0.37
Włodawa	0.95	0.69	1.07	0.67	0.78	0.37
Kłodzko	1.04	0.70	1.01	0.60	0.74	0.38
Sandomierz	1.18	0.63	1.18	0.58	0.72	0.41
Średnia	0,99	0,69	1,08	0,64	0,76	0,39

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW.

Dokładność z jaką można określać ewapotranspirację wskaźnikową za pomocą danych pomiarowych z ewaporometru została również przedstawiona graficznie za pomocą Rys. 4. Widoczna jest dość znaczna rozbieżność wartości dwóch badanych parametrów.



Rys. 4. Zestawienie ewapotranspiracji obliczonej z równania PMF56 z ewapotranspiracją oszacowaną na podstawie parowania z ewaporometru na przykładzie danych z Sulejowa. Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW.

Dyskusja

Wykorzystanie parowania z ewaporometru do obliczania ewapotranspiracji wskaźnikowej jest powszechne ze względu na prostotę pomiarów ewaporometrycznych. Standardową procedurą jest mnożenie wartości parowania z ewaporometru przez współczynnik K_{pan} , który jest zależny od prędkości wiatru i wilgotności względnej a także pokrycia terenu w sąsiedztwie ewaporometru (Grismer i in., 2002). W niniejszej pracy nie wykorzystano dodatkowych parametrów, a wartość K_{pan} została oszacowana za pomocą parowania z ewaporometru i procedury regresji prostej (współczynniki β_3 i β_4). Podobną metodę zastosowano między innymi w pracach Xu i in. (2006) oraz Sumner i Jacobs (2005). W pierwszej z tych prac autorzy porównywali ewapotranspirację wskaźnikową z parowaniem z mikroewaporometru chińskiego o średnicy 20 cm, głębokości 10 cm, ustawionego na wysokości 70 cm. Małe rozmiary były przyczyną dwukrotnie wyższych wartości parowania niż ewapotranspiracji. Przebieg ewapotranspiracji został także porównany ze standardowym parowaniem z ewaporometru Class A. W warunkach półwyspu Floryda w skali rocznej parowanie również dwukrotnie przewyższało ewapotranspirację (Sumner i Jacobs, 2005). We wspomnianej pracy uzyskano także znacznie wyższy współczynnik determinacji przy zestawieniu danych z ewaporometru oraz ewapotranspiracji wskaźnikowej ($R_2=0,85$ wobec $R_2=0,67$ w niniejszej pracy). Zależy to najprawdopodobniej od rodzaju wykorzystanego ewaporometru i miejsca obserwacji.

Znaczna objętość ewaporometru wykorzystywanego w niniejszej pracy może powodować zmniejszenie i opóźnienie wpływu czynników meteorologicznych na parowanie czego efektem jest niski stopień dostosowania modelu zbudowanego jedynie na takiej serii danych.

Poza wykorzystywaniem danych ewaporometrycznych do obliczania ewapotranspiracji wskaźnikowej, stanowią one także ważny element podczas badania zmian klimatycznych. W ostatnich latach często dyskutowanym problemem był paradoks ewaporacji (ang. pan evaporation paradox), który objawia się spadkiem parowania z ewaporometru przy jednoczesnym wzroście średniej temperatury powietrza w ostatnich 50 latach (Zhang i in., 2007; Lawrimore i Peterson, 2000). Podobnie jak w wielu miejscach świata, w niniejszej pracy również wykryto tendencje spadkowe parowania z ewaporometru, jednak ciąg 12 lat okazał się zbyt krótki, aby te tendencje uznać za istotne statystycznie. W literaturze podano kilka propozycji rozwiązań paradoksu ewaporacji: jednym z nich jest hipoteza Bouchet'a z 1963 roku (Szilagyi, 2001). Mówi ona, że wzrost temperatury powoduje zwiększenie parowania w otoczeniu ewaporometru a zatem zwiększoną wilgotność co ogranicza parowanie z przyrządu. Inną hipotezą jest zwiększenie się zachmurzenia i koncentracji aerozoli w atmosferze, co ogranicza dopływ bezpośredniego promieniowania słonecznego i energii dla parowania wody, natomiast coraz więcej energii pochłania atmosfera (Roderick i Farquhar, 2002). Także zmniejszenie prędkości wiatru wskutek rozwoju roślinności, bądź działania człowieka, podaje się jako możliwy wpływ na spadek parowania mierzonego w ostatnich 50 latach (Barnett i in., 2005).

Wnioski

1. Parowanie z ewaporometru o powierzchni $19,6 \text{ m}^2$ w skali rocznej jest zbliżone do ewapotranspiracji wskaźnikowej na stacjach zlokalizowanych w centralnej i zachodniej części Polski, natomiast wielkości te różnią się istotnie na stacjach najbardziej wysuniętych na wschód.

2. Najwyższa korelacja wartości parowania z ewaporometru pomiędzy stacjami wystąpiła na stacjach zlokalizowanych we wschodniej części kraju: Sulejów, Sandomierz i Włodawa.

3. Zastosowanie parowania z ewaporometru $19,6 \text{ m}^2$ jako pojedynczej zmiennej w regresji prostej do szacowania dobowej ewapotranspiracji wskaźnikowej na obszarze Polski dało słabe wyniki ($\text{RMSE} > 1 \text{ mm}$, $R_2 < 0,7$; $d \leq 0,8$).

4. Nie wykryto żadnych istotnych statystycznie trendów ewapotranspiracji wskaźnikowej i parowania z ewaporometru, jednakże ta ostatnia zmienna wykazała tendencje spadkowe w pięciu spośród sześciu analizowanych stacji, co może sygnalizować występowanie w Polsce paradoksu ewaporacji.

Comparison of pan evaporation and reference evapotranspiration in Poland

Summary

Evapotranspiration is a crucial element to estimate during irrigation scheduling. In order to calculate the evapotranspiration many variables such as solar radiation, air temperature and humidity or wind speed are required e.g. for Penman-Monteith (PM) equation. They are often not available so the PM equation has to be replaced by simpler formulas. In many regions, so called pan evaporation records are used to estimate the reference evapotranspiration. Pan evaporation is the evaporation from free water surface which reflects the integrated effect of mentioned weather parameters. Thus, pan evaporation is also very important in climate change assessment.

The main purpose of this work was to compare the pan evaporation datasets from Poland with reference evapotranspiration calculated by means of FAO-56 Penman-Monteith method. The differences between particular stations and possible trends were examined as well.

Monitoring of pan evaporation was conducted at 6 stations throughout Poland from 1999 to 2010 by using sunken tank with the surface of 20 m² and depth of 2 m. Calculation of reference evapotranspiration was performed using FAO-56 Penman-Monteith equation. Linear regression and *t* test were used to the examination of possible trends. Spearman correlation coefficient was used to test the relationships between both daily and annual data of pan evaporation and reference evapotranspiration. To compare between-station differences in evaporation and evapotranspiration the ANOVA procedure with Tukey's post-hoc test was applied. Linear regression was also used to develop a simple model for estimating evapotranspiration on the basis of pan evaporation records.

At Sandomierz and Włodawa stations annual pan evaporation exceeded reference evapotranspiration on average 37 and 47 mm, respectively. These differences were statistically significant (Włodawa: $t=4.35$, $p<0.001$; Sandomierz: $t=2.9$, $p=0.008$). At remaining stations the amounts of evaporation and evapotranspiration were quite consistent. The average differences in annual values ranged from 6 mm (Kłodzko) to 23 mm (Piła) and were not statistically significant. The highest correlation between annual values of both data series occurred in Kłodzko ($r=0.91$; $p<0.001$). On a daily basis, the accuracy of developed regression model was relatively poor ($RMSE>1$ mm, $R_2<0.7$; $d\leq 0.8$).

Keywords: Penman-Monteith method, FAO-56, evaporimeter, free water surface evaporation

Bibliografia

- Allen R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements -FAO Irrigation and drainage paper 56, Rome, 465 s.
- Barnett T.P., Adam J. C., Lettenmaier D. P., 2005. Potential impacts of Warming climate on water availability in snow-dominated regions, *Nature*, 438:303-309.
- Bogawski P., Bednorz E., Comparison and validation of selected evapotranspiration models in Poland, *Water Res Manage*, (w recenzji).
- Grismer M.E., Orang, M., Matyac S., 2002. Pan Evaporation to Reference Evapotranspiration Conversion Methods, *J. Irrig. Drain. Eng. ASCE*, 128(3):180-184.
- Jabloun M., Sahli A., 2008. Evaluation of FAO-56 methodology for estimating reference evapotranspiration using limited climatic data. Application to Tunisia, *Agric Water Manage*, 95:707-715.
- Lawrimore J.H., Peterson T.C., 2000. Pan evaporation trends in dry and humid regions of United States, *J. Hydrometeorol.*, 1:543-546.
- Lee, T.S., Najim M.M.M., Aminul M.H., 2004. Estimating Evapotranspiration of Irrigated Rice at the West Coast of the Peninsular of Malaysia, *Journal of Applied Irrigation Science*, 39:103-117.
- Roderick M.L. i Farquhar G.D., 2002. The cause of decreased Pan Evaporation over the past 50 years, *Science*, 298:1077-1090.
- Sentelhas P.C. i in., 2010. Evaluation of FAO Penman-Monteith and alternative methods for estimating reference evapotranspiration with missing data in Southern Ontario, Canada, *Agric Water Manage*, 97:635-644.
- Snyder R.L., 1992. Equation for evaporation pan to evapotranspiration conversions, *J. Irrig. Drain. Eng. ASCE*, 118(6):977-980.

- Sumner D.M., Jacobs J.M., 2005. Utility of Penman–Monteith, Priestley–Taylor, reference evapotranspiration, and pan evaporation methods to estimate pasture evapotranspiration, *J. Hydrol.*, 308:81-104.
- Szilagyi J., 2001. On Bouchet's complementary hypothesis, *J. Hydrol.*, 246:155-158.
- Widmoser, P., 2009. A discussion on and alternative to the Penman–Monteith equation. *Agric Water Manag.*, 96: 711–721.
- Xu C.-Y., Gong L., Jiang T., Chen D., Singh V. P., 2006. Analysis of spatial distribution and temporal trend of reference evapotranspiration and pan evaporation in Changjiang (Yangtze River) catchment, *J. Hydrol.*, 327:81-93.
- Zhang Y., Liu, C., Tang, Y., Yang, Y., 2007. Trends in pan evaporation and reference and actual evapotranspiration across the Tibetan Plateau, *J. Geophys. Res.*, 112(D12):1-12.

9. Podsumowanie

Osiągnięcia pracy można podsumować w następujących punktach:

- Dostosowanie współczynników regresji we wzorze Ångströma wykorzystywanego w szacowaniu promieniowania słonecznego w uproszczonym wzorze Penmana-Monteitha na ewapotranspirację wskaźnikową. Optymalizacja znacznie poprawia jakość modelu PMF56 w przypadku braku kompletnych danych meteorologicznych zarówno na stacji kalibracyjnej jak i stacjach walidacyjnych.
- Kalibracja 3 uproszczonych, powszechnie stosowanych na świecie metod obliczania ewapotranspiracji wskaźnikowej do warunków Polski: metoda Penmana (uproszczona), metoda Hargreavesa, oraz metoda oparta o pomiary parowania z ewaporometru.
- Zbudowanie modelu regresji wielorakiej przy użyciu estymacji Cochrane-Orcutta do obliczania ewapotranspiracji. Technika ta pozwala na eliminację autokorelacji składnika resztowego modelu, a zatem poprawę jakości modelu.
- Ustalenie, że parowanie z dużego ewaporometru o powierzchni około 20 m² w Polsce jest mało przydatną zmienną do określania ewapotranspiracji wskaźnikowej. Wyjątek stanowi stacja Kłodzko położona w Sudetach. Odnotowano tam dużą zgodność parowania z ewaporometru i ewapotranspiracji wskaźnikowej w skali miesiąca.
- Niskie wartości ewapotranspiracji występują najczęściej podczas cyrkulacji strefowej natomiast najwyższe wartości wtedy, gdy nad Morzem Bałtyckim i Skandynawią utrzymuje się wyż generujący napływ suchego powietrza ze wschodu.
- Ustalenie, że wysoka ewapotranspiracja w Polsce latem jest powiązana z falami upałów i sprzyjają jej podobne warunki synoptyczne: wysokie ciśnienie w północno-wschodniej Polsce (anomalie do +5 hPa), wzrost wysokości powierzchni izobarycznej 500 hPa o 100 m nad Morzem Bałtyckim i wzrost temperatury na powierzchni izobarycznej 850 hPa (o 5°C) na terenie Niemiec.
- Ewapotranspiracja wskaźnikowa istotnie wzrosła w latach 1971-2010 w Polsce. Natomiast na polskim wybrzeżu (1991-2010) większość stacji nie odnotowała statystycznie istotnych zmian - jedynie w Świnoujściu wystąpił wzrost ewapotranspiracji wskaźnikowej.

10. Bibliografia

- Allen R.G., Pereira L.S., Raes D., Smith M. 1998. Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. *FAO Irrigation and drainage paper 56*. FAO, Rome, ss. 465.
- Bac S., Koźmiński C., Rojek M. 1993. *Agrometeorologia*. PWN, Warszawa, s.249.
- Bonaccorso B., Peres D.J., Cancelliere A., Rossi G. 2013. Large scale probabilistic drought characterization over Europe. *Water Resour Manage* 27:1675–1692
- Boyen H., Dogniaux R., Paszyński J. 1976. Methodes de determination du bilan energetique de la surface active de la terre. *Institut Royal Meteorologique de Belgique. Publications, Serie A 99*, Uccle-Bruxelles, s. 71.
- Brouwer C., Goffeau A., Heibloem M. 1985. Irrigation Water Management: Training Manual No. 1 - Introduction to Irrigation. FAO, Rome, Italy.
<http://www.fao.org/docrep/r4082e/r4082e00.htm#Contents>
- Brutsaert W. 1982. *Evaporation into the atmosphere*. Springer – Verlag GmbH, s.316.
- Brutsaert W., Stricker H. 1979. An Advection-Aridity Approach to Estimate Actual Regional Evapotranspiration. *Water Resources Research* 15 (2):443-450.
- Caemmerer S., Baker N. 2007. The Biology of Transpiration. From Guard Cells to Globe. *Plant Physiology* 143(1):3
- Dadlez R., Marek S., Pokorski J. 2000. Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku, skala 1:1000000. Państwowy Instytut Geologiczny. *Wyd. Kartograficzne Polskiej Agencji Ekologicznej S.A.*
- Dawson T.E., Burges S.O.S, Tu K., Oliveira R.S, Santiago L., S., Fisher J.B., Simonin KA, Ambrose R.A. 2007. Nighttime transpiration in woody plants from contrasting ecosystems. *Tree Physiology* 27:561–575.
- Doorenbos J., Pruitt W.O. 1977. Guidelines for predicting crop water requirements. *FAO Irrigation and Drainage Paper 24*, FAO, Rome.
- Droogers P., Allen R.G. 2002. Estimating reference evapotranspiration under inaccurate data conditions. *Irrig Drain Syst* 16:33–45

- Funk J.P. 1959. Improved-poliethylen shielded net radiometer. *Journal of Scientific Instruments* 36:267-270.
- Gleser L.J. 1998. Assessing Uncertainty of Measurement. *Statistical Science* 13(3):277-290
- Górski H., Jędrzejewska W. (red.) 1994. Atlas geograficzny dla szkół średnich. *Polskie Przedsiębiorstwo Wydawnictw Kartograficznych im. E. Romera*, Warszawa: Wrocław
- Gutry-Korycka M., Soczyńska U. 1990. Cykl hydrologiczny zlewni [w:] *Hydrologia dynamiczna*, red. U. Soczyńska, WUW, Warszawa, s.14-42.
- Huntington T.G. 2006. Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. *Journal of Hydrology* 319: 83–95.
- IMGW 2013. Strona internetowa Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej. www.imgw.pl
- Irmak S., Haman D.Z. 2014. Evapotranspiration: Potential or Reference? This document is ABE 343, one of a series of the Agricultural and Biological Engineering Department, UF/IFAS Extension. <http://edis.ifas.ufl.edu>.
- Jackson P., Basnayake J., Inman-Bamber G., Lakshmanan P., Natarajan S., Stokes C. 2016. Genetic variation in transpiration efficiency and relationships between whole plant and leaf gas exchange measurements in *Saccharum* spp. and related germplasm. *Journal of Experimental Botany* 67(3): 861–871
- Jacobsen T., Adams R.M. 1958. Salt and Silt in Ancient Mesopotamian Agriculture. *Science* 128(3334): 1251-1258
- Jaworski J. 1997. Parowanie terenowe. [w]: *Podstawy hydrologii dynamicznej*, red. U. Soczyńska, Wyd. Uniwersytetu Warszawskiego, s.146-196.
- Johnson D.L., Lewis L.A. 2007. *Land degradation: Creation and destruction*. Rowman & Littlefield Publishers. Oxford, s. 41-43
- Katerji N., Rana G. 2011. Crop Reference Evapotranspiration: A Discussion of the Concept, Analysis of the Process and Validation. *Water Resources Management* 25(6): 1581-1600
- Kędziora A. 1999. *Podstawy agrometeorologii*. Państwowe Wydawnictwa Rolnicze i Leśne, Poznań, s.204-221.

- Kiedrowicz M., Rokosz K., Palkova Z., Valicek J. 2012. Evaluation of water needs of plants estimation basing on meteorological measurements. *Rocznik Ochrona Środowiska* 14: 123-131.
- Kopcewicz T. 1948. *Fizyka atmosfery*. Polskie Towarzystwo Geofizyków, Warszawa, s.75-106.
- Kossowska-Cezak U., Bajkiewicz-Grabowska E. 2009. *Podstawy hydrometeorologii*. PWN, Warszawa, s.269.
- Kossowska-Cezak U., Martyn D., Olszewski K., Kopacz-Lembowicz M. 2000. *Meteorologia i klimatologia. Pomiar, obserwacje, opracowania*. Wyd. Naukowe PWN, Warszawa-Łódź.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., Andrzejewski L., Florek W., Mazurek M., Niewiarowski W., Podgórski Z., Rachlewicz G., Smolska E., Stach A., Szymańska J., Szpikowski J. 2008. Współczesny morfosystem strefy młodoglacjalnej. *Landform Analysis* 7: 7-11
- Kuiper P.J.C., Bierhuizen J.F. 1958. The effect of some environmental factors on the transpiration of plants under controlling conditions. Med. LendBouwhogeschool, Wageningen 58,
- Lauenroth W.K., Bradford J.B. 2006. Ecohydrology and the partitioning AET between transpiration and evaporation in semiarid steppe. *Ecosystems* 9: 756-767
- Lawrence D.M., Thornton P.E., Oleson K.W., Bonan G.B. 2007. The Partitioning of Evapotranspiration into Transpiration, Soil Evaporation, and Canopy Evaporation in a GCM: Impacts on Land–Atmosphere Interaction. *Journal of Hydrometeorology* 8: 862-880.
- Llasat M.C., Snyder R.L. 1998. Data error effects on net radiation and evapotranspiration estimation. *Agricultural and Forest Meteorology* 91(3): 209-221
- Łabędzki L. 2007. Irrigation in Poland – current status after reforms in agriculture and future development. *J Water Land Dev* 11:3–16.
- Łabędzki L., Bak B., Smarzyńska K. 2014. Spatio-Temporal Variability and Trends of Penman-Monteith Reference Evapotranspiration (FAO-56) in 1971-2010 under Climatic Conditions of Poland. *Pol. J. Environ. Stud.* 23(6): 2083-2091

- Łabędzki L., Bąk B., Kanecka-Geszke E. 2012. Wielkość i zmienność ewapotranspiracji wskaźnikowej według Penmana-Monteitha w okresie wegetacyjnym w latach 1970-2004. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie* 12(2):159-170.
- Łabędzki L., Kanecka-Geszke E., Bąk B., Słowińska S. 2011. Estimation of Reference Evapotranspiration using the FAO Penman-Monteith Method for Climatic Conditions of Poland [in:] *Evapotranspiration*, red. L. Łabędzki; Intech.
- Matuszko D. 2010. Wieloletnia zmienność promieniowania słonecznego w Krakowie i na podstawie pomiarów ustłonecznienia [w:] *Klimat Polski na tle klimatu Europy. Warunki cyrkulacyjne i radiacyjne. Studia i Prace z Geografii i Geologii* 14:119-128.
- Markowicz K. 2013. *Meteorologia doświadczalna – wykłady*, Instytut Geofizyki.
- McVicar T.R., Van Niel T.G., Li L.T., Hutchinson M.F., Mu X.M. Liu Z.H. 2007. Spatially distributing monthly reference evapotranspiration and pan evaporation considering topographic influences. *Journal of Hydrology* 338:196-220.
- Michalczyk Z., Sposób J. 2011. Water resources of Poland and their state in Lublin district. *Teka Kom Ochr Kszt Środ Przyr – OL PAN* 8:104–111
- Molga M. 1980. *Meteorologia rolnicza. PWRiL*, Warszawa, s. 492
- Morozova G. 2007. A review of Holocene Avulsions of the Tigris and Euphrates Rivers and possible effects on the Evolution of Civilizations in Lower Mesopotamia. *Geoarchaeology: An International Journal* 20(4): 401–423.
- Oki T., Kanae S. 2006. Global Hydrological Cycles and World Water Resources. *Science* 313(5790): 1068-1072.
- Paszyński J., Miara K. Skoczek J. 1999. Wymiana energii między atmosferą a podłożem, jako podstawa kartowania topoklimatycznego. *Dokumentacja Geograficzna* 14: 1-60.
- Pagano, T., Sorooshian, S. 2002. Hydrologic cycle. [w:] *Encyclopedia of Global Environmental Change*. Vol. 1, The Earth System: Physical and Chemical Dimensions of Global Environmental Change (ed. by T. Munn), 450–464. John Wiley & Sons, Chichester, UK.
- Penman H.L. 1948. Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* 193 (1032): 120-145.

- Pidwirny M. 2006. The Hydrologic Cycle. Fundamentals of Physical Geography, 2nd Edition.
Dostęp: 10.04.2010 <http://www.physicalgeography.net/fundamentals/8b.html>
- Ramanathan V., Chung C., Kim D., Bettge T., Buja L., Kiehl J.T., Washington W.M., Fu Q., Sikka D.R., Wild M. 2005. Atmospheric brown clouds: Impacts on South Asian climate and hydrological cycle. *PNAS* 102 (15):5326-5333.
- Rana G., Katerji N., 2000. Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review. *European Journal of Agronomy* 13 (2–3): 125–153.
- Rolbiecki S., Rolbiecki R., Rzekanowski C., Żarski J. 2003. Drip irrigation system as a factor for drought mitigation in vegetable growing on sandy soils in the region of Bydgoszcz. *Acta Scientiarum Polonorum Hortorum Cultus* 2(2):75–84.
- Rolbiecki S., Wojdyła T., Rzekanowski C., Rolbiecki R., Grzelak B. 2004. The influence of sprinkler irrigation and nitrogen dose on the yield, chemical composition as well as the storage value of Mors potato tubers. *Ann Univ Mariae Curie-Skłodowska Lublin – Polonia*, Sectio E LIX(3):1389–1395.
- Rzekanowski C. 2009. Shaping of irrigation needs for fruit plants in Poland. *Infrastruct Ecol Rural Areas* 3:19–27 (in Polish with English summary).
- Sentelhas PC, Gillespie TJ, Santos EA 2010. Evaluation of FAO Penman–Monteith and alternative methods for estimating reference evapotranspiration with missing data in southern Ontario, Canada. *Agric Water Manag* 97:635–644
- Słowik K., Olszewski T., 1979. Jakość wody dla nawadniania kropelkowego. *Prace instytutu Sadownictwa, Seria C*. 1(65): 33-37
- Stanhill G., Cohen S. 2001. Global dimming: a review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation with discussion of its probable causes and possible agricultural consequences. *Agricultural and Forest Meteorology* 107:255–278
- Szilagyi J. 2007. On the inherent asymmetric nature of the complementary relationship of evaporation. *Geophysical Research Letters* 34, L02405.
- Thornthwaite C. W. 1948. An approach towards a rational classification of climate. *Geogr. Rev.* 38: 55–94.

- Trajkovic S., Kolakovic S. 2009. Evaluation of reference evapotranspiration equations under humid conditions. *Water Resour Manag* 23: 3057–3067
- Treder W. 2004. Jakość wody do nawadniania roślin sadowniczych. Hasło ogrodnicze, artykuł Online, Plantpress. <http://www.ho.haslo.pl/article.php?id=1638>
- Treder W., Wójcik K., Żarski J. 2010. Preliminary assessment of the possibility of estimating water requirements of plants on the basis of simple meteorological measurements. *Zeszyty Naukowe Instytutu Sadownictwa i Kwiaciarstwa im. S. Pieniążka* 18:143–153 (in Polish with English summary).
- Wichelns D., Oster J.D. 2006. Sustainable irrigation is necessary and achievable, but direct costs and environmental impacts can be substantial. *Agricultural Water Management* 86: 114-127.
- Wiesner C. J. 1970. *Climate, irrigation and agriculture*, Angus and Robertson, Sydney.
- Witkowski J. (red.) 2015. Mały Rocznik Statystyczny Polski 2015. LVIII, s. 1-539. Warszawa: Główny Urząd Statystyczny. ISSN 1640-3630.
- Woś A. 2010. *Klimat Polski w drugiej połowie XX wieku*. Wyd. Naukowe UAM, Poznań.
- Xu C.-Y., Singh V.P. 1998. Dependence of evaporation on meteorological variables at different time-scales and intercomparison of estimation methods. *Hydrological Processes* 12: 429-442.
- Xystrakis F., Matzarakis A. 2011. Evaluation of 13 empirical reference potential evapotranspiration equations on the island of Crete in southern Greece. *J Irrig Drain E-ASCE* 137(4):211–222.
- Zhou S., Yu B., Huang Y., Wang G. 2014. The effect of vapor pressure deficit on water use efficiency at the subdaily time scale. *Geophysical Research Letters* 41: 5005–5013, doi:10.1002/2014GL060741
- Żarski J. 2009. Effects of cereal plants irrigation in Poland. *Infrastruct Ecol Rural Areas* 3:29–42 (in Polish with English summary).

11. Podziękowania

Na koniec chciałbym podziękować także Innym Osobom, które pomogły mi podczas realizacji tej pracy. Najpierw dziękuję Żonie, która wspierała mnie w czasie pisania publikacji okazując swoje pozytywne nastawienie i wiarę w to, że mogę tę pracę ukończyć. Gdy potrzebowałem dłużej posiedzieć nad tą pracą rozumiała to i sama pomagała w organizacji potrzebnego czasu.

Dziękuję mojemu Rodzeństwu, za to że są i że zawsze mogę na nich liczyć w potrzebie.

Jeszcze raz chciałbym tutaj podziękować Pani Profesor Ewie Bednorz, której wyrozumiałość, dobre słowo, pomoc merytoryczna i cierpliwość była nieoceniona podczas pisania tej pracy. Jeżeli Ktoś chciałby napisać pracę doktorską to z całą pewnością mogę polecić Panią Prof. Ewę Bednorz jako Promotora. Pani Profesor zawsze doskonale wiedziała, kiedy przynaglić mnie do bardziej intensywnej pracy, a kiedy pozwolić na czas bardziej spokojny.

Bardzo dziękuję także Panu Prof. dr hab. Bogdanowi Jackowiakowi z Wydziału Biologii UAM. To Pan Profesor pomógł podjąć mi decyzję, aby nie rezygnować z ukończenia niniejszej pracy doktorskiej. Dziękuję, że Pan Profesor wspierał moją działalność na różnych frontach naukowych i był otwarty na, czasami nieco szalone, pomysły.

Dziękuję dr Łukaszowi Grewlingowi z Pracowni Aeropalinologii Wydziału Biologii UAM, który jedną ze swoich prac, w której wykorzystał techniki matematycznej optymalizacji problemów nieliniowych zainspirował mnie również do wykorzystania tych metod. Dziękuję Mu też za wszelkie rady, które pozwoliły mi wyraźnie podnieść poziom tej pracy.

Dziękuję też pozostałym Pracownikom i Doktorantom Zakładu Klimatologii. Dziękuję Panu Prof. dr hab. Leszkowi Kolendowiczowi, który zawsze, gdy potrzebowałem pomocy, chętnie pomagał. Bardzo dziękuję też Pani Hannie Foryckiej-Ławniczak, która pomagała mi niejednokrotnie w sprawach organizacyjnych, ale przede wszystkim dziękuję za pomoc w ujęciu dwóch rycin zawartych w niniejszej pracy (rozdziały 4 i 5). Dziękuję Kasi, która choć zaczynała studia doktoranckie wraz ze mną, ukończyła pisanie pracy dwa lata wcześniej – i była dla mnie przykładem sumienności, staranności i rzetelności w pracy naukowej. Dziękuję też Miłoszowi za wspólną pracę nad dwoma artykułami i wymianę wiedzy.