

Opady atmosferyczne w Polsce

Krzysztof M. Kożuchowski

1. Wstęp
2. Woda opadowa w atmosferze
3. Powstawanie opadów
4. Opady a cyrkulacja atmosferyczna.
Przypadek niżów genueńskich
5. Charakterystyki pluwiometryczne
6. Opady normalne i anomalie opadowe
7. Opady i bilans wodny Polski. Promieniowanie jako siła napędowa obiegu wilgoci

*Autor przy deszczomierzach
na Kasprowym Wierchu, 2015*



1. Wstęp

Pojęcie atmosferycznego zbiornika wody – albo wilgoci – znane jest co najmniej od czasów Arystotelesa – klasyka wśród starożytnych filozofów przyrody, żyjącego od 384 do 322 roku p.n.e. Pisał on: „jeśliby zechciał ktoś obliczyć ilość spadającej codziennie wody i wyobraziłby sobie odpowiedni ku temu zbiornik, to jest rzeczą oczywistą, iż gdyby istotnie zbiornik ten miał przyjąć wodę całorocznych opadów, przewyższyłby rozmiarami okrąg Ziemi, albo przynajmniej niewiele różniłby się odeń...”. (str. 34). Cokolwiek oznaczałyby „rozmiary okręgu Ziemi” znajdujemy u Arystotelesa jasne wyjaśnienie natury i opis ustawicznego odnawiania się wspomnianego zbiornika wilgoci w atmosferze: filozof zauważa bowiem że „w zależności od poruszającego się Słońca... wilgoć (pod wpływem ciepła) podnosi się lub opada (na skutek oziębienia)... jest to jakby rzeka złożona częściowo z powietrza, częściowo z wody,

plynąca na przemian to w górę, to znowu ku dołowi. Takie bieg rzeczy powtarza się nieustannie...” (str. 24). Otrzymujemy zatem wyjaśnienie, skąd biorą się na Ziemi opady i wskazanie, że są one składnikiem obiegu wody w przyrodzie, a ponadto - że obieg ten kształtuje się wskutek działania ciepła, pochodzącego od Słońca.

Współczesna klimatologia w zasadzie powtarza takie ujęcie; dodajemy do niego jedynie kilka nowszych terminów, a opis procesu krążenia wody ilustrujemy liczbami, przy czym niektóre z nich są nadal tylko przybliżonymi ocenami opisywanych fizycznych wielkości... Mamy bowiem na przykład oceny opadów zmierzonych i skorygowanych, parowania wskaźnikowego lub pośrednio wyznaczone zasoby wody w atmosferze. Przypominając rozważania Arystotelesa musimy jednak dostrzec także różnice, dzielące poglądy starożytnego badacza przyrody od dzisiejszego stanu wiedzy przyrodniczej. Nie możemy na przykład zaakceptować wyróżnienia, w którym Arystoteles przedstawia dwie odrębne, jakościowo różne substancje: są to mianowicie *wilgoć* i *suchość*.

Niemniej, w dalszym ciągu poszukujemy oceny stopnia *suchości* klimatu. Adam Schmuck w swoim podręczniku klimatologii Polski z 1959 r. podaje, że „*klimat każdej miejscowości wyraża się w procentach suchości Sahary*”, zaś w Polsce – stopień suchości wynosi poniżej 20%.

Już w czasach Boltzmana i Einsteina zanegowano hipotetyczne istnienie ciepłika i eteru, wypełniających przestrzeń. Parafrazując tekst wspomnianego tu Adama Schmucka można by sądzić, że w klimatologii *suchość* jakby nadal istnieje... Nie unikniemy używania terminu *suchość*, warto jednak wskazać na realne znaczenia pojęć *suchości* i *wilgotności* (uwilgocenia, uwilgotnienia) – oba dotyczą ilości wody (wilgoci).

W tym opracowaniu przedstawimy kilka aspektów reżimu opadowego w Polsce w formie, nawiązującej do arystotelesowskiego opisu krążącej nad Ziemią wody. Najpierw odniesiemy się do kwestii oceny atmosferycznego zbiornika wilgoci nad Polską. Dalej spróbujemy pokazać relacje między wielkością opadów w Polsce, parowaniem i odpływem wód z obszaru kraju

2. Woda opadowa atmosferze

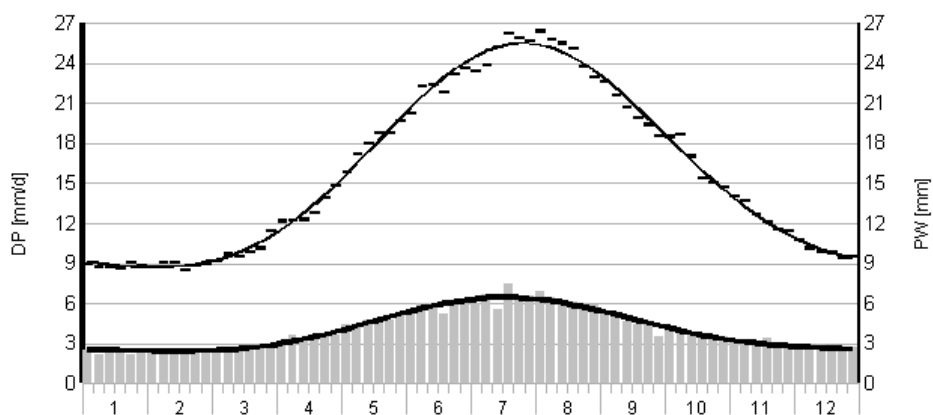
W atmosferze nad Polską znajduje się średnio 15 litrów wody nad 1 metrem kwadratowym powierzchni kraju. Masa ta odpowiada warstwie wody nad całym krajem o grubości około 15 mm i objętości 4,69 km³. Jest to w większości para wodna, a ponadto – pojawiające się okresowo w postaci chmur kropelki wody i kryształki lodu. Te różne postacie wody tworzą atmosferyczny zbiornik wilgoci, wykorzystywany w procesie powstawania opadów – deszczu, śniegu, gradu i in. Dlatego wilgoć atmosferyczna nazywana bywa też **opadem potencjalnym** lub **wodą opadową** (ang. *precipitable water*).

Zawartość wilgoci zmienia się znacznie w ciągu roku: latem, na początku sierpnia, jej średnie wartości przekraczają 27 litrów/m² (tj. 27 mm słupa wody), w zimie, w połowie stycznia, zmniejszają się do 8 litrów na m². Skrajne wartości dobowe w ciągu roku zamykają się w granicach 2–41 litrów/m² (tj. 2–41 mm)¹. Roczny przebieg wielkości opadów atmosferycznych (ich obfitości i sum 5-dniowych) jest zgodny z rocznym cyklem zmian zawartości wilgoci w atmosferze (rys. 1 i rys. 2).

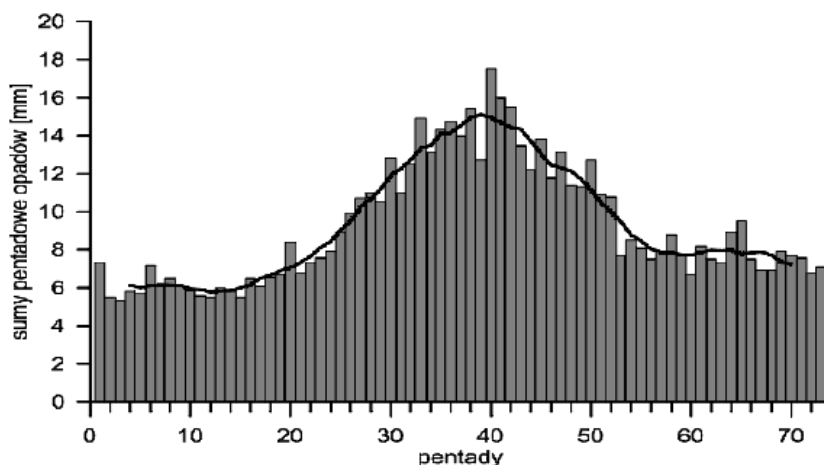
W ciągu roku obszar Polski pokrywa warstwa wody pochodzącej z opadów o łącznej wysokości ponad 700 mm (²). Na każdy metr kwadratowy przypada ponad 700 litrów wody, na całą powierzchnię kraju – około 218 km³ wody. Roczne opady są 47 razy większe od przeciętnej wielkości zasobów wilgoci („wody opadowej”) w atmosferze. To oznacza, iż w ciągu roku następuje 47-krotna wymiana cząstek

¹ Malinowska (2010) na podstawie pomiarów w Łebie, we Wrocławiu i w Legionowie (1981-2009) określiła średnie roczne wartości PW w granicach od 15 do 17 mm oraz średnie sezonowe – około 13 mm wiosną, 23 mm latem, 16 mm w jesieni i 9 mm w zimie.

² Są to tzw. opady skorygowane, odzwierciedlające rzeczywistą wysokość opadu, nieco wyższą od zmierzonej wysokości w deszczomierzu.



Rys. 1. Średnie wartości 5-dniowe oraz roczne składowe harmoniczne średniej zawartości wilgoci w atmosferze nad Polską (PW w mm – górna krzywa i kreski) oraz średniej obfitości opadów (DP w mm/dzień z opadem – dolna krzywa i słupki), 1958–2008. *Oprac. własne*



Rys. 2. Średnie 5-dniowe sumy opadów w Polsce ,1958-2008. *Oprac. własne*

H₂O w atmosferze, a średni czas ich przebywania w powietrzu wynosi około 8 dni. Jest to czas nieco krótszy od cyklu wymiany wody w atmosferze Ziemi, który określono na 11 dni (O'Neill 1997). W Polsce na intensyfikację obiegu wody, w tym na wzrost wielkości opadów w stosunku do zawartości wilgoci atmosferycznej, wpływa cyrkulacja atmosferyczna i związany z nią poziomy strumień transportu pary wodnej. Średnia gęstość strumienia wilgoci, przenoszonej nad obszar Polski na ogół z zachodu lub z południa zmienia się od 60–70 kg/m·s w styczniu do ponad 100 kg/m·s w lipcu (Lenart, 1983). Powstawanie opadów o dużym natężeniu uwarunkowane jest dostateczną zawartością wody opadowej, ale przede wszystkim układem cyrkulacyjnym, który zapewnia ciągły dopływ i kondensację pary wodnej w ilościach, uzupełniających aktualną zawartość wilgoci w atmosferze. Oczywiście, „bez wody opadowej nie ma opadu”, ale dla trwania opadów równie ważne jest odnawianie się zasobów wody opadowej.

3. Powstawanie opadów

Powstawanie opadu składa się z dwu podstawowych etapów: kondensacji (skroplenia) zawartej w powietrzu pary wodnej, czyli powstania chmury oraz wzrostu cząstek budujących chmurę do wielkości, umożliwiającej ich grawitacyjne, dostatecznie szybkie wypadanie z chmury na powierzchnię ziemi

w postaci opadu. **Kondensacja** następuje zwykle wskutek oziębienia – spadku temperatury poniżej wartości temperatury punktu rosy, który oznacza stan nasycenia powietrza parą wodną. Powiększanie się kropli w chmurach zapewnia **koagulacja**, która polega na równoczesnym parowaniu kropli najmniejszych i kondensacji wyparowanej wody na kroplach większych, na kryształkach lodu lub na kroplach roztworów wodnych wskutek czego krople większe jeszcze bardziej rosną. Szczególnie wydajna koagulacja zachodzi w mieszaninie ciekłych i stałych (lodowych) cząstek chmurowych. Powstają wtedy duże (o średnicy >20 μm) krople deszczu, spadające szybko na ziemię (prędkość opadania 40 km/h) i tworzące najsilniejsze opady.

Wielkość opadu jest limitowana zawartością wody opadowej w atmosferze. Zasoby wilgoci atmosferycznej podczas trwania opadu mogą być jednak skutecznie odnawiane wskutek dopływu wilgotnego powietrza, który przybiera często formę zbieżności (**konwergencji**) strumieni wilgoci nad obszarem tworzenia się opadów. Dlatego też wielkość trwającego określony czas opadu bywa nieraz znacznie większa od towarzyszących mu aktualnych zasobów wody opadowej. Opad całodobowy może kilkakrotnie – nawet 10 razy – przewyższać średnio-dobową zawartość wilgoci w atmosferze.

Do powstania opadu przyczyniają się w istotny sposób czynniki związane z cyrkulacją atmosferyczną, wśród których najważniejsze są ruchy wstępujące. Temperatura wznoszących się mas powietrza obniża się adiabatycznie poniżej punktu rosy oraz – co równie istotne – poniżej 0°C, z czym wiąże się kondensacja pary wodnej, powstawanie kropelek wody i drobin lodu w chmurze oraz wydajna koagulacja cząstek chmurowych.

Liczba kropli w chmurach waha się od 100 do 600 w 1 cm³. W chmurach warstwowych, złożonych z małych kropelek, koncentracja może sięgać 1400 kropli/cm³. Łączna masa tych kropli, czyli tzw. **wodność chmur**, osiąga zwykle 1–2 g/m³, ale w wyjątkowo uwodnionych chmurach kłębiastych *Cumulonimbus* (*Cb*) wodność może przekraczać nawet 40 g/m³. Chmury przynoszące opady odznaczają się odpowiednio wysoką wodnością. Należą do nich następujące rodzaje chmur:

- chmury kłębiasto-deszczowe (*Cb*) dające gwałtowne, intensywne i na ogół przelotne opady deszczu, śniegu i gradu; związane są też często z burzami (fot.1),
- chmury kłębiaste *Cumulus* (*Cu*), przynoszące niekiedy przelotne opady deszczu bądź śniegu,
- chmury warstwowe *Stratus* (*St*), przynoszące ciągle opady mżawki lub ziarnistego śniegu,
- chmury warstwowo-kłębiaste *Stratocumulus* (*Sc*), dające czasami niewielkie opady śniegu lub deszczu,
- średnie chmury warstwowe *Altostratus* (*As*), przynoszące czasami ciągle, słabe opady w postaci deszczu lub śniegu.

Chmury piętra wysokiego [*Cirrus* (*Ci*), *Cirrocumulus* (*Cc*) i *Cirrostratus* (*Cs*)] oraz chmury kłębiaste z piętra średniego (*Alto cumulus*, *Ac*) nie wywołują opadów.



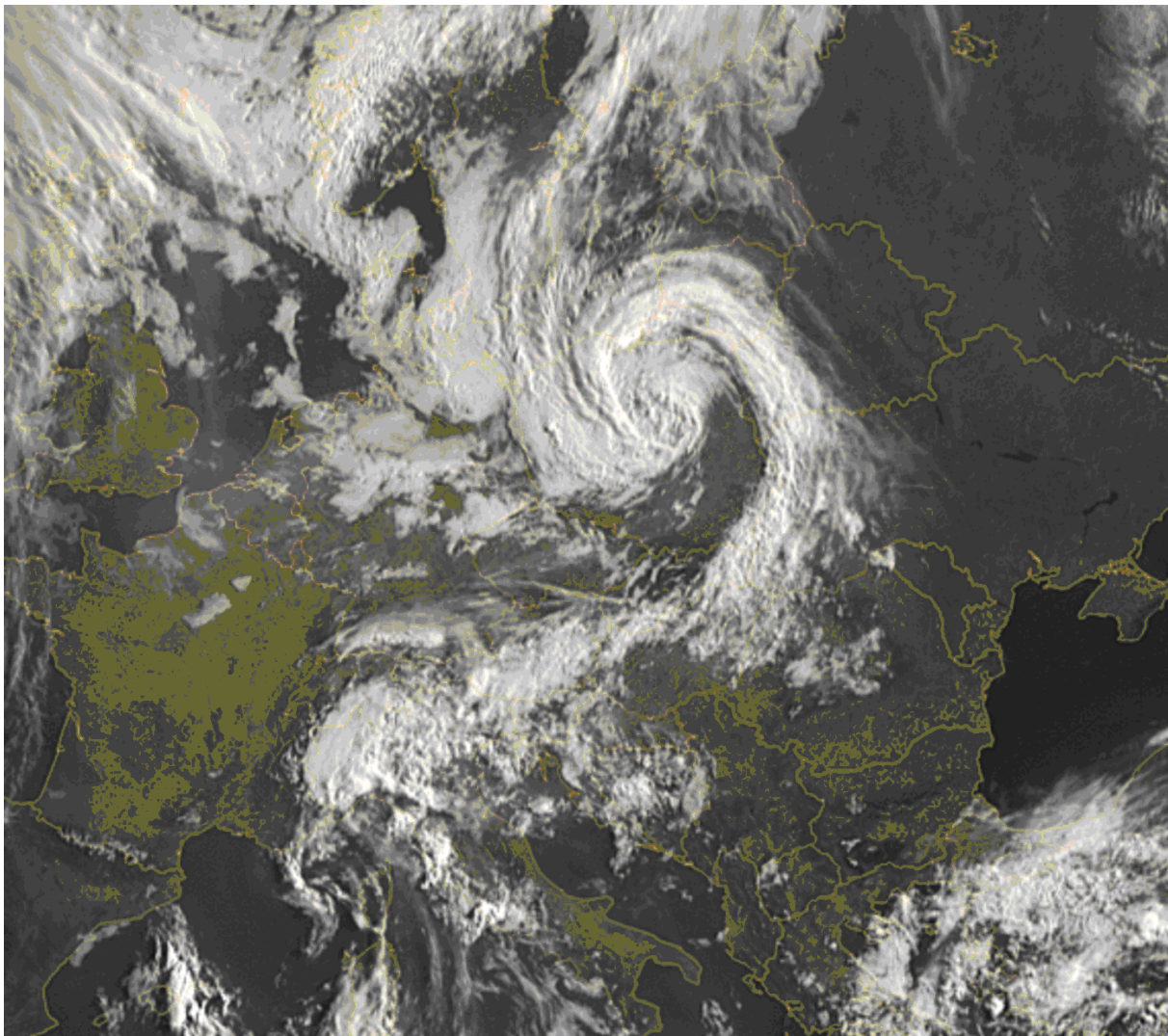
Fot. 1. Podstawa chmury kłębiasto-deszczowej *Cumulonimbus*.
Fot. W. Jaworski (UW)

Geneza opadów jest zawsze złożona, a sam opad i jego wielkość – zjawiskiem do pewnego stopnia losowym. Ze względu na warunki tworzenia się chmur i opadów, możemy wydzielić kilka typów opadów o różnej genezie:

Opady konwekcyjne, wypadające z chmur o budowie pionowej (*Cumulus*, *Cumulonimbus*) i mające zwykle charakter lokalny, czasem gwałtowny i „przelotny” – nie trwają one zbyt długo i są związane z „kominami” konwekcyjnymi, w których rozwijają się chmury kłębiaste.

Opady frontowe, powstające na frontach atmosferycznych, które powodują, że powietrze cieplejsze i zwykle bardziej wilgotne wślizguje się ponad klinem powietrza zimnego (front ciepły) lub też jest wynoszone („wypychane”) ku górze wskutek napływu zimnych mas powietrza (front chłodny).

Opady niżowe powstają wokół ośrodków niskiego ciśnienia, gdzie wskutek zbieżności prądów powietrznych w warstwie tarciowej (przyziemnej) następuje wielkoskalowe wznoszenie się mas powietrza. Zasięg opadów niżowych jest największy i chociaż nie ogarniają one zwykle całego obszaru kraju – nazywane są **opadami rozlewnymi**. Najsilniejsze opady występują na ogół w zachodniej części niżów, w pobliżu ośrodków depresji barycznych i wzdłuż związanych z niżami frontów atmosferycznych (fot. 2).



Fot. 2. Satelitarny obraz zachmurzenia nad Europą Środkową i związanego z niżem genueńskim; dnia 20 kwietnia 2010. Źródło: Katedra Klimatologii Uniwersytetu Śląskiego

Opady orograficzne tworzą się wskutek wymuszonego wznoszenia się powietrza, przemieszczającego się ponad grzbietami górskimi. Opady orograficzne mają najczęściej długotrwały charakter. Orografia może istotnie wpływać na wysokość pozostałych form genetycznych opadu. Na dowietrznych skłonach gór i wzniesień terenu z reguły obserwuje się przyrost opadów.

W północno-zachodniej części Polski, ograniczonej linią biegnącą od Przedgórze Sudeckiego do Wielkich Jezior Mazurskich, opady konwekcyjne, krótkotrwałe (5–30 minutowe) są znacząco niższe niż na pozostałym obszarze kraju. Z kolei długotrwałe opady (18–72 godzinne), niżowe i/lub orograficzne są największe w południowej części kraju (na południe od równoleżnika 51,5°N i na obszarach położonych powyżej 200 m n.p.m.), a także na Pomorzu – w pasie od Koszalina po Elbląg.

4. Opady a cyrkulacja atmosferyczna. Przypadek niżów geneueńskich

Roczne sumy opadów oraz sumy opadów w okresie zimy i wiosny są na obszarze Polski skorelowane z nasileniem zachodniej cyrkulacji atmosferycznej, przynoszącej wilgoć z oceanu. Jednak w ciągu całego półrocza – od czerwca do listopada – składowa zachodnia cyrkulacji wpływa negatywnie na wysokość sum opadowych. W tym półroczu opady mogą być częstsze, ale mniej intensywne niż podczas pozostałych kierunków adwekcji mas powietrza. Od kwietnia do sierpnia sumy opadów wzrastają pod wpływem południowej składowej cyrkulacji. Napływające z południa powietrze zawiera więcej wilgoci od mas powietrza z oceanu, formujących się nad dość chłodną powierzchnią oceanu na wiosnę i w lecie. W pozostałej części roku (wrzesień-marzec) wyższe opady wiążą się ze składową północną cyrkulacji, sprzyjającej formowaniu się chwiejnej równowagi pionowej atmosfery (powstawanie chmur i opadów konwekcyjnych) oraz opadów orograficznych w Polsce Południowej (zob. Kożuchowski 2011, str. 120).

Szczególnie wysokie opady w Polsce zdarzają się wskutek aktywności niżów, przemieszczających się nad Europę Środkowo-Wschodnią z basenu Morza Śródziemnego szlakiem Vb³ (tak zwane **niże geneueńskie**) i sterujących napływem ciepłych i zawierających dużo wilgoci mas powietrza zwrotnikowego z południa, przy równoczesnym splotywie zimniejszych mas z północy, na zachodnich peryferiach tych niżów (zob. fot. 2).

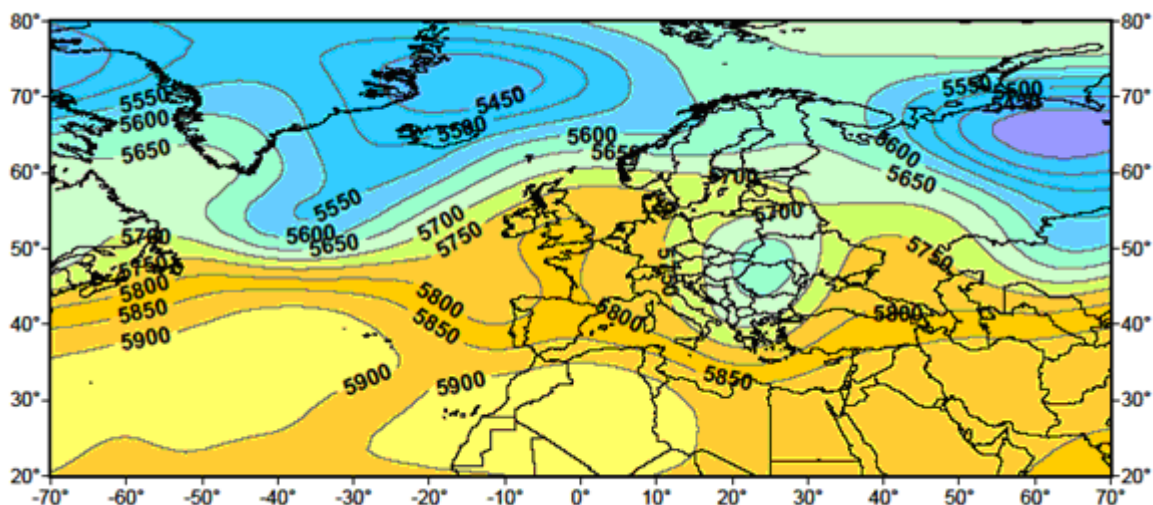
Niże geneueńskie stanowią pewną osobliwość obrazu cyrkulacji atmosferycznej nad Europą. W przeciwieństwie do pozostałych niżów, przemieszczających się przeważnie z zachodu na wschód, niże śródziemnomorskie wędrują szlakami z południa na północ i reprezentują południkowy makrotyp cyrkulacji. Przykład takiej osobliwości stanowi depresja wysokości izopowierzchni ciśnienia 500 hPa, zlokalizowana nad Karpatami 8 lipca 1997 r. i będąca objawem ośrodka niżowego, przesuwanego się na północ, wzdłuż wschodnich granic Polski (rys. 3). Niżowi towarzyszyły intensywne opady, które tego dnia na Hali Gąsienicowej w Tatrach osiągnęły wysokość 224 mm przy średnio-dobowej zawartości wody opadowej w atmosferze 35 mm.

Opady, związane z niżami geneueńskimi mają w Polsce charakter rozlewny i odznaczają się dużą intensywnością wskutek oddziaływania orografii – cyrkulacja w zachodniej części niżów napotyka na bariery Karpat i Sudetów. Zawartość wilgoci w atmosferze nad Polską jest na ogół wyższa od średniej, ale decydującym czynnikiem kształtowania się wysokich opadów – obok orografii – jest sprzyjająca im cyrkulacja atmosferyczna, w tym znaczne kontrasty termiczne między płynącymi z południa i z północy mas powietrza.

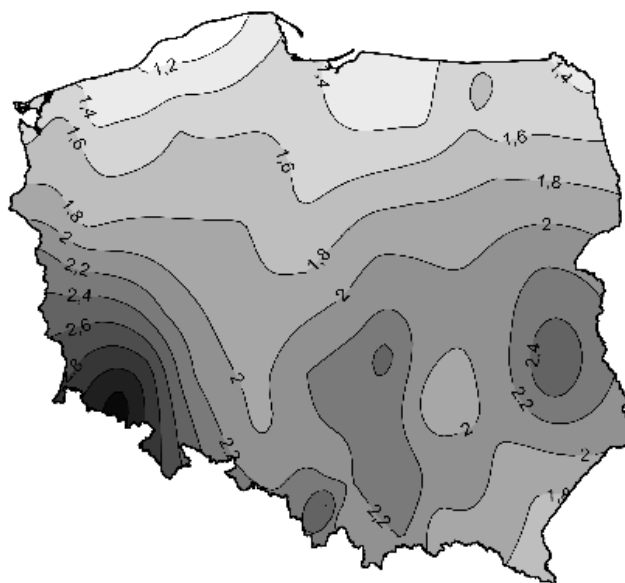
Średnie dobowe wysokości „opadów śródziemnomorskich” w Polsce Południowej, zwłaszcza w Sudetach oraz w Beskidzie Śląskim i Żywieckim są nawet trzykrotnie wyższe od średnich wysokości

³ Szlak Vb, wyznaczony przez Van Bebbera w 1892 roku, biegnie z Zatoki Geneueńskiej przez północne Włochy, Węgry oraz przez zachodnią Ukrainę na północ, aż do Finlandii. Niże wędrujące tym szlakiem oddziałują na pogodę w Polsce średnio 7 razy w roku.

wszystkich, występujących tam opadów (rys. 4). Ocenia się, że ponad ¾ niebezpiecznie wysokich opadów oraz związanych z nimi powodzi w Polsce powstaje pod bezpośrednim wpływem niżów genueńskich.



Rys. 3. Izohipsy powierzchni izobarycznej 500 hPa nad Europą i północnym Atlantykiem [m geopotencjału] dnia 8.07.1997. Źródło: Degirmendzić i Kożuchowski, 2016



Rys. 4. Stosunek średniej obfitości opadów związanych z działalnością niżów genueńskich „Vb” do obfitości całkowitych opadów w Polsce. Źródło: Degirmendzić i Kożuchowski 2015

5. Charakterystyki pluwiometryczne⁴

Opady występują podczas tzw. **epizodów opadowych** o różnym czasie trwania – od kilku minut do kilku dni. W Polsce sumaryczny czas trwania opadów zajmuje ponad 1/10 roku.⁵ Opady zdarzają się przeciętnie co 2 ½ dnia, a średnia liczba dni z opadem w ciągu roku wynosi 150–180 i tylko w gó-

⁴ Charakterystyki pluwiometryczne – miary opisujące wielkość i częstość opadów; dosłownie – są to opisy wyników mierzenia deszczu [*pluviosus* (łac.) = deszczowy].

⁵ Twardosz (2005) na podstawie wieloletniej serii pomiarów pluwiometrycznych podaje średni czas trwania opadów w Krakowie, obejmujący 14% roku.

rach jest większa – np. na Śnieżce w Karkonoszach sięga 240 dni. Występowanie opadów układa się zwykle w serie dni z opadami o średniej długości trwania około 2,2 doby. Serie dni bezopadowych są nieco dłuższe – średnio 3,6 dobowe. Najwięcej dni z opadem występuje w grudniu (średnio 17 dni), najmniej – od sierpnia do października oraz w kwietniu (średnio 13 dni z opadem w miesiącu, zob. tab. 6).

Na ogólną liczbę dni z opadem składają się dni, w których opady przekraczają 1 mm – są to dni z tzw. **opadem efektywnym**. Są to opady które spływając po powierzchni terenu zlewni dostają się do cieków lub zbiorników wód powierzchniowych. Niewielkie opady (<1 mm) lub odpowiadająca im pewna część większych opadów podlega intercepcji, infiltracji i ewapotranspiracji, nie uczestnicząc tym samym w zasilaniu odpływu. W Polsce liczba dni z opadem efektywnym (>1 mm) stanowi około 2/3 liczby dni z opadami (≥0,1 mm). Na przykład w Szczecinie jest to 63% dni opadowych, w Koszalinie 68%, w Śremie (Wielkopolska) tylko 48% dni z opadami. W górach natomiast znikome opady (<1 mm) są rzadkością, a efektywne opady stanowią tam 73 – 80% dni z opadami (odpowiednio w Aleksandrowicach koło Bielska i na Kasprowym Wierchu).

Miarami każdego opadu są czas jego trwania oraz ilość wody spadłej na ziemię (tzn. **wysokość opadu** wyrażona w mm i określająca grubość warstwy spadłej wody). Stosunek wysokości opadu do czasu jego trwania nazywa się **natężeniem** (intensywnością opadu). W odniesieniu do całego epizodu opadowego mówimy o średnim natężeniu opadu, można jednak również określić natężenie opadu w wybranych przedziałach czasu – w okresach 1, 2 5-minutowych, godzinnych itd. Ilość wody pochodzącej ze wszystkich opadów, występujących w określonym czasie (np. w ciągu doby, miesiąca czy roku) nazywa się **sumą opadów** – jest to arytmetyczna suma wysokości opadów z poszczególnych epizodów.

Ulewnie deszcze osiągają natężenie do 1 mm/min, ulewy mają natężenia 1,1–1,9 mm/min, natomiast opady o natężeniu przekraczającym 2 mm/min nazywane są **opadami nawalnymi**, przy czym opady o natężeniu >7 mm/min uznaje się za zjawisko oznaczające klęskę żywiołową. Maksymalne opady zanotowane w Polsce znacznie przekraczały ten poziom (tab. 1). Na nizinach ulewnie i nawalne opady o natężeniu ponad 0,2 mm/min mogą trwać do 3 ½ godziny, w górach – nawet do 16 godzin. Wraz z wydłużaniem się czasu trwania opadu jego średnie natężenie z reguły maleje - przyrost sumy wysokości opadu w czasie staje się coraz wolniejszy. W Polsce sumy opadów 6 godzinnych stanowią średnio aż 81% sumy opadów 12 godzinnych i 65% sumy opadów dobowych.

Tab. 1. Maksymalne opady o różnym czasie trwania w Polsce i na świecie

Maksymalne opady w Polsce				Maksymalne opady na świecie		
czas	opad [mm]	data	miejsce	opad [mm]	data	miejsce
1 min.	(≥17,7)	13.06.1956	Szychowice k.Hrubieszowa	38	26.11.1970	Barot Gwadelupa
2 min.	35,3			-		
10 min.	80,0	19.06.1956	Ryczów k. Zawiercia	-		
30 min.	90,7	23.07.1914	Walentykowo (Kujawy)	280	3.07.1974	Sikeshugou Chiny
1 h	180	18.05.1996	Sułoszowa k.Olkusza	401	3.07.1975	Shangdi, Chiny
3 h	220	6.06.1988	Dopiewiec-Połędzie k. Poznania	600	28.06.1973	Duan Jiazhuang Chiny
1 doba	300	30.06.1973	Hala Gąsienicowa (Tatry)	1825	7/8.01.1966	Foc Foc, Reunion
2 doby	428	6-7.07.1997	Hala pod Śnieżnikiem (Sudety)	2467	8-9.04.1958	Aurere, Reunion
1miesiąc	950	07.1997	Hala pod Śnieżnikiem	9300	08.1861	Cherrapunji, Indie
1 rok	2770	2001	Dolina Pięciu Stawów (Tatry)	24461	08.1860-07.1861	Cherrapunji, Indie

Źródła: Prokop 2006, Ustrnul i Czekierda 2009.

Długotrwałe opady można uznać za bardziej „skuteczne” od opadów krótkotrwałych o tej samej wysokości m.in. ze względu na ich znaczenie dla wzrostu retencji, dla roślinności itp. Dlatego też wpro-

wadzano pojęcie **wydajności opadu (α)**, która jest zdefiniowana jako stosunek wysokości opadu (w milimetrach) do pierwiastka kwadratowego czasu jego trwania (w minutach). Stąd wynika, że opad określonej wysokości jest bardziej wydajny, jeśli trwa dłużej, natomiast jednakową wydajnością mogą charakteryzować się opady o różnej wysokości (na przykład opad o wysokości 3,1 mm, trwający 10 minut, opad o wysokości 5,4 mm, trwający ½ godziny i opad godzinny o wysokości 7,7 mm mają taką samą wydajność $\alpha = 1$).

Wydajność jest podstawą klasyfikacji opadów (wg Chomicza, 1951): „zwykły deszcz” ma wydajność $\alpha < 1$ mm/min^½, wydajność „silnego deszczu” zamyka się w przedziale $1,01 < \alpha < 1,40$, „deszczu ulewnego” – $1,41 < \alpha < 5,65$. Opadami nawałnymi (w odniesieniu do wydajności!) nazywa się opady o wydajności $\alpha > 5,66$ mm/min^½. Wyróżnia się ponadto 4 stopnie wydajności opadów ulewnych i 7 stopni opadów nawałnych (tab. 2). Granice poszczególnych klas opadów wyznaczają wysokości opadów (P_k):

$$P_k = 2^{k/2} t^{1/2}, \text{ gdzie: } t - \text{czas trwania opadu, } k = 0, 1, 2, 3 \dots 12.$$

Tab. 2. Klasyfikacja wydajności opadów wg Chomicza 1951

Numer klasy (k)	Wydajność α mm/min ^½	Klasa opadu	Numer klasy (k)	Wydajność α mm/min ^½	Klasa opadu
0	0,00–1,00	zwykły deszcz	6	5,66– 8,00	deszcz nawałny
1	1,01–1,40	silny deszcz	7	8,01–11,30	
2	1,41–2,00	deszcz ulewny	8	11,31–16,00	
3	2,01–2,82		9	16,01–22,61	
4	2,83–4,00	III	10	22,62–32,00	
5	4,01–5,65	IV	11	32,01–45,23	
			12	45,24–64,00	

Wydajność największych, ale zarazem krótkotrwałych opadów w Polsce przyjmuje wartości α około 25 mm/min^½, są to więc deszcze nawałne reprezentujące V stopień wydajności w skali Chomicza ($22,62 < \alpha < 32,00$). Opady dłużej trwające (od kilku godzin do 3 dni) osiągają II stopień wydajności w tej skali ($8,11 < \alpha < 11,30$). Opady nawałne występują niemal wyłącznie w ciepłej połowie roku – od kwietnia do października, najwięcej jest ich w lipcu (38% przypadków) oraz w czerwcu (33%).

Wysokość **maksymalnych opadów** (P_{\max} , w mm) wzrasta wraz z czasem ich trwania (t , w minutach). W Polsce ta wysokość określona jest w przybliżeniu równaniem

$$P_{\max} = 38,19 t^{0,31}$$

które wskazuje, że opady maksymalne są logarytmiczną funkcją czasu trwania opadu.

Za opad o najwyższym natężeniu minutowym można uznać zanotowany w ciągu 2 minut dnia 13.06.1956 w Szychowicach na Lubelszczyźnie opad o wysokości 35,3 mm. W ciągu minuty spadło tam więc co najmniej 17,7 mm wody, co stanowi prawie połowę światowego „rekordu” opadu z Gwardelupy w archipelagu Małych Antyli (zob. tab. 1).

Najwyższa zmierzona dobowo wysokość opadu w Polsce (300 mm) została zanotowana na Hali Gąsienicowej w Tatrach dnia 30.06.1973 roku. Warto podkreślić, że właśnie w górach opady dobowe, kilkudniowe oraz sumy opadów miesięcznych i rocznych są największe.

Ulewno deszczowe opady, często połączone z gradem, osiągają maksymalne wysokości także na nizinach i zdarza się, że incydentalne dobowe opady przekraczają tam lokalnie wysokość 200 mm. Na podstawie zmierzonych opadów można uznać, iż na prawie całym obszarze Polski zdarzają się maksima dobowe wyższe od 100 mm. (tab. 3). Tak wysokie opady odznaczają się jednak dość wyraźnym regionalnym zróżnicowaniem. Przede wszystkim góry, zwłaszcza Tatry i Beskidy, charakteryzują się największą częstością i wysokością maksymalnych opadów. Najwyższe opady dobowe, przekraczające nawet 200 mm zdarzają się także w nizinnej części kraju, m.in. w okolicach Poznania czy na Ziemi

Łódzkiej (tab. 3). Niższymi maksimumami opadów dobowych wyróżniają się Wybrzeże oraz niektóre miejscowości na zachodzie kraju (na przykład maksimum w Świnoujściu sięga zaledwie 59 mm, w Szczecinie i Wrocławiu 74 mm).

Tab. 3. Maksymalne sumy dobowe opadów w Polsce (P_{max}). Wybrane sumy $P_{max} \geq 200$ mm i $P_{max} \leq 75$ mm

Miejsce (region)	P_{max}	Data	Źródła	Miejsce (region)	P_{max}	Data	Źródła
Hala Gąsienicowa (T)	300	30.06.1973	1, 5, 8	Resko (P.Z.)	75	9.07.1996	11
Witów (PT)	285	16.07.1934	1,5, 8	Szczecin (P.Z.)	74	8.08.1978	11
Leskowiec (B.M.)	275	18.07.1970	3, 4, 8, 10	Wrocław (D.Ś.)	74	20.07.2001	11
Zubrzyca Górna (B.W.)	226	18.07.1970	3	Warszawa-Ursynów (M)	74	5.08.2006	7
Piłsko (B.W.)	223	18.07.1970	3	Lublin (W.L.)	72	31.05.1980	11
Połędzie-Dopiewiec (Wlkp.)	220	6.06.1988	1	Warszawa-Okęcie (M)	70	5.08.2002	11
Sienno (G.Św.)	219	19.05.1941	1, 5	Legionowo (M)	69	27.07.1972	2
Lubień (Ł.)	211	8.06.1988	6	Suwałki (P.S.)	64	6.10.1956	11
Ustroń-Równica (B.S.)	205	21.08.1972	3, 5	Rzeszów (P.K.)	62	22.05.1987	11
Międzygórze (S)	200	6.07.1997	5	Świnoujście (W.)	59	29.08.1069	11

Źródła danych: [1] Rekordy klimatyczne Polski, [2] Bogucka 1998, [3] Cebulak 1992, [4] Chomicz 1997, [5] Grela i in. 1997, [6] Kłysik i Fortuniak 1993, [7] Majewski i in. 2010, [8] Niedźwiedz 2003, [9] Słota i Zieliński 1997, [10] Stach 2009, [11] Ustrnul i Czekerda 2009.

Regiony: T – Tatry, PT Podtatrze, B.M. – Beskid Mały, B.W. – Beskid Wysoki, Wlkp. – Wielkopolska, G.Św. – Góry Świętokrzyskie, Ł – Ziemia Łódzka, S – Sudety, B.S. – Beskid Śląski, P.Z. – Pomorze Zachodnie, D.Ś. – Dolny Śląsk, M – Mazowsze, W.L. – Wyżyna Lubelska, P.S. – Pojezierze Suwalskie, P.K. – Pogórze Karpackie, W – Wybrzeże.

Jak wspomniano w rozdz. 2, maksymalne opady dobowe (P_{max}) nie są zbyt ściśle związane z największą zawartością wody opadowej w atmosferze (PW). Spośród 66 maksimumów dobowych opadu (część tych maksimumów przytoczono w tab. 3) 95% przypadków P_{max} wystąpiło przy zawartości wody opadowej $PW > 22$ mm. Najczęściej maksima opadowe współwystępowały z wartościami PW w granicach od 28 do 30 mm, tylko o 20–30% przekraczających średnią wartość PW w danym terminie. Jednocześnie opady maksymalne były średnio 3–4 razy większe od zawartości PW. Trzeba uznać, iż zawartość wody opadowej tylko w części spełnia rolę predykatora wysokości opadu maksymalnego. Można jedynie wskazać na istnienie pewnej progowej wartości $PW =$ około 22 mm, limitującej występowanie największych opadów dobowych. (Kožuchowski 2016). O wysokości P_{max} decydują przede wszystkim czynniki cyrkulacyjne, w tym aktywność frontów atmosferycznych oraz konwekcja, składające się na efektywność procesu opadowego (*precipitation efficiency*, Bordi i in. 2016).

W sezonie letnim okresu 1951–2007 około 65% przypadków wystąpienia ekstremalnie wysokich sum dobowych opadu w Polsce (sum wyższych od poziomu 95 percentyla rozkładu opadów w danej stacji) związanych było z działalnością frontów atmosferycznych, zwłaszcza z frontem chłodnym. Pozostałe przypadki opadów ekstremalnych wystąpiły w jednorodnych masach powietrza (Łupikasza, 2010). Prawie połowa liczby opadów ekstremalnych miała lokalny charakter – notowano je na jednej stacji meteorologicznej, co pozwala uznać, że pewne znaczenie dla powstawania ekstremalnych opadów mają także miejscowe warunki terenowe, mniej lub bardziej sprzyjające rozwojowi konwekcji.

Intensywne opady przynoszą określone skutki dla środowiska i bilansu wodnego. Przede wszystkim, skutek intensywnych opadów znacząco wzrasta tzw. szybki odpływ powierzchniowy i podpowierzchniowy. Przy opadach przewyższających 30 mm na dobę pojawiają się podtopienia, woda stagnuje lub spływa „strumieniami” po ulicach i drogach. Opady > 50 mm na dobę powodują zagrożenie powodziowe, wywołują intensywną erozję na stokach wzgórz, tworzą rozlewiska na płaskich powierzchniach pól itp. Opady > 70 mm na dobę przynoszą z reguły wezbrania powodziowe, mogą wywoływać osuwiska na stokach i gwałtowną erozję brzegów rzek. Opady dobowe przekraczające 100 mm stanowią przyczynę katastrofalnych, szybko rozwijających się powodzi w zlewniach, objętych tak wysokimi opadami. Powódź w dorzeczu Odry i górnej Wisły, wraz z pamiętnym zatopieniem części Wrocławia w 1997 roku,

była przykładem ekstremalnego zdarzenia, spowodowanego przez kilka dni trwającymi nawałnymi opadami, obejmującymi całą południowo-zachodnią część kraju. Na początku lipca, zwłaszcza 6 lipca 1997 roku, dobowe sumy opadów w zachodnich Sudetach, w Beskidzie Śląskim i na Opolszczyźnie przekraczały w wielu miejscach 100 mm.

Maksymalne dobowe wysokości opadów w każdym roku są inne i z roku na rok zmieniają się znacznie. Można je traktować jako zmienną losową o określonym rozkładzie prawdopodobieństwa. Istnieje wiele teoretycznych rozkładów prawdopodobieństwa, z których wybiera się taki, który najlepiej reprezentuje empiryczny rozkład zmierzonych wartości opadu⁶.

Teoretyczny rozkład prawdopodobieństwa pozwala na wyznaczenie wysokości **opadu o zadanym prawdopodobieństwie przekroczenia**. Przyjmuje się najczęściej prawdopodobieństwa 50, 10 i 1%, którym odpowiadają teoretyczne częstości przekraczania danej wysokości opadu odpowiednio raz na dwa lata, raz na 10 lat i raz na 100 lat.

Prawdopodobieństwo, że opady w Polsce nizinnej (gdzie sumy roczne opadu wynoszą 600 mm) mogą w danym roku przekroczyć wysokość 43 mm/dobę lub 14,9 mm/godzinę wynosi 50%. Mogą się one więc zdarzyć raz na dwa lata. W górach, gdzie sumy roczne sięgają 1200 mm, co drugi rok można się spodziewać opadu >72 mm/dobę i 17,7 mm/godz. Raz na stulecie mogą się wystąpić opady o wysokości 91 mm/dobę i 32,8 mm/godz. (na nizinach) lub 39,5 mm/godz. i 151 mm/dobę (w górach), (tab. 4).

Tab. 4. Godzinne (1h) i dobowe (24h) sumy opadów [mm] o prawdopodobieństwie przewyższenia p=1, p=10 i p=50% w zależności od średniej rocznej sumy opadów w Polsce. Źródło: Lambor 1971

p [%]	Średnia suma opadów [mm/rok]	Czas opadu		p [%]	Średnia suma opadów [mm/rok]	Czas opadu		p [%]	Średnia suma opadów [mm/rok]	Czas opadu	
		1 h	24 h			1 h	24 h			1 h	24 h
1	600	32,8	91,2	10	600	22,2	62,4	50	600	14,9	43,2
	800	35,4	110,4		800	24,0	76,8		800	16,0	52,8
	1000	37,6	129,6		1000	25,4	88,8		1000	16,9	60,0
	1200	39,5	151,2		1200	26,6	103,2		1200	17,7	72,0

Określenie absolutnej wartości najwyższego opadu, który może się zdarzyć, umożliwia ocena wielkości **maksymalnego wiarygodnego opadu** (MWO). Z założenia jest to największy fizycznie możliwy opad w danych warunkach klimatycznych. Wartość MWO można w przybliżeniu ocenić, przyjmując maksymalną zawartość wilgoci w atmosferze oraz najwyższą efektywność jej wykorzystania w procesie powstawania opadu.

Zawartość wilgoci w atmosferze nad Polską, jak wyżej wspomniano, może sięgać 41 mm. Najwyższa zanotowana w Polsce dobową wysokość opadu (300 mm na Hali Gąsienicowej) była 9,8 razy większa od aktualnej zawartości wilgoci w atmosferze. W warunkach największej efektywności wykorzystania wilgoci atmosferycznej i przy maksymalnej jej wartości, opad dobowy w Tatrach mógłby więc osiągnąć wysokość 402 mm! Tak znacznej wysokości opadów dotąd nie odnotowano, ale Paszyński i Niedźwiedz (1991) podają, że niedaleko od granic Polski, w czeskich Sudetach i w górach Harzu, zmierzono opady dobowe o wysokościach 345 mm (Nova Louka, 30.07.1897) i 353 mm (Zinwald Georgenfeld, 12/13.08.2002). Stanowią one blisko 88% obliczonej wartości MWO. Nie można wykluczyć, że w szczególnie sprzyjających warunkach opad sięgający poziomu MWO gdzieś na obszarze Polski, najprawdopodobniej w górach, już wystąpił, bądź też może się zdarzyć w przyszłości...

Średnią dobową wysokość opadu w dniach z opadem nazywa się **obfitością opadów**. Uśredniona dla całego kraju obfitość opadów wynosi 4,0 mm/dzień z opadem i zmienia się od 2,5 mm/d. w lutym do 6,5 mm/d. w lipcu. Na obszarze Polski nizinnej zmiany te określają odpowiednio wartości 2,0 i 5,7

⁶ Optymalną ocenę prawdopodobieństwa opadów umożliwiają m.in. rozkład log-normalny i rozkład Weibulla.

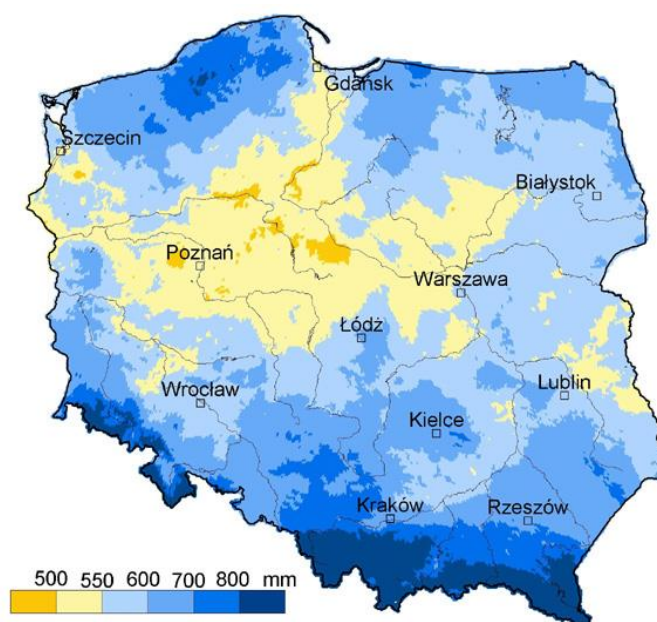
mm/d przy średniej rocznej 3,6 mm/d. W przebiegu rocznym średnia obfitość opadów jest ściśle skorelowana ze średnią zawartością wilgoci w atmosferze (por. rys. 1). Średnie pentadowe obfitości opadów na obszarze Polski stanowią około 26% średniej zawartości wilgoci. Na wiosnę wykorzystanie wilgoci atmosferycznej w kształtowaniu się obfitości opadów jest wyraźnie większe (30% w dniach 6–10 kwietnia), jesienią zmniejsza się (do 19% w dniach 26–30 października).

Obfitość opadów jest funkcją sum opadowych i liczby dni z opadem. Średnie liczby tych dni przejawiają cykliczność roczną i półroczną: poza maksimum z grudnia (16,8 dni z opadem) zaznacza się drugorzędne maksimum w lipcu (14,1 dni z opadem, zob. tab. 6). Można rozważyć kwestię, jak zmieniająca się w ciągu roku częstość dni z opadem wpływa na miesięczne sumy opadów. Przyjmując, że w każdym z miesięcy częstość dni opadowych jest równa średniej częstości rocznej otrzymano w rezultacie prostych rachunków, iż duża częstość dni z opadem w listopadzie skutkuje przyrostem opadów w tym miesiącu o 17%, natomiast w sierpniu i w maju względnie małe liczby dni z opadem stanowią o ubytku opadów odpowiednio o 15% i 13%. (Kozuchowski 2015).

6. Opady normalne i anomalie opadów

Średnia wieloletnia (co najmniej 30-letnia) suma opadów w miesiącu, sezonie czy też w ciągu roku określana bywa jako tzw. **norma opadów** lub **opad normalny**. W Polsce średnie sumy roczne opadów („opady normalne”) są silnie zróżnicowane: najwyższe opady roczne występują w Tatrach (Kasprowy Wierch 1762 mm, Dolina Pięciu Stawów 1716 mm), najniższe są w Wielkopolsce, na Mazowszu, a zwłaszcza na Kujawach, Ziemi Dobrzyńskiej i Ziemi Chełmińskiej, gdzie średnie opady miejscami nie osiągają 500 mm (n.p. w Brześciu Kujawskim normalny opad wynosi tylko 433 mm).

Mapa izohiet opadów rocznych (rys. 5) wykazuje, że sumy opadów są uwarunkowane przez ukształtowanie powierzchni ziemi: są one wyraźnie wyższe na obszarach o urozmaiconej rzeźbie (w górach i na wyżynach, na pojezierzach i na Pobrzeżu Bałtyku), a w ogólnym ujęciu – wzrastają wraz z wysokością bezwzględną terenu. Na każde 100 m wysokości n.p.m. przybywa około 60 mm opadów. Ponadto, na dowietrznej stronie wzniesień i gór (tj. na ogół na ich zachodnich stokach) opady są z reguły znacznie większe niż na stokach zawietrznych. Przykładami są tu wysokie, znacznie przekraczające 1000 mm opady na zachodnim skraju Beskidów oraz względnie niskie opady (około 500 mm) w Dolinie Dolnej Wisły, osłoniętej od zachodu wzniesieniami Pojezierza Pomorskiego.



Rys. 5. Średnie roczne sumy opadów na obszarze Polski, 1891–1990.
Źródło: Kozyra 2006

Największy udział w rocznej sumie opadów mają opady w lipcu (średnio w Polsce jest to 14% sumy rocznej), a najmniejszy – opady w lutym i marcu (po 5,4%, zob. tab. 6). Sezonowy rozkład opadów w Polsce reprezentuje **kontynentalny typ** przebiegu opadów z maksimum letnim (najwyższa średnia suma pentadowa 19,9 mm w dniach 16–20 lipca) i minimum zimowym (najniższa średnia suma 5-dniowa 5,8 mm w końcu lutego). Około 2/3 opadów rocznych przypada na półrocze ciepłe (IV–IX).

Sumy opadów zmieniają się z roku na rok. Średnie zmierzone opady roczne na obszarze Polski (tzw. **średnie powierzchniowe**) w drugiej połowie XX wieku wahały się od 489 mm w 1951 roku do 802 mm w 1970 r. Przeciętne różnice między opadami z kolejnych lat wynoszą na terenie Polski od 18 do 26% średniej wieloletniej sumy opadów. Amplitudy skrajnych sum opadowych w wieloleciach są znacznie większe i sięgają 90% wartości najniższych (<500 mm) norm opadu.

Za **anomalne** przyjmuje się sumy opadów różniące się znacznie od „normy”. Umowną różnicą może być na przykład wielkość przeciętnego odchylenia od średniej, przy czym należy uwzględnić osobno ujemne i dodatnie odchylenia, gdyż rozkład częstości sum opadów jest prawostronnie asymetryczny. Według takiej reguły okazuje się, iż lata i miesiące anomalnie suche, z większym niż przeciętnie niedoborem opadów, zdarzają się najczęściej (20–30% przypadków), ale bezwzględne wartości tych ujemnych anomalii nie są tak wielkie, jak rzadziej zdarzających się (15–20% przypadków) anomalnie wilgotnych (deszczowych) okresów, z ponadprzeciętnymi nadmiarami opadów. Stąd wynika, że „normalne” opady występują z częstością około 50%, a przeciętnie co drugi rok mamy opady anomalne.

Do skrajnie wysokich należą roczne opady zdarzające się w Tatrach i znacznie przekraczające sumę 2500 mm. Maksymalne roczne opady o wysokości około 1000 mm notowane były na wyżynach, na Wybrzeżu i na Pojezierzu Pomorskim. Poza tymi regionami maksymalne sumy roczne opadów sięgały około 800 mm. Najniższe sumy roczne opadów w Polsce przyjmowały wartości około 250 mm i występowały na równinnych nizinach i w zawietrznych obniżeniach terenu: w Wielkopolsce (Poznań 275 mm), na Kujawach (Brześć Kujawski 247 mm) i w Dolinie Dolnej Wisły (Świecie 249 mm) – tab. 5. W poszczególnych latach niektóre miesiące bywają całkowicie pozbawione opadów. Zerowe sumy miesięczne zdarzają się przede wszystkim w październiku i w marcu, rzadziej w lutym i w styczniu.

Tab. 5. Średnie sumy roczne oraz maksima i minima rocznych opadów w Polsce w okresie 1951-2000 (mm)

Miejsce	Średnia roczna	Min roczne	Max roczne	Miejsce	Średnia roczna	Min roczne	Max roczne
Kasprowy Wierch	1762	1292	2599 ^a	Wrocław	560	318 (166?) ^b	776
Roztoka	1407	1093	2036	Łódź	557	367	777
Leskowiec	1272	976	1742	Legnica	537	386	795
Śnieżka	1252	777	1908	Szczecin	533	349	717
Zakopane	1111	811	1457	Koło	524	307	794
Koszalin	709	481	1010	Toruń	522	310	843
Ustka	703	422	1019	Poznań	517	275	773
Jelenia Góra	689	462	1005	Świecie	513	249	896
Kielce	628	439	1000	Warszawa	510	330	768
Rzeszów	620	360	1009	Kalisz	507	319 ^c	721
Zamość	574	301	829	Unisław	488	250	771
Hel	570	335	837	Brześć Kujawski	433	247	633

a – w Dolinie 5. Stawów suma opadów w 2001 roku wyniosła 2770 mm, b – mało wiarygodne minimum z XIX w. (zob. Kaczorowska, 1962)
c – w Kaliszu opady w 2015 r. wyniosły 259 mm (zob. „Rekordy klimatyczne w Polsce”)

Długotrwały okres bezopadowy, powiązany z wysoką temperaturą i niską wilgotnością powietrza, oznacza **suszę atmosferyczną**. Umiarkowana susza rozwija się, gdy okres bez opadów trwa 10–14 dni lub gdy w tym okresie suma opadów w jednym lub dwu kolejnych dniach nie osiąga 1,5 mm. Skutkiem umiarkowanej suszy jest wyczerpywanie się glebowych zasobów wody łatwo dostępnej dla roślin.

Silna susza trwa w ciągu 15–20 dni bez opadów lub z opadami w jednym lub dwu dniach <2 mm. Może ona powodować **suszę glebową**, oznaczającą ubytek wilgoci glebowej w strefie aeracji. Ponad 20-dniowe okresy bezopadowe wywołują susze ekstremalną, która wiąże się z ubytkiem wody w strefie saturacji i oznacza rozwój **suszy hydrologicznej**.

Najbardziej długotrwałe susze trwają niekiedy ponad miesiąc: w Łodzi na przykład odnotowano 45-dniowy okres bezopadowy (21.09–5.11.1949). Okresy bezopadowe ponad 4-tygodniowe występują w Polsce nieregularnie, średnio raz na 5–6 lat. Susze atmosferyczne pojawiają się zwykle w sezonie wczesnowiosennym (marzec/kwiecień), późnowiosennym (maj/czerwiec) oraz – z największą częstością – w jesieni (wrzesień/październik). Na północy kraju, zwłaszcza na Wybrzeżu, wiosenne susze zdarzają się częściej niż w Polsce Południowej, gdzie bardziej sucha jest jesień. Reguła ta dotyczy także relacji między średnimi sumami opadów występujących na wiosnę i w jesieni: na wyżynach, w górach i na Dolnym Śląsku opady jesienne są mniejsze od wiosennych.

O intensywności suszy decyduje nie tylko czas trwania okresów bezopadowych, ale i warunki meteorologiczne, wpływające na wielkość parowania terenowego. Poza prędkością wiatru i niedosytem wilgotności powietrza, istotny jest wpływ temperatury powietrza. Prosty i dość powszechnie stosowanym wskaźnikiem intensywności suszy jest **indeks hydrotermiczny** Sieliana (K), zdefiniowany jako iloraz sumy opadów (P) i 1/10 sumy średnich dobowych wartości temperatury >0° C (ΣT) w określonym okresie:

$$K = P/0,1 \Sigma T.$$

Susza występuje, jeśli wskaźnik przyjmuje wartości $0,5 < K < 1$, silna susza – jeśli $K < 0,5$. W przypadku, gdy $1 < K < 3$ mówimy o dostatecznym uwilgotnieniu, a gdy $K > 3$ – o nadmiernym uwilgotnieniu. Ścisłą ocenę „stopnia suchości” umożliwia bilans wodny (zob. rozdz. następny).

Według wskaźnika hydrotermicznego w cieplejszej połowie roku (IV–IX) w Polsce Środkowej pojawia się 15% miesięcy suchych ($K < 1$). W większości są to maj i czerwiec oraz sierpień. W związku z postępującym ociepleniem klimatu i przy dość stabilnych lub malejących, zwłaszcza w lecie, sumach opadów – częstość i intensywność susz atmosferycznych wykazują tendencję rosnącą.

Wniosek ten zdają się potwierdzać wyniki badań częstości dni ekstremalnie suchych i bardzo suchych, która w okresie 1951–2005 wzrastała znacząco od 1–2 dni roczne na początku tego okresu do ponad 5 dni od roku 1990. Odpowiednio zmalała (od 3–6 do 1–3 dni/rok) liczba dni wilgotnych i bardzo wilgotnych. Zmniejszyła się częstość dni z opadem, szczególnie dni z opadem >15 mm (Przybylak i in. 2007). Inne badania (zob. Ilnicki i in. 2012) wykazują, że na przełomie XX i XXI wieku (1982–2008) susze w Polsce zdarzały się co 2 lata, podczas gdy wcześniej – aż od XVII wieku powtarzały się średnio co 4–5 lat. Wyraźny przyrost częstości susz odnotowano po 1982 i 1983 roku. Według kryterium K Sieliana w ostatniej dekadzie XX w. (1991–2000) wystąpiło 5 suchych sezonów IV–X, wcześniej, w latach 1951–1990, średnia ich liczba wynosiła 2,75/10 lat (Żmudzka 2004).

Na przełomie 1980. i 1990. nastąpiła w Polsce charakterystyczna i istotna zmiana warunków klimatycznych. Od tego czasu temperatura, zwłaszcza w cieplej połowie roku wzrastała w znaczącym tempie, do czego przyczyniało się wzrastające osłonecznienie i zmiany cyrkulacji, związane z wahaniami Oscylacji Północnoatlantyckiej (Marsz i Styszyńska 2022). W literaturze można znaleźć także doniesienia, wskazujące na ogólny przyrost całkowitego promieniowania słonecznego oraz pewien przyrost średnich prędkości wiatru w Polsce, a także wzrost opadów atmosferycznych, szczególnie w porze zimowej i w marcu. Zmiany te niewątpliwie oddziałują na kształtowanie się bilansu wodnego Polski i mogą znacząco wpływać na pogłębianie się deficytów wilgoci, przede wszystkim w cieplejszej części roku.

7. Opady i bilans wodny Polski.

Promieniowanie jako siła napędowa obiegu wilgoci

Średnie opady roczne na obszarze Polski są o 23% niższe od średniej sumy opadów w naszej strefie geograficznej (50–55°N), ale zarazem o 7% wyższe od średnich opadów na kontynentach w tejże strefie. Według klasycznej klasyfikacji V. Köppena klimat Polski należy do grupy klimatów umiarkowanie ciepłych i wilgotnych „Cfb”⁷.

Kryteria klasyfikacji pozwalają uznać, że opady w Polsce są dość równomiernie rozłożone w ciągu roku, gdyż w ciepłej połowie roku występuje mniej niż 70% opadu rocznego (na przykład w Warszawie 65%, w Poznaniu 62% w Świnoujściu 56%). Sumy roczne opadów (P w cm) spełniają zatem ustalony przez Köppena warunek $P > 2T + 4$, pozwalający odróżnić umiarkowany klimat wilgotny (Cf) od półsuchego klimatu stepowego (BS) i wyznaczyć granicę między tymi klimatami na podstawie sumy opadów i średniej temperatury roku. Graniczne („krytyczne”) opady dla Świnoujścia i Poznania wynoszą 306 mm, dla Warszawy 298 mm, dla najzimniejszych rejonów kraju są jeszcze mniejsze. Klimat Polski w tym ujęciu nie ma więc cech klimatu stepowego, co podkreślają Ilnicki i in. (2012) w rozprawie „Mit stepowienia Wielkopolski...”, w której do oceny klimatu wykorzystują m.in. klasyfikację Köppena. Pomijając interesującą dyskusję z owym „mitem” można jedynie zauważyć, że opady w Polsce są wyraźnie skoncentrowane w ciepłej porze roku i niewiele brakuje, by ich udział w sumie rocznej sięgał wymaganych 70%, a co za tym idzie, by krytyczna suma roczna była o około 140 mm większa od wyszczególnionych wyżej około 300 mm (zgodnie w formułą $P > 2T + 28$). Byłyby to więc opady zbliżone do średnich opadów w niektórych rejonach kraju, a nawet wyższe od minimów, obserwowanych w najbardziej suchych latach (por. tab. 5). Klimat Polski nie jest zatem zbyt wilgotny, a w miarę postępującego ocieplenia i przy zmiennych opadach – może stawać się jeszcze mniej wilgotny...

Do bardziej precyzyjnych ocen wysokości opadów ze względu na ich udział w bilansie wodnym służą różne metody, pozwalające określić wielkość parowania, czyli zbadać różnice między przychodami bilansu (opady) i stratami wody w procesie parowania. Oceny parowania sprawiają badaczom sporo kłopotu; brakuje przede wszystkim bezpośrednich pomiarów rzeczywistego parowania terenowego. Można jedynie szacować potencjalne parowanie wynikające z określonych warunków meteorologicznych (**ewapotranspirację potencjalną**, czyli tzw. **parowanie wskaźnikowe – ETP**⁸) lub też oceniać potencjalne parowanie wynikające z bilansu cieplnego, czyli przychodów energii zużywanej w procesie parowania. Do oceny **parowania terenowego (ETR)** wykorzystuje się także tzw. surowy bilans wodny w postaci:

$$P = ETR + H$$

gdzie: P – opad, ETR – parowanie terenowe, H – odpływ rzeczny.

Przypominając dawne badania A. Schmucka (1949) warto dodać, iż według jego ocen, dokonanych na podstawie pomiarów parowania przy użyciu ewaporometru Wilda roczne **parowanie z wolnej powierzchni wodnej (E0)** w Polsce sięgało 562 mm – od 498 w dorzeczu Wisły do 625 mm w dorzeczu Odry⁹. Według Kędziory (1995) roczne sumy parowania rzeczywistego (E) w Wielkopolsce zmieniają się od 296 mm na terenach zabudowy miejskiej i 413 mm na powierzchni suchych gruntów ornych do

⁷ Klimat Cfb: średnie temperatury w najzimniejszym miesiącu $> -3^{\circ}\text{C}$, w najcieplejszym $< 22^{\circ}\text{C}$ przy najmniej 4 miesiącach z temperaturą $> 10^{\circ}\text{C}$ – „klimat z ciepłym latem b”). Wysokość opadów pozwala zaliczyć klimat Polski do klasy klimatów wilgotnych, bez pory suchej (f), (opady miesięczne $> 30\text{mm}$, sumy w ciepłej połowie roku $< 70\%$ sumy rocznej), a ponadto sumy roczne opadów $P > 2T + 14$ (P – opad w cm, temp. $^{\circ}\text{C}$).

⁸ W klimatologii znane są liczne wzory empiryczne, pozwalające oceniać parowanie wskaźnikowe ETP na podstawie danych meteorologicznych; są to m.in. formuły Penmana, Thorntwaite’a, Turca, Baca, Kędziory, Doroszewskiego i Górskiego. Niektóre z nich przytaczają Wypych i in. 2010.

⁹ Są to wartości E0 z 1948 roku. Schmuck w podręczniku z 1959 roku podaje niedobory opadów względem parowania (wartości $P - E$) w skali roku sięgające 197 mm w dorzeczu Odry i 164 mm w dorzeczu Wisły (dane z lat 1948–1952).

541 mm w suchych lasach i 632 mm w lasach mokrych. Parowanie z wolnej powierzchni wodnej oceniono na 619 mm/rok, a parowanie potencjalne ETP – na 623 mm. Parowanie z wolnej powierzchni wodnej (E0) jest bliskie wartości ETP. Wypych i Kowanetz (2017) podają, że w Polsce E0 zmienia się w granicach od 516 do 685 mm/rok, natomiast ETP mieści się – w zależności od regionu – w zakresie 599–628 mm/rok.

Znając wysokość opadów (P) oraz wielkość tzw. odpływu jednostkowego (H), który wynika z pomiarów przepływów w rzekach na pewnym obszarze, z bilansu wodnego łatwo obliczyć wielkość parowania jako różnicę między opadami i odpływem:

$$ETR = P - H$$

Należy jednak pamiętać, że odpływy kształtują się także pod wpływem zmian retencji i odpływu podziemnego, zasilającego rzeki w okresach bezopadowych. Rzeki przecież płyną także w okresach posusznych!. Dlatego surowy bilans wodny znajduje tu zastosowanie jedynie w odniesieniu do średnich rocznych wartości z wielolecia – można bowiem przyjąć, że w okresach wieloletnich przyrosty i ubytki retencji równoważą się (Gutry-Korycka i Jokiel 2017, str. 282).

Na podstawie danych przedstawiających średnią sumę opadów rocznych na obszarze Polski oraz średnią odpływu rzecznoego w latach 1951–2000 określono (w mm warstwy wody na rok) składniki bilansu wodnego kraju w postaci: **P = 711, ETR = 536, H = 175** (Michalczyk 2017)¹⁰. Podobny bilans dla okresu 1931–1960 przedstawili Gutry-Korycka i Jokiel (2017): P = 716, ETR = 545, H = 171.

„Siłą napędową” procesu parowania jest energia promieniowania, pochłanianego przez powierzchnię parującą. Jest to **saldo promieniowania (Rn)** czyli różnica między pochłoniętym promieniowaniem słonecznym a promieniowaniem efektywnym powierzchni czynnej. Parowanie wykorzystuje większość tej energii, a w skali wieloletniej – ciepło parowania zużywa w zasadzie cały przychód energii promieniowania Rn.

Saldo bilansu promieniowania obszaru Polski wynosi około 1344 MJ/m² na rok, czyli około 3,68 MJ/m² na dzień. Z wartości ciepła parowania L = 2,48 MJ/kg wynika, że energia ta może wystarczyć na wyparowanie w ciągu roku warstwy wody **Rn/L = 542 mm**. Zapewne nie przypadkowo jest to wartość bardzo bliska składnikowi ETR w podanych wyżej bilansach wodnych kraju (536 mm i 545 mm). Można uznać, że roczne parowanie terenowe w Polsce zużywa około 99% energii rocznego przychodu promieniowania, podkreślając, iż są to relacje średnich wieloletnich bilansów energii. W poszczególnych sezonach wykorzystanie energii promieniowania może być nie tak wielkie. Niemniej, według wielu opinii na parowanie w Polsce się zużywa się większość energii określonej przez saldo promieniowania; na przykład Paszyński (1972) wykazał, że udział ciepła LE w saldzie promieniowania sięga 80%, Kędziora (1995) dla klimatów wilgotnych wymienił udział ponad 90-procentowy.

Saldo promieniowania nie jest jedynym składnikiem bilansu cieplnego powierzchni czynnej. Mamy bowiem ponadto strumienie wymiany ciepła jawnego (**S**) i ciepła utajonego (**LE**) z atmosferą, wymianę ciepła w podłożem (glebą – **G**), ciepło pochodzące z adwekcji mas powietrza¹¹, ciepło magazynowane lub uwalniane w biomasie i ciepło zużywane w procesie fotosyntezy i ciepło związane z metabolizmem roślin (wg Kędziory 1995, str. 228/229).

Strumień **ciepła utajonego** tzn. ciepła zużytego na parowanie i przenoszonego w atmosferze wraz zawartą w powietrzu parą wodną jest oczywiście funkcją wielkości parowania. Bilans promieniowania, bilans cieplny i bilans wodny mają wspólne składniki: w bilansie promieniowania i bilansie cieplnym jest to saldo promieniowania, w bilansie cieplnym i bilansie wodnym – parowanie (zob. Kędziora 1995, rys. 15.1). Jedną z wielu formuł oceny strumienia ciepła utajonego podaje Kędziora (1995):

$$LE = - (Rn + G)/(1 + \beta)$$

¹⁰ W dalszej części tekstu wykorzystamy wartości bilansu: 711 = 536 + 175.

¹¹ Ciepło z adwekcji stanowi w istocie składnik ciepła jawnego S.

gdzie β oznacza stosunek Bowena czyli iloraz strumieni ciepła jawnego S i ciepła utajonego LE w atmosferze. Określenie stosunku Bowena wymaga wykorzystania podanej przez autora empirycznej funkcji parametrów meteorologicznych – prędkości wiatru, niedosytu wilgotności, temperatury powietrza i usłonecznienia (Kędziora 1995, str. 220).

Analizując procesy parowania sformułowano tzw. **zasadę priorytetu parowania**, która głosi, iż w warunkach ograniczonej ilości dostępnej energii wszystkie inne procesy przenoszenia energii z powierzchni czynnej zachodzą tylko w takim stopniu, jaki zapewnia maksymalną intensywność procesu parowania, ograniczonego jedynie dostępnością wody” (Paszyński i in. 1995; zob. też Kędziora 1995, str. 222–223; Kożuchowski 2013, str. 103; Wibig 2017, str. 51). Dla rzeczywistego parowania terenowego **dostępność wody** (wilgoci) w podłożu atmosfery ma podstawowe znaczenie; w okresach bezopadowych wraz z przebiegiem procesu parowania dostępne zasoby wilgoci zmniejszają się i parowanie ustaje, gdy zasoby te ulegną wyczerpaniu. Trzeba jeszcze dodać, że wspomniana „maksymalna intensywność parowania” ma też swoje ograniczenia w postaci określonej **zdolności ewaporacyjnej powietrza** w warstwie nad powierzchnią parującą. Zdolność ta wynika z wielkości niedosytu wilgotności powietrza, pionowych gradientów stężenia pary wodnej i temperatury oraz prędkości wiatru.

W rezultacie wielu różnych uwarunkowań, oceny wielkości parowania rzeczywistego (terenowego), jego zmian sezonowych i zróżnicowania przestrzennego mogą być dość trudne. Aby nieco uprościć tego rodzaju analizy, wykorzystamy w tym miejscu pojęcie **radiacyjnego wskaźnika suchości** klimatu (*Radiant Index of Aridity – RIA*), znane przede wszystkim z badań M.I. Budyki (1975). Pewną wersję tego wskaźnika stanowi indeks wilgotności klimatu (W_1), będący odwrotnością RIA i wykorzystywany m.in. w rozważaniach o bilansie wodnym przez A. Kędziorę (1995, zob. str. 240). Radiacyjny wskaźnik suchości klimatu wg M.I. Budyki określony jest wzorem:

$$RIA = R_n/LP$$

gdzie: R_n – roczne saldo promieniowania, L – ciepło parowania wody (2,48 MJ/kg), P – suma opadów rocznych (mm).

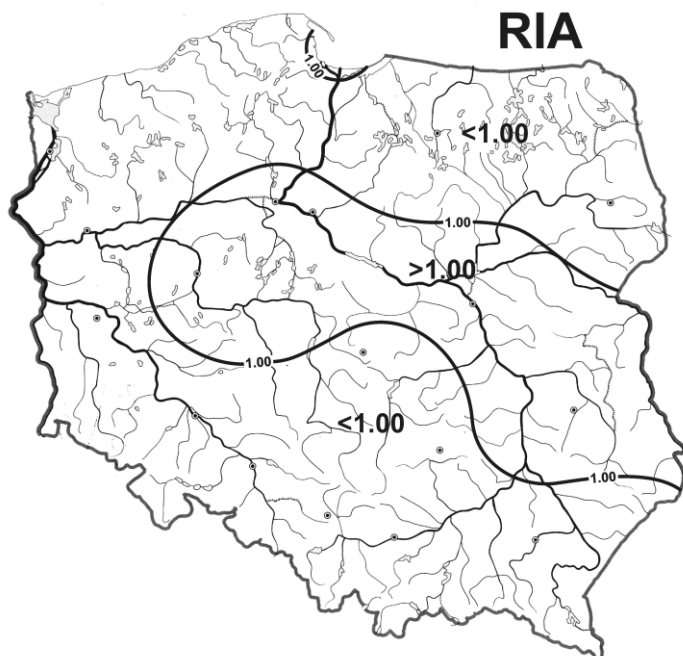
Do oceny wskaźnika RIA na obszarze Polski wykorzystano średnie wartości salda promieniowania z okresu 1956–1975 (Miara i in. 1987) oraz średnie roczne sumy zmierzonych opadów z okresu 1951–1970 wg Chomicza (1977).

Radiacyjny wskaźnik suchości klimatu Polski (RIA) przyjmuje średnią wartość bliską 0,76, co oznacza, że saldo promieniowania ($R_n = 1344$ MJ/m² rok) nie pokrywa zapotrzebowania na energię, niezbędną w procesie parowania wody pochodzącej z opadów (tj. około 1468 MJ/m² rok w przypadku zmierzonego opadu rocznego 592 mm i 1764 MJ/m² rok w przypadku opadu skorygowanego $P_{sk} = 711$ mm) i dlatego pewna ilość wody może pozostać w stanie ciekłym. Opad roczny o wysokości $P_0 = 542$ mm¹² można nazwać **opadem krytycznym**. Odpowiada on wskaźnikowi suchości o wartości $RIA = 1$, która stanowi próg rozdzielający klimaty wilgotne ($RIA < 1$) od klimatów półsuchych, stepowych ($1 < RIA < 2$) i jest zarazem równy wymienionej już wyżej wartości R_n/L . Wielkość P_0 jest pewnym ujęciem parowania potencjalnego: opad krytyczny wskazuje bowiem na ilość wody, która może wyparować w przypadku pełnego wykorzystania zasobów energii promieniowania czyli salda promieniowania (R_n).

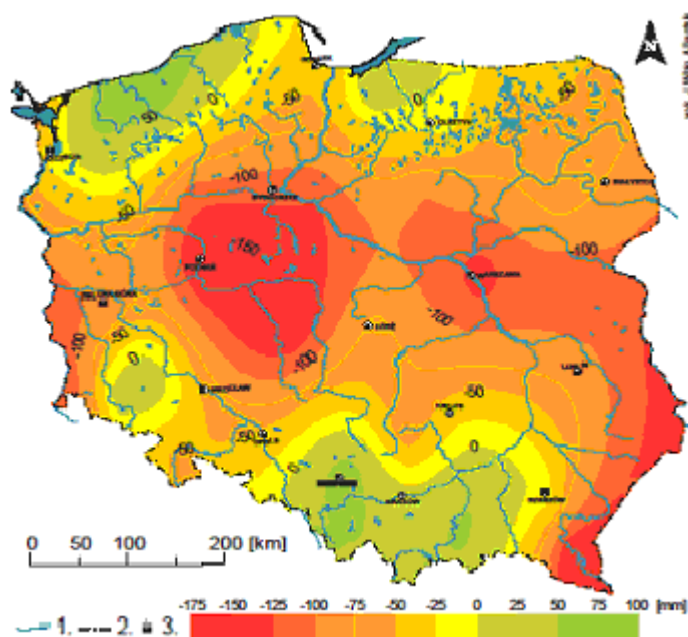
Ujemne wskaźniki RIA obejmują znaczną część kraju – strefę od Poznania po wschodnią granicę na Bugu (rys. 6). Niektóre części Polski Środkowej mają średnie zmierzone opady zbliżone lub nieco niższe od wartości krytycznej ($P_0 = 542$ mm). Nieprzypadkowo, strefa występowania ujemnych wartości wskaźnika RIA odpowiada w przybliżeniu zasięgowi negatywnych wartości **klimatycznego bilansu wodnego** w Polsce (**KBW, rys. 7**, wg Wibig 2017). Niedobory opadów – według klimatycznego bilansu wodnego – ciągną się dość szeroką strefą obejmującą niemal całą Wielkopolskę i Mazowsze wraz

¹² Podane oceny salda promieniowania i opadu krytycznego dotyczą średnich wartości na obszarze kraju, ze względu na geograficzne zróżnicowanie salda roczny opad krytyczny w Polsce może zmieniać się od około 520 (np. w Opolu) do 590 mm (np. w Puławach).

z południowo-wschodnimi peryferiami kraju¹³. Skąpe uwilgotnienie uwidacznia się m.in. w postaci znikomych odpływów jednostkowych ($H < 2 \text{ l/s km}^2$) na tych terenach, w szczególności m.in. na Kujawach. Niemal na całym obszarze Polski, poza górami, zdarzają się natomiast lata, w których sumy opadów są niższe od krytycznej wartości. Przykłady najniższych sum rocznych opadów zamieszczono w tab. 5.



Rys. 6. Radiacyjny wskaźnik suchości klimatu (RIA) na obszarze Polski. (według danych R_n 1956–75 i P 1951–70).
Źródła: Miara i in. 1987, Chomicz 1977, Kozuchowski 2013



Rys. 7. Średni roczny klimatyczny bilans wodny (KBW) na obszarze Polski, 1971-2010.
Źródło: Wibig 2017

Radiacyjny wskaźnik suchości (RIA) wyraża potencjalne możliwości wyparowania występujących na danym terenie opadów (P), podobnie jak składnik klimatycznego bilansu wodnego – wspomniana już wyżej ewapotranspiracja potencjalna (ETP). Klimatyczny bilans wodny wyraża proste równanie:

¹³ Podobny rozkład przestrzenny KBW przedstawił Rojek (2001), przy czym deficyty bilansu na mapie Rojka nie były tak głębokie ($\text{KBW} < -50 \text{ mm}$), jak w ujęciu Wibig ($\text{KBW} < 150 \text{ mm}$, zob. rys. 6).

$$KBW = P - ETP$$

Wielkość ETP określa potencjalną wielkość parowania z powierzchni terenu w określonych warunkach meteorologicznych pod warunkiem występowania pełnej dostępności wody. Na przykład, warunek taki spełnia w przybliżeniu wilgotna, płaska powierzchnia trawnika. Wyszuszonej powierzchni paruje w ograniczonym stopniu lub w ogóle nie paruje, mimo pozytywnych wartości ETP. Zdarzające się dość często okresy bezopadowe, zwłaszcza w cieplej porze roku sprzyjają wysuszeniu i ograniczeniu rzeczywistego **parowania terenowego (ETR)**. Gleba i pokrywająca ją roślinność, a także graniczna warstwa atmosfery stwarzają ponadto opór w procesie przekazywania wilgoci z podłoża do atmosfery i rozprzestrzeniania (dyfuzji) pary wodnej w powietrzu. Dlatego na łąkach ewapotranspiracja potencjalna (ETP) jest wyraźnie wyższa od parowania terenowego (ETR): w Polsce różnica sięga do około 15% wartości ETP. Średnie roczne dla całego kraju wynoszą odpowiednio 640¹⁴ i 545¹⁵ mm.

Opady atmosferyczne odgrywają istotną rolę w kształtowaniu się bilansu wodnego ($BW = P - ETR$), jak i klimatycznego bilansu wodnego ($KWB = P - ETP$). Każdy pomiar wielkości fizycznej obarczony jest błędem pomiarowym; w przypadku opadów błędy pomiarowe mają systematyczny charakter i oznaczają, że mierzone w standardowy sposób opady (deszczomierz Hellmana z otworem wlotowym o powierzchni 200 cm² na wysokości 1 m nad gruntem) są zaniżoną oceną rzeczywistych opadów, docierających do powierzchni ziemi. Niedomiar **mierzonych opadów** wynika z oddziaływań wiatru i turbulencji powietrza nad przyrządem pomiarowym, które powodują, iż nie wszystkie krople deszczu trafiają do deszczomierza, a płatki suchego śniegu mogą być częściowo „wywiewane” ze zbiornika gromadzącego opad. Ponadto, część opadu zwilża ścianki deszczomierza i jest pomijana w pomiarze. Zgromadzona w deszczomierzu woda także paruje, uszczuplając ilość mierzonego raz na dobę opadu. Oceny niedomiaru mierzonych opadów prowadzą do określenia wielkości rzeczywistych, tzn. **skorygowanych opadów (Psk)**. Poprawki mierzonych opadów są największe w chłodnej połowie roku, gdy zdarzają się opady śnieżne, wzrasta średnia prędkość wiatru, a także liczba dni z opadami. W skali roku opady skorygowane są o około 20% większe od opadów mierzonych (tab. 6). Średni opad roczny (normalny), po skorygowaniu, wynosi w Polsce 711 mm (według niektórych źródeł nawet 716–750 mm).

Tab. 6. Średnie na obszarze Polski nizinnej (<300 m n.p.m): miesięczne i roczne liczby dni z opadem >0,1 mm (n), opadów mierzonych (P) i opadów skorygowanych (Psk) wg wzoru Chomicza 1976 (P_{sk}).

Źródła: Woś 2010 (dni z opadem w okresie 1951-2000) i Kozyra 2006 (sumy opadów w okresie 1891-1990)

Miesiąc	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I-XII
n (dni)	16,0	14,3	13,7	12,8	13,2	13,7	14,1	12,7	12,7	12,7	15,4	16,8	168,1
P[mm]	35	30	32	40	55	68	85	73	50	43	42	40	592
Psk[mm]	45	38	40	49	66	79	97	84	59	52	51	50	711

Średnie roczne sumy opadów na obszarze Polski, po skorygowaniu, przekraczają 700 mm (wynoszą 716 mm¹⁶ lub 711 mm, tab. 5). Średnie opady zmierzone – według różnych źródeł – wynoszą około 600 mm. Uwzględniając opady mierzone (P) i opady skorygowane (P_{sk}) i parowanie terenowe ETR, surowe bilanse wodne Polski ($P = ETR + H$), według różnych autorów wyglądały następująco:

$$605 = 440 + 165 \text{ (P, 1951–970) wg Dynowskiej (1991),}$$

$$622 = 447 + 175 \text{ (P, 1951–1990) wg Paślawskiego (1992),}$$

$$711 = 536 + 175 \text{ (Psk, 1890–1990) wg Michalczyka (2017),}$$

$$716 = 545 + 171 \text{ (Psk, 1931–1960) wg Gutry-Koryckiej i Jokiela (2017),}$$

$$711 = 542 + 169 \text{ (Psk, 1890–1990, ETR} \approx P_0, 1956–1975) \text{ oprac. własne 2023.}$$

¹⁴ Według oceny Jokiela (2004), inne źródła wskazują na nieco niższe średnie ETP w Polsce, na przykład Wypych i Kowanetz (2017) podają, że $ETP \approx 613$ mm.

¹⁵ Według Gutry-Koryckiej i Jokiela (2017).

¹⁶ Według Gutry-Koryckiej i Jokiela (2017).

Skorygowane wysokości opadów zmieniają obraz bilansów, ale tylko pozornie „poprawiają” ocenę warunków higroklimatycznych Polski. Straty wody na parowanie stanowią około ¾ ilości wody, pochodzącej z opadów, przy czym według ocen wykorzystujących skorygowaną wysokość opadu straty te przekraczają 75% sumy opadu P_{sk} , a według zmierzonej wysokości – wynoszą 72%. Najbardziej suche regiony kraju należy w dalszym ciągu określać jako obszary o skąpom uwilgotnieniu. Średnie rzeczywiste opady (P_{sk}) na Kujawach utrzymują się poniżej wartości opadu krytycznego. Na przykład w Brześciu Kujawskim mamy: 433 mm (opad mierzony) < 520 mm (opad skorygowany) < 542 mm (opad krytyczny). Niemniej, średni opad krajowy (711 mm/rok) znacznie przewyższa krytyczną wartość P_0 , a różnica między opadami i parowaniem (bilans wodny $BW = P_{sk} - ETR$), jak i klimatyczny bilans wodny ($KBW = P_{sk} - ETP$) w skali roku zachowują wartości dodatnie¹⁷.

Pozytywne wartości obu bilansów utrzymują się w przeważającej części roku. Ponadto wykazują one dość ścisły związek z rocznym przebiegiem salda promieniowania. W tabeli 7 zestawiono średnie miesięczne i roczne wartości różnych wielkości, związanych z opadami i parowaniem. Wychodząc od średniego rocznego parowania terenowego ETR, wyszczególnionego w bilansie wodnym Polski (ETR = 536 mm, wg Michalczyka 2017) określono miesięczne wartości ETR na podstawie znanych z literatury informacji o sezonowych zmianach parowania rzeczywistego. W szczególności, wykorzystano dane przedstawione w pracy Jokiel (2007) i założono, iż przebieg ETR w Polsce jest proporcjonalny do miesięcznych sum parowania w Łodzi. Otrzymano w ten sposób oceny średnich miesięcznych sum parowania terenowego w Polsce (zob. ETR w tab. 7). Okazuje się, że deficyty opadów, czyli bilans wodny BW obejmują jedynie sezon od kwietnia do czerwca. W tym samym sezonie ilości ciepła zużytego w procesie parowania LE_{TR} są większe od ciepła potrzebnego do wyparowania opadów (LP_{sk}). Zarazem jednak energia LE_{TR} jest mniejsza od salda promieniowania R_n , co oznacza, że w tych trzech miesiącach na parowanie zużywa się tylko część dostępnej energii promieniowania. Można jeszcze zauważyć, że od kwietnia do sierpnia energia promieniowania przekracza wielkość energii potrzebnej do wyparowania w tym okresie opadów ($R_n > LP_{sk}$). Mamy zatem sezon suchy (IV-VI), w którym parowanie jest większe od opadów i sezon potencjalnie suchy (IV-VIII), w którym saldo promieniowania z nadwyżką pokrywa zapotrzebowanie na energię potrzebną do wyparowania opadów (tab. 7). W rzeczywistości parowanie terenowe nie wykorzystuje w pełni tej energii, najpewniej wskutek wyczerpywania się zasobów wody dostępnej dla parowania w okresie wiosenno-letnim.

Tab. 7. Średnie miesięczne i roczne wartości sum opadów P_{sk} [mm], salda promieniowania R_n [MJ/m²d.], parowania rzeczywistego ETR [mm], parowania potencjalnego ETP [mm], bilansu wodnego BW i klimatycznego bilansu wodnego KBW [mm] oraz ciepła parowania opadów LP_{sk} i ciepła zużytego wskutek parowania rzeczywistego LE_{TR} [MJ/m² d] na obszarze Polski

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I-XII
Opady (P_{sk}) i saldo promieniowania (R_n)													
P_{sk}	45	38	40	49	66	79	97	84	59	52	51	50	711
LP_{sk}	3,60	3,37	3,20	4,05	5,28	6,63	7,76	6,46	4,88	4,16	4,22	4,00	4,83
R_n	-2,4	-1,3	1,6	6,1	9,1	11,2	10,3	8,1	4,1	0,6	-1,3	-2,3	3,68
Parowanie rzeczywiste (ETR) i bilans wodny ($BW = P_{sk} - ETR$)													
ETR	12	15	31	52	77	87	87	80	46	24	13	12	536
LE_{TR}	0,96	1,36	2,49	4,29	5,91	7,18	6,94	6,43	3,80	1,95	1,05	0,92	3,64
BW	33	23	9	-3	-11	-8	10	4	13	28	38	39	175
Parowanie potencjalne (ETP) i klimatyczny bilans wodny ($KBW = P_{sk} - ETP$)													
ETP	13	19	40	58	82	89	87	77	51	32	15	11	574
KBW	32	19	0	-9	-16	-10	10	7	8	20	36	39	136

Pogrubiona czcionka odpowiada wartościom $R_n > LP_{sk}$ w sezonie IV-VIII oraz ujemnym wartościom bilansów BW i KBW w sezonie IV-VI. Źródła danych opisano w tekście.

¹⁷ Niektóre oceny KBW, wykorzystujące wartości opadów zmierzonych wykazywały ujemne salda bilansowe.

Spośród wielu wykonanych i znanych z literatury ocen klimatycznego bilansu wodnego Polski (zob. m.in. Bac i Rojek 1982, 1999, Rojek i Wiercioch 1995, Doroszewski i Górski 1995, Wibig 2012, 2017) do prezentacji w tabeli 7 wykorzystano wartości KBW, obliczone na podstawie miesięcznych wartości parowania wskaźnikowego ETP, pochodzące z pracy Rojka i Żyromskiego (2004). Przebieg roczny KBW okazuje się w tym przypadku zaskakująco zbieżny z omówionym wyżej przebiegiem bilansu wodnego (BW). Ujemne wartości klimatycznego bilansu wodnego pojawiają się w obu bilansach w sezonie kwiecień-czerwiec (tab. 7). Parowanie rzeczywiste (terenowe, ETR) w skali roku stanowi około 93% parowania potencjalnego ETP. Potwierdza się wniosek, że od kwietnia do czerwca trwa w Polsce sezon suchy, przy czym maj okazuje się najbardziej suchym miesiącem w roku. Być może nieprzypadkowo właśnie tego miesiąca dotyczy pradawna ludowa prognoza oczekiwanych plonów, zależnych od pogody w maju: „...mokry maj – będzie żyto niczym gaj”.

Tabela 8 pokazuje relacje poszczególnych miar salda promieniowania, opadów i parowania w wybranych sezonach o różnym czasie trwania. Aby ułatwić porównania, poszczególne wielkości określono w odniesieniu do liczby dni danego sezonu i wyrażono w jednostkach MJ/m²doba i mm/doza. W przebiegu rocznym wyróżniono:

- Sezon trwający od marca do października (III–X), w którym saldo promieniowania jest dodatnie. Pozytywne, choć niewielkie wartości przybierają bilans wodny i klimatyczny bilans wodny. Parowanie terenowe wykorzystuje około 77% energii salda promieniowania ($Q = LE_{TR}/R_n = 0,77$)
- Sezon obejmujący kwiecień, maj i czerwiec (IV–VI), w którym bilans wodny i klimatyczny bilans wodny są ujemne. Saldo promieniowania, parowanie terenowe i parowanie potencjalne, jak i ciepło zużywane w procesie parowania terenowego oraz wysokość opadu krytycznego osiągają maksima na tle pozostałych sezonów. Jednocześnie udział ciepła parowania LE_{TR} w wielkości energii salda promieniowania R_n jest wyjątkowo mały – współczynnik $Q = 0,67$.
- Sezon od maja do października (V–X) czyli cieplejsza połowa roku wyróżnia się znaczną wysokością opadów (P_{sk}) i ciepła potrzebnego do ich wyparowania (LP_{sk}). Parowanie terenowe w tym półroczu pochłania $\frac{3}{4}$ energii promieniowania ($Q = 0,75$).
- Sezon od listopada do lutego (XI–II) odznacza się ujemnym saldem promieniowania. Reprezentuje on za to największe pozytywne wartości zarówno bilansu wodnego, jak i klimatycznego bilansu wodnego. W świetle ujemnych średnich wartości salda promieniowania należałoby przyjąć, że parowanie w takich warunkach ustaje. Trzeba jednak zauważyć, iż w tej chłodnej porze roku powierzchnia czynna może korzystać z dopływu ciepła gleby (G) oraz ciepła jawnego z atmosfery (S) – podczas adwekcji ciepłych mas powietrza. Ponadto także w zimie, zwłaszcza w okresie dnia, saldo promieniowania bywa często dodatnie i energia promieniowania może wprost przyczyniać się do uruchomienia procesów parowania. Takie epizody przychodów energii promieniowania składają się na większe od zera miesięczne i sezonowe sumy parowania w okresie, w którym średnie wartości salda R_n są ujemne. Spróbujemy dalej wykazać, że zasoby energii wykorzystywane w procesie parowania w okresie listopad-luty równoważą się z wielkością nadwyżek energii z pozostałej części roku, w której saldo promieniowania jest dodatnie.

Parowanie terenowe (ETR) i parowanie potencjalne (ETP) w sezonie XI–II przyjmują najniższe wartości, ale warto zauważyć, że właśnie dzięki temu przyczyniają się w znaczącym stopniu do formowania się pozytywnych wartości bilansu wodnego w skali rocznej. Nadwyżka opadów nad parowaniem terenowym w sezonie XI–II (132 mm) stanowi $\frac{3}{4}$ rocznego bilansu wodnego (175 mm, zob. tab. 8).

Związek bilansu wodnego, a w szczególności parowania z bilansem promieniowania znajduje odzwierciedlenie w postaci następującej próby wyjaśnienia źródeł energii parowania w sezonie jesienno-zimowym (XI–II). Założono, że parowanie w tym sezonie może korzystać z nadwyżek energii zgromadzonej w pozostałej cieplejszej części roku (III–X) i dostępnej w postaci strumieni ciepła jawnego z gruntu (G) i z atmosfery (S).

Tab. 8. Średnie sezonowe i roczne wartości salda promieniowania R_n oraz charakterystyk opadów (P_{sk}) parowania terenowego (ETR) i parowania potencjalnego (ETP) na obszarze Polski oraz współczynniki wykorzystania na parowanie energii promieniowania (Q). Objasnienia jak w tab. 7. W nawiasach – sumy sezonowe i roczne w mm.

Sezon – rok (I–XII)	III–X	IV–VI	V–X	XI–II	I–XII
Saldo promieniowania [MJ/m ² d]					
R_n	6,38	8,80	7,23	-1,83	3,68
Opady mm/d					
P_{sk}/d (mm)	2,15 (526 mm)	2,13 (194 mm)	2,38 (437 mm)	1,53 (184 mm)	1,95 (711 mm)
LP_{sk}	5,32	5,29	5,89	3,80	4,86
P_0^* mm/d (mm)	2,58 (632 mm)	3,54 (322 mm)	2,92 (537 mm)	0 0	1,48 (542 mm)
Parowanie terenowe [mm/d]					
ETR/d (mm)	1,98 (484 mm)	2,37 (216 mm)	2,18 (401 mm)	0,43 (52 mm)	1,47 (536 mm)
LE_{TR}	4,90	5,89	5,40	1,07	3,64
BW^{**} mm/d (mm)	0,17 (42 mm)	-0,24 (-22 mm)	0,20 (36 mm)	1,10 (132 mm)	0,48 (175 mm)
Q^{***}	0,77	0,67	0,75	-	0,99
Parowanie potencjalne [mm/d]					
ETP/d	2,11	2,52	2,27	0,48	1,57
KBW mm/d (mm)	0,04 (10 mm)	-0,38 (-35 mm)	0,10 (19 mm)	1,05 (126 mm)	0,37 (136 mm)

*opad krytyczny $P_0 = R_n/L$ ** $BW = P_{sk} - ETR$ *** $Q = LE_{TR}/R_n$

Suma przychodów promieniowania (suma dodatnich wartości salda R_n) w okresie od marca do października wynosi 1568 MJ/m², straty energii wskutek parowania w tym okresie można ocenić na 1202 MJ/m²; pozostaje więc nadwyżka energii 1568 – 1202 = 366 MJ/m². Z tej nadwyżki w sezonie jesienno zimowym (XI–II) powierzchnia czynna traci wskutek wypromieniowania –219 MJ/m², tzn. sumę ujemnych wartości salda R_n w okresie XI–II. Z nadwyżki 366 MJ/m² „w dyspozycji” do wykorzystania na parowanie pozostaje zatem energia równa 366 – 219 = 147 MJ/m². Wystarcza ona na wyparowanie 59 mm warstwy wody.

W rzeczywistości, na podstawie wykonanej oceny ETR (tab. 7 i 8) parowanie terenowe w sezonie XI–II wynosi 52 mm, ciepło parowania tej ilości wody – 129 MJ/m². Poniżej syntetyczny obraz przeprowadzonych wyliczeń:

$$R_n - LE_{TR} (III-X) = +1568 - 1202 = +366 \text{ MJ/m}^2$$

$$LE (XI-II): +366 - 219 = +147 \text{ MJ/m}^2 \leftrightarrow 59 \text{ mm}$$

$$\text{ocena ETR}(XI-II): 52 \text{ mm} \leftrightarrow 129 \text{ MJ/m}^2$$

Różnica między ocenami ETR (59 mm *versus* 52 mm) nie jest zbyt wielka i uzasadnia wykorzystanie bilansu energii w określaniu wielkości rzeczywistego parowania. W tym ujęciu „sprawność” wykorzystania energii na parowanie (Q) w sezonie jesienno-zimowym (XI–II) wynosi 0,88.

W kontekście pojawia się tu kwestia oceny energii, wykorzystywanej w procesie parowania – jako części energii dostępnej w ciągu całego roku. Pierwotnie stwierdzono, iż niemal cała energia promieniowania (czyli roczne saldo R_n) zostaje zużyta na parowanie ($Q = 0,99$ – zob. wstępna część tego rozdziału): parowanie pochłania rocznie 1329 MJ/m² podczas gdy roczne saldo R_n wynosi 1344 MJ/m². Dyspozycyjna wielkość dostępnej energii jest jednak większa od $R_n = 1344 \text{ MJ/m}^2$ i jak pokazują zaprezentowane wyliczenia określa ją wartość przychodu energii promieniowania w sezonie III–X oraz pozostająca do wykorzystania w sezonie XI–II energia 147 MJ/m². Mamy zatem saldo promieniowania sezonu III–X: $R_n = 1568 \text{ MJ/m}^2$ i energię „przeniesioną” w postaci ciepła jawnego na sezon jesienno-zimowy XI–II: $G+S = 147 \text{ MJ/m}^2$. Łącznie jest to więc 1715 MJ/m², a wobec rocznej wielkości ciepła zużytego na parowanie $LE_{TR} = 1329 \text{ MJ/m}^2$ stosunek $Q = 1329/1715 = 0,77$. Można zatem powiedzieć,

że na parowanie w Polsce zużywa się około $\frac{3}{4}$ dostępnej energii promieniowania i ciepła jawnego oraz podkreślić, iż obie postacie dostępnej energii, jak i sam proces parowania mają swoje źródło w bilansie promieniowania, o którym z kolei decyduje przede wszystkim dopływ promieniowania słonecznego. Zatem wniosek, że parowanie zużywa niemal całość energii określonej przez saldo promieniowania nie jest być może błędny; potwierdzają go zarówno wywody Arystotelesa o obiegu wilgoci, jak i wnioski współczesnych badaczy, mówiących o saldzie promieniowania jako „sile napędowej” procesu parowania.

Rozpatrywane tu średnie wartości składników bilansu wodnego z całego obszaru kraju nie pokazują ich geograficznego zróżnicowania, które jest dość znaczne. W tab. 9 przedstawiono przykłady danych, ilustrujących przestrzenną zmienność opadów (P_{sk}), wartości bilansu wodnego (opad P_{sk} – parowanie terenowe ETR), wskaźnika suchości klimatu (RIA) oraz współczynnika wykorzystania przychodów promieniowania w procesie parowania (Q). Dodatkowo, przedstawiono przybliżone wartości odpływu jednostkowego (H) w regionach, reprezentowanych przez wybrane stacje meteorologiczne (zaczepnięto je z mapy Michalczyka 2017, str.156). Tabela 9 zawiera także dane, świadczące o znaczeniu warunków wilgotnościowych dla środowiska przyrodniczego: są to oceny wielkości rocznych przyrostów biomasy w lasach tzw. krain przyrodniczo-leśnych (B, w t/km² rok), na terenie których leżą porównywane w tab. 9 stacje meteorologiczne. Potencjalne przyrosty (produkcyjność) biomasy B w krainach przyrodniczo-leśnych Polski zaczerpnięto z pracy Trampler i in. (1990).

Tab. 9. Składniki i wskaźniki bilansu wodnego w wybranych miejscowościach Polski – średnie wartości roczne (I-XII) i średnie z sezonu marzec-październik (III-X)*. Oprac. własne na podstawie danych z różnych źródeł.
Pogrubiona czcionka wyróżnia wartości wyższe od średniej krajowej

Stacja	Rok (I-XII)					Sezon * III-X		
	P_{sk} [mm]	P-ETR [mm]	RIA ($R_n/L_{P_{sk}}$)	Q (LE_{TR}/R_n)	H [dm ³ /s km ²]	P-ETR [mm]	Q (LE_{TR}/R_n)	B [t/harok]
Ustka	836	306	0,65	0,98	6,0	114	0,73	4,13
Kolobrzeg	787	268	0,73	0,87	5,5	103	0,68	4,13
Suwalki	698	171	0,81	0,93	6,5	38	0,74	3,86
Chojnice	668	154	0,85	0,91	7,0	32	0,72	3,20
Białystok	690	181	0,79	0,93	4,0	57	0,73	3,86
Gorzów W.	647	106	0,82	1,02	4,5	-28	0,80	3,20
Warszawa	633	46	0,90	1,03	3,5	-51	0,81	3,64
Poznań	621	38	0,85	1,10	2,5	-68	0,85	3,20
Łódź	670	107	0,81	1,04	4,5	-14	0,82	4,33
Puławy	674	165	0,88	0,86	3,5	51	0,69	4,33
Wieluń	714	183	0,79	0,94	3,5	62	0,73	3,20
Kraków	793	295	0,66	0,95	6,5	175	0,73	4,33
Jelenia Góra	823	294	0,66	0,97	≥10	185	0,74	5,36
Średnie krajowe	711	175	0,76	0,99	5,6	42	0,77	4,06

* – sezon salda promieniowania $R_n \geq 0$

Geografię klimatycznego bilansu wodnego oraz wskaźnika suchości klimatu przedstawioną na rys. 7 i 6, warto uzupełnić uwagą mówiącą, że mapy pokazują trafnie układ przestrzenny tych wskaźników, ale zarazem zawierają oceny, wynikające z zaniżonych wysokości opadów atmosferycznych, reprezentowanych przez opady zmierzone. Oceny te powinny być podniesione o około 20%. Niestety, także i inne oceny, w tym wartości podane w tabelach 8 i 9, mimo wykorzystania skorygowanych wysokości opadów, nie są pozbawione błędów, wynikających m.in. z nie w pełni porównywalnych danych źródłowych oraz zastosowania przybliżonych oszacowań miesięcznych wartości ETR. Trzeba by zatem wiele podanych w tym wykładzie miar opatrzyć przysłówkiem „około”...

Wskaźniki bilansu wodnego przedstawione w tabeli 9 stanowią potwierdzenie quasi-strefowego rozmieszczenia odpływów na obszarze Polski (Jokiel 2004, Michalczyk 2017). Podobny quasi-strefowy

układ reprezentują opady i bilans wodny oraz wskaźnik suchości klimatu RIA, które wskazują na istnienie równoleżnikowych stref nawiązujących wyraźnie do znanych od dawna regionów klimatycznych Polski (Romer 1949, Gumiński 1948). Mamy zatem strefę klimatu pobrzeża, strefę klimatów pojezierzy, pasa nizin środkowych Polski, a dalej na południe – klimaty wyżyn, przedgórzy i gór. Niziny reprezentują najwyższy stopień suchości klimatu ($RIA \approx 0,9$), pobrzeże oraz regiony górskie – są najwilgotniejsze ($RIA \approx 0,65$). Na nizinach w części roku od marca do października (III–X) bilans wodny reprezentują wartości ujemne, a w ciągu całego roku – tylko niewielkie wartości pozytywne¹⁸ (w Poznaniu odpowiednio – 68 mm i +38 mm, tab. 9).

Na wybrzeżu, podobnie jak w regionach podgórskich przychodowa część rocznego bilansu wodnego stanowi około 1/3 wysokości opadów, na nizinach – udział ten zmniejsza się do 6–7% (por. Poznań i Warszawa, tab. 9). Odpływy jednostkowe korelują z bilansem wodnym: wartości H wyższe od średniej krajowej ($H = 5,64 \text{ dm}^3/\text{s km}^2$) występują na północy i na południu Polski. W górach odpływy mogą znacznie przekraczać $10 \text{ dm}^3/\text{s km}^2$ – Michalczyk (2017) podaje, że w Karpatach i Sudetach sięgają one do 15–30, a w Tatrach nawet do $40 \text{ dm}^3/\text{s km}^2$. Ten sam autor zwraca jednocześnie uwagę na pewne „zaburzenia”, występujące w strefie niskich odpływów Polski nizinnej. Píše on, że „na obszarze Wzniesień Łódzkich izoreje 4 i $5 \text{ dm}^3/\text{s km}^2$ tworzą rodzaj półwyspu, obejmującego zlewnie górnej i środkowej Bzury, Neru, środkowej Pilicy i Warty...” (Michalczyk 2017, str. 156). Jak wynika z danych prezentowanych w tab. 9 odpływ w okolicach Łodzi, nie jest wprawdzie większy od średniego odpływu krajowego, ale pozytywnie wyróżnia się na tle odpływów z rejonu Poznania, Warszawy, Puław i Wielunia. Tymczasem pozytywny bilans wodny Łodzi (BW) nie dorównuje bilansom w Puławach i Wieluniu, roczne opady w Łodzi też są nieco niższe (tab. 9).

Warto może dodać tu komentarz na temat znanej już z historii obfitości zasobów wodnych i gęstości sieci rzecznej w regionie łódzkim: rzeki (rzeczki?) takie jak Ner, Jasień, Łódka, Sokołówka i górna Bzura były podstawą zaopatrzenia w wodę, a także hydroenergię rozwijającego się od początku XIX w. przemysłu włókienniczego w Łodzi i zarazem gwałtownego rozwoju samego miasta. Obecnie rzeki łódzkie mogą być z trudem rozpoznawane wśród miejskiej zabudowy, a sam przemysł włókienniczy – też prawie nie istnieje.

Opady i odpływy ulegają znaczącym zmianom z roku na rok. Względna różnica średnich opadów w najbardziej suchych i w najwilgotniejszych latach wynosi 53%, natomiast różnica wartości całkowitych odpływów z obszaru Polski osiąga 89% wartości odpływu średniego. Oznacza to, że znaczna zmienność opadów atmosferycznych przekłada się na jeszcze większą zmienność zasobów wodnych

Zasoby wodne wpływają nie tylko na industrializację i urbanizację, ale także – jak już wspomniano – kształtują warunki wegetacji i produkcji biomasy w lasach. Przykład Łodzi jest tu ponownie charakterystyczny: według regionalizacji przyrodniczo-leśnej (Tramplera i in. 1990) Ziemia Łódzka zalicza się do Krainy Małopolskiej (VI), której granice rozciągają się w formie „półwyspu” kilkanaście kilometrów na północ od Łodzi i odpowiadają m.in. północnemu zasięgowi występowania drzewostanów jodłowych, wymagających względnie wilgotnego klimatu. Potencjalne przyrosty biomasy w Krainie VI są znacząco wyższe od przyrostów w Krainie Wielkopolsko-Pomorskiej (III) i Krainie Mazowiecko-Podlaskiej (IV), a nawet nieco wyższe od średnich przyrostów w całej Polsce. Przyrosty te podano w kolumnie „B” w tab. 8. Ponownie widać, że stopień suchości klimatu negatywnie oddziałuje na wegetację roślinności leśnej. Oddziaływania te wyraża równanie regresji liniowej¹⁹:

$$B = -4,56 \text{ RIA} + 8,40(\pm 0,28) \text{ t/ha rok}$$

oraz istotny negatywny współczynnik korelacji: $r = -0,87(\pm 0,06)$.

¹⁸ „Niewielkie”, ale jednak **pozytywne** wartości bilansu wodnego w Wielkopolsce! Autorzy „Mitu stepowienia Wielkopolski” z pewnością zaakceptują ten rezultat (zob. Ilnicki i in. 2012).

¹⁹ Wg Kożuchowski 2017, przyrosty biomasy B wg Tramplera i in. (1990), współczynnik RIA na podstawie zmierzonych sum rocznych opadu.

Pewnym zaburzeniem związków między przyrostami biomasy i stopniem suchości klimatu są względnie niskie przyrosty, przypisane obszarowi Polski północno-wschodniej (Suwałki i Białystok: $B = 3,86 \text{ t/km}^2 \text{ rok}$). Zaburzenie wynika zapewne z ostrości klimatu w okolicach „bieguna zimna” Polski. Roślinność wymaga zarówno wilgoci, jak i ciepła.

Korelacja przyrostów biomasy i opadów, określających indeks RIA, znajduje wyjaśnienie w postaci znanego leśnikom **współczynnika transpiracji**, który określa stosunek masy wody przepływającej przez tkanki roślin i transpirującej na ich powierzchni do przyrostu suchej masy danej rośliny. Dla powszechnie występujących w lasach gatunków drzew współczynniki te wynoszą: dla jodły 86, dla sosny 123, dla świerka 242, dla dębu 616 i dla buka 1043. Oznacza to, iż do produkcji 1 kg suchej masy sosny potrzeba 123 kg wody, taka sama masa dębu wymaga zużytkowania 616 kg wody w procesie transpiracji itd.

W zimie występują w naszym klimacie opady w postaci śniegu. Średnio w roku notuje się 30–50 dni z opadem śniegu, w najchłodniejszej, północno-wschodniej części kraju – do 70 dni. W okresie od grudnia do marca przez około 46% dni zalega na powierzchni ziemi pokrywa śnieżna²⁰. W górach zarówno częstość opadów śniegu, jak i czas zalegania pokrywy śnieżnej są znacznie większe niż w pozostałej części kraju; wysoko w Tatrach śnieg utrzymuje się w ciągu 200 dni w roku, a opady śnieżne pojawiają się także w miesiącach letnich. Pokrywa śnieżna stanowi specyficzną, sezonową formę retencji; po śnieżnych zimach topnienie śniegu łagodzi skutki rozwijających się wiosną niedoborów wilgoci glebowej. Jednocześnie wzrastają przepływy wód w rzekach.

Niekiedy gwałtowne topnienie pokrywy śnieżnej, podobnie jak nawałne opady, prowadzić mogą do wezbrań powodziowych. Przykładem powodzi roztopowej było wezbranie wód Drwęcy (prawobrzeżny dopływ Wisły, ujście w okolicach Torunia) w marcu 2005 r. Pokrywa śnieżna o grubości 29 cm zawierała 69 mm wody i znikła w ciągu trzech dni. W ostatnim dniu roztopów z dorzecza Drwęcy spłynęło 40 mm wody, a ponadto spadł deszcz (8 mm). W rezultacie przepływ Drwęcy osiągnął $120 \text{ m}^3/\text{s}$ i był czterokrotnie wyższy od średniego przepływu wieloletniego. Poziom wód Drwęcy o 66 cm przekraczał stan alarmowy (Sasim i Ceran 2006). Okazuje się, że retencja wód w pokrywie śnieżnej (ale i w sztucznych zbiornikach retencyjnych, powodujących zatopy lodowe i powodzie zatorowe) nie zasługuje na jednoznacznie pozytywną ocenę.

Na przychodową część bilansu wodnego, poza opadami deszczu bądź śniegu, składają się jeszcze takie produkty kondensacji pary wodnej, jak szron, sadz i rosa. W górach, na dowietrznych stokach, osady sadzi mogą stanowić nawet 1/3 część sumy i tak wysokich tam opadów rocznych. Ten obfity osad bywa nazywany „**opadem poziomym**”. Dość istotną rolę w bilansie wodnym spełniać może też rosa; miejscami na Pojezierzu Mazurskim osad rosy stanowi 12% występujących tam opadów. Z drugiej strony – w ramach strat bilansowych występuje **sublimacja** („parowanie”) pokrywy śnieżnej. Zapewne jednak ten proces (podobnie jak powstawanie szronu czy rosy) nie ma wielkiego znaczenia w bilansie wodnym. Ciepło sublimacji jest nieco większe od ciepła parowania ciekłej wody, a ponadto wysokie albedo śniegu nie sprzyja pochłanianiu energii promieniowania słonecznego.

Według dominującej opinii badaczy – klimatologów i hydrologów – zasoby wodne Polski są co najmniej skromne. Skłonność do częstych lat posusznych w nizinnej części Polski, przy niskich wysokościach opadów normalnych i znikomej (lub żadnej) nadwyżce opadów nad parowaniem terenowym świadczą o bardzo ograniczonych zasobach wodnych tego obszaru, zajmującego większą część terytorium kraju.

W ocenach prognozowanych na XXI wiek warunków higroklimatycznych przeważa teza mówiąca, że w przyszłości – wraz z postępującym ociepleniem – wystąpi tzw. **efekt pobudzenia cyklu hydrologicznego**. „Procesy hydrologiczne będą zachodziły szybciej i z większą intensywnością wskutek czego przekształceniu ulegnie ich rozkład sezonowy” (Gutry-Korycka i Jokiel, 2017, str. 302), Progno-

²⁰ Częstość opadów śniegu i czas trwania pokrywy śnieżnej oceniono według danych z drugiej połowy XX wieku. Współczesna śnieżność zim w Polsce ulega znaczącej redukcji w związku z ociepleniem klimatu.

zowane są m.in. znaczące deficyty opadów letnich, przyrosty rocznych odpływów rzecznych, a wskutek wydłużenia okresu wegetacji – wzrost transpiracji roślin. Nasilą się takie ekstremalne zjawiska jak powodzie (w tym wezbrania zimowe), susze glebowe oraz sezonowe niżówki przepływów rzecznych i trwałe obniżenie poziomu wód podziemnych.

Autorzy tzw. scenariuszy klimatycznych z dystansem traktują prognozy zmian wysokości opadów w XXI wieku. Wśród różnych opinii najpewniejszą jest prognoza przyrostu w Polsce opadów zimowych oraz możliwe zmniejszenie opadów letnich – zgodnie z postępującą ku północy „ekspansją” klimatu śródziemnomorskiego. Być może wniosek ten znajduje już potwierdzenie w postaci obserwowanego w ciągu ostatnich lat istotnego przyrostu opadów w marcu, a także wzrostu insolacji i temperatury powietrza w sezonie letnim.

Opis perspektywy współczesnych zmian klimatycznych wykracza poza zakres rozważań Arystotelesa na temat obiegu „wilgoci i suchości” w atmosferze Ziemi. Wzmianka o scenariuszach zmian klimatu powinna więc zakończyć ten wykład o zjawisku opadu i jego korelatach stwierdzeniem, **eksponującym związek bilansu wodnego z bilansem energii promieniowania. Cykl krążenia wody wymaga wody, energii i... grawitacji, bez której deszcz by nie padał, a rzeki nie spływały do morza...**

Literatura

- Arystoteles (ok. 450 . p.n.e.) Meteorologia. O Świecie. Tłum. A. Paciorek, PWN Warszawa, 1962, ss. 256.
- Bac S., Rojek M., 1999. Meteorologia i klimatologia w inżynierii środowiska. Wyd. Akademii Rolniczej we Wrocławiu. Wrocław, ss. 314.
- Bac S., Rojek M., 2012. Meteorologia i klimatologia w inżynierii środowiska. Wyd. Uniwersytetu Przyrodniczego, Wrocław, ss. 276.
- Bernas M., Kolendowicz L., 2013. Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na występowanie ekstremalnych opadów atmosferycznych w Poznaniu w latach 1920-2010. *Badania Fizjograficzne*, 4 Seria A – Geografia Fizyczna, s. 7-27.
- Bogdanowicz E., Stachy J., 1998. Maksymalne opady deszczu w Polsce. Charakterystyki projektowe. Materiały Badawcze IMiGW, seria Hydrologia i Oceanologia, 23, ss. 85.
- Bogucka M., 1998. Niektóre aspekty zmienności opadów maksymalnych dobowych w Warszawie i okolicy. *Acta Universitatis Lodzensis, Folia Geographica Physica*, 3, s. 417-425.
- Bordi I., Zhu X., Fraedrich K., 2016. Precipitation water vapor and its relationship with the Standardized Precipitation Index: ground-based GPS measurements and reanalysis data. *Theoretical and Applied Climatology*, 123, 1, s. 263-275.
- Bryś K., Bryś T., Marsz A.A., Styszyńska A., 2022. Zmierzone parowanie potencjalne we Wrocławiu a parowanie terenowe obliczone za pomocą wskaźnika Iwanowa. *Annales UMCS, sectio B*, 77, s. 131-148.
- Budyko M.I., 1975. *Klimat i życie*. PWN, Warszawa, ss. 527.
- Cebulak E., 1992. Maksymalne opady dobowe w dorzeczu górnej Wisły. *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne*, 90, s. 80-96.
- Cebulak E., Pyrc R., 2006. Metody opracowania zdarzeń ekstremalnych na przykładzie opadów atmosferycznych o natężeniu >100 mm/dobę w dorzeczu górnej Wisły w XX i XXI wieku. [w:] Maciejewski M., Ostojki M. (red.) *Zagrożenia środowiska naturalnymi zjawiskami ekstremalnymi*. Monografie IMiGW, Warszawa, ss. 9-26.
- Chomicz K., 1951. Ulewy i deszcze nawalne w Polsce. *Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej*, 2, 3; s. 5-88.
- Chomicz K., 1971. Ocena rzeczywistych wysokości opadu atmosferycznego w Polsce. Wyd. IMiGW, Warszawa.
- Chomicz K., 1976. Opady rzeczywiste w Polsce (1931–1960). *Przegląd Geofizyczny*, 21(29), 1; s.19-26.
- Chomicz K., *Materiały do poznania agroklimatu Polski*. Wyd. Komitetu Melioracji PAN, Warszawa, ss. 296.
- Degirmendzić J., Kożuchowski K., 2015. Szlaki niżów śródziemnomorskich nad Europą Środkowo-Wschodnią a opady w Polsce. *Przegląd Geograficzny*, 87, 3; 477-496.

- Degirmendzić J., Kożuchowski K., 2016a. Aktywność niżów śródziemnomorskich nad Polską a cyrkulacja w górnej i środkowej atmosferze. *Przegląd Geofizyczny*, 61, 1-2, s. 3-30.
- Degirmendzić J., Kożuchowski K., 2016b. Niże śródziemnomorskie jako czynnik klimatu Polski. Wydawnictwo UŁ., Łódź, ss. 166.
- Doroszewski A., Górski T., 1995. Prosty wskaźnik ewapotranspiracji potencjalnej. *Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu*, CCLXXI, s. 3-8.
- Dynowska I., 1991. Obieg wody [w:] Starkel L. (red) *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, s. 355-385.
- Fortuniak K., 2010. Radiacyjne i turbulencyjne składniki bilansu cieplnego terenów zurbanizowanych na przykładzie Łodzi. Wydawnictwo UŁ, Łódź, ss. 232.
- Grela J., Słota H., Zieliński J., 1997. Monografia powodzi, lipiec 1997. IMiGW, Warszawa.
- Gumiński R., 1948. Próba wydzielenia dzielnic rolniczo-klimatycznych Polski. *Przegląd Meteorologiczny i Hydrologiczny*, 1, s. 7-20.
- Gutry-Korycka M., Jokiel P., 2017. Wody powierzchniowe [w:]. Jokiel P. Marszelewski W., Pociask-Karteczka J. (red.), *Hydrologia Polski*. Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, s. 281-287.
- Ilnicki P., Farat R., Górecki K., Lewandowski P., 2012. Mit stepowienia Wielkopolski w świetle wieloletnich badań obiegu wody. Wydawnictwo Uniwersytetu Przyrodniczego, Poznań, ss. 398.
- Jaworski J., Paszyński J., 1978. Straty ciepła w procesie parowania terenowego i potencjalnego na tle innych czynników bilansu cieplnego powierzchni czynnej. *Przegląd Geofizyczny*, 23(3), s. 171-179.
- Jokiel P., 2007. Zmiany, zmienność i ekstremalne sumy parowania terenowego i ewapotranspiracji potencjalnej w Łodzi w drugiej połowie XX wieku. *Acta Universitatis Lodzianensis, Folia Geographica Physica*, 8, s. 63-88.
- Kaczorowska Z., 1962. Opady w Polsce w przekroju wieloletnim. *Prace Geograficzne IG PAN*, 33, ss.172.
- Kędziora A., 1995. Podstawy agrometeorologii. PWRiL, Poznań, ss. 264.
- Kędziora A., 2005. Przyrodnicze podstawy gospodarowania wodą w Polsce. [w:] Ryszkowski L., Kędziora A. (red.) *Ochrona środowiska w gospodarce przestrzennej*. ZBSRiL PAN, Wydawnictwo Produkt, Poznań, s. 75-113.
- Kłysik K., Fortuniak K., 1993. Maksymalne opady dobowe w środkowej Polsce. *Przegląd Geograficzny*, 64, 1-2, s. 97-119.
- Kossowska-Cezak U., Bajkiewicz-Grabowska E., 2008. Podstawy hydrometeorologii. Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, ss. 253.
- Kozyra J., 2006. Zastosowanie modelu agroklimatu Polski (MAP) do tworzenia numerycznych map opadów atmosferycznych w Polsce. [w:] Mięka K., Ropuszyński P. (red.) *Współczesna meteorologia i klimatologia w geografii i ochronie środowiska*. Wydawnictwo PTGeogr. Oddział Wrocławski, Wrocław, s. 69-76.
- Kożuchowski K. (red.), 2005. *Meteorologia i klimatologia*. Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, ss.322.
- Kożuchowski K. 2011. *Klimat Polski. Nowe spojrzenie*. Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, ss. 293.
- Kożuchowski K., 2013. Saldo promieniowania i higroklimatyczne warunki wegetacji w Polsce. *Przegląd Geofizyczny*, 58, 1-2, s. 41-54.
- Kożuchowski K., 2013. Ocena higroklimatycznych warunków wegetacji w Polsce, *Monitoring Środowiska Przyrodniczego, Kieleckie Tow. Nauk. Kielce*, 14, s. 103-111.
- Kożuchowski K., 2014. *Meteorologia i klimatologia dla studentów leśnictwa*. Wyd. UŁ, Łódź, ss. 369.
- Kożuchowski K., 2015. Obfitość opadów w Polsce w przebiegu rocznym. *Przegląd Geofizyczny*, 60, 1-2, s. 27-38.
- Kożuchowski K., 2016. Zawartość wody opadowej w atmosferze i opady w Polsce. *Przegląd Geofizyczny*, 61, 3-4, s. 151-169.
- Kożuchowski K., 2017. Opady atmosferyczne, [w:]. Jokiel P. Marszelewski W., Pociask-Karteczka J. (red.) *Hydrologia Polski*. Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, s. 36-44
- Lambor J., 1954. Stepowienie środkowych obszarów Polski. *Prace PIHM*, 34, ss.47.
- Lambor J., 1956. Potencjalne możliwości stepowienia w Polsce. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych*, 7, s. 51-64.
- Lambor J., 1971. *Hydrologia inżynierska*. Arkady, Warszawa, ss. 363.
- Lenart W., 1980. Zarys problematyki opadu rzeczywistego. *Przegląd Geofizyczny*, 33, 3-4, s. 303-316.
- Lenart W., 1983. Transport pary wodnej nad terytorium Polski. *Przegląd Geofizyczny*, 28, 3-4, s. 281-290.

- Lorenc H. (red.), 2005. Atlas klimatu Polski. IMGW Warszawa, ss. 115.
- Łupikasza E., 2010. Genetyczne typy opadów ekstremalnych w sezonie letnim w Polsce oraz ich zmienność wieloletnia w okresie 1951–2007. [w:] Bednorz E. (red.) Klimat Polski na tle klimatu Europy. Warunki termiczne i opadowe. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, s. 131-145.
- Majewski G., Przewoźniczuk W., Kleniewska M., 2010. Warunki opadowe na stacji meteorologicznej Ursynów SGGW w latach 1960–2009. Przegląd Naukowy – Inżynieria i Kształtowanie Środowiska 2, (48), s. 3-22.
- Malinowska M., 2010. Zawartość wody opadowej nad Polską w latach 1981–2009. [w:] Bednorz E. (red.) Klimat Polski na tle klimatu Europy. Warunki termiczne i opadowe. Studia i Prace z Geografii i Geologii 15, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, s. 107-115.
- Malinowska M., Miętus M., 2010. Opady o dużym natężeniu w Gdyni i ich uwarunkowania atmosferyczne. [w:] Ciupa T., Suligowski R. (red.) Woda w badaniach geograficznych. Instytut Geografii Uniwersytetu Jana Kochanowskiego, Kielce, s. 49-58.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2022. Proces ocieplenia w Polsce – przebieg i przyczyny. Przejaw wewnętrznej dynamiki systemu klimatycznego czy proces antropogeniczny? Prace i Studia Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych UW, 7, 2, s. 51-82.
- Miara K., Paszyński J., Grzybowski J., 1987. Zróżnicowanie przestrzenne bilansu promieniowania na obszarze Polski. Przegląd Geograficzny, 4, s. 487-509.
- Mrugała S., 2001. Opady atmosferyczne o normalnej i anomalnej wysokości na obszarze Polski (1951–1990). Wydawnictwo UMCS, Lublin, ss.194.
- Niedźwiedz T., 2003. Extreme precipitation in Central Europe and its synoptic background. Papers on Global Change, 10, s. 15-30.
- O'Neill P., 1997. Chemia środowiska. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, ss 308.
- Pasławski Z., 1992. Hydrologia i zasoby wodne w dorzeczu Warty. [w:] Konferencja „Ochrona i racjonalne wykorzystanie zasobów wodnych na obszarach rolniczych Wielkopolski”. Poznań, 12.1991 s. 5-28.
- Paszyński J., 1972. Studies on the heat balance and on evaporation. Polish Academy of Sciences, Institute of Geography. Geographia Polonica, 22, s. 35-53.
- Paszyński J., Niedźwiedz T., 1991. Klimat. [w:] Starkel L. (red) Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, 296-355.
- Paszyński J., Kędziora A., Tuchołka S., Kapuściński J., Olejnik J., 1995. Wpływ rodzaju powierzchni czynnej na strukturę bilansu cieplnego. [w:] Krawczyk B., Błażejczyk K. (red.) Współczesne badania klimatologiczne. Conference Papers IGIPZ PAN, 23, Warszawa, s. 69-92.
- Prokop P., 2006. Maksymalne opady oraz czas ich trwania na świecie i w Polsce. Przegląd Geofizyczny, 51, 2; s. 147-160.
- Przybylak R., 2011. Changes in Poland's climate over the last millenium. Czasopismo Geograficzne, 82, 1-2, s. 23-48.
- Przybylak R., Wójcik G., Marciniak K., Chorążewski W., Nowosad M., Syta K., 2004. Zmienność warunków termiczno-opadowych w Polsce w okresie 1501-1840 w świetle danych historycznych. Przegląd Geograficzny, 76, 1, s. 5-31.
- Przybylak R., Vizi Z., Araźny A., Kejna M., Maszewski R., Uscka-Kowalewska J., 2007. Poland's climate extremes index, 1951-2005. Geographia Polonica, 80, 2, s. 47-58.
- Rekordy klimatyczne Polski, http://pl.wikipedia.org/wiki/Rekordy_klimatyczne_w_Polsce
- Rojek M., 2001. Klimatyczny bilans wodny Polski w okresie 1961–1995. [w:] Koźmiński C., Michalska B.. Atlas klimatyczny ryzyka uprawy roślin w Polsce. Wyd. Akademia Rolnicza i Uniwersytet Szczeciński. Szczecin.
- Rojek M., Wiercioch T., 1995. Zmienność czasowa i przestrzenna parowania wskaźnikowego, ewapotranspiracji aktualnej i niedoborów opadowych w Polsce nizinnej w okresie 1951–1990. Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu. Monografie, 65, 238, ss. 51.
- Rojek M., Żyromski A., 2004. Agrometeorologia i klimatologia. Wyd. Akad. Rolniczej, Wrocław, ss. 184.
- Romer E., 1949. Regiony klimatyczne Polski. Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego, ser. B, 16, ss. 16.
- Rzepa M., 2004. Najwyższe dobowe, pięciodniowe i dziesięciodniowe sumy opadów atmosferycznych w Łodzi w latach 1903–2003. Acta Universitatis Lodzianensis, 89, s. 87-100.
- Sasim M., Ceran M., 2006. Ekstremalne zdarzenia wynikające z występowania pokrywy śnieżnej o dużej zawartości wody. [w:] Maciejewski M., Ostojski M. (red.) Zagrożenia środowiska naturalnymi zjawiskami ekstremalnymi. IMiGW, Warszawa, s. 113-129.
- Schmuck A., 1949. O parowaniu potencjalnym. Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego, ser. B, 25, ss. 50.

- Schmuck A., 1959. Zarys klimatologii Polski. PWN, Warszawa, ss. 160.
- Siwek K., 2010. Występowanie na Lubelszczyźnie dobowych sum opadu atmosferycznego >100 mm i ich uwarunkowania cyrkulacyjne (1951–2000). *Annales UMCS, ser. B.*, 65, 2, s. 117-125.
- Skowera B., Wojkowski J., 2003. Changes in hydrothermal conditions in Poland in the period 1931–1990. *Acta Universitatis Wratislaviensis, Studia Geograficzne* 75, s. 262-267.
- Sobik M., Błaś M., 2010. Wyjątkowe zdarzenia meteorologiczne. [w:] Migoń P. (red.) Wyjątkowe zdarzenia przyrodnicze na Dolnym Śląsku, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław, s. 35-59.
- Soczyńska U. (red.), 1997. Predykcja opadów i wezbrań o zadanym czasie powtarzalności. Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa, ss.212.
- Stach A., 2009. Analiza struktury przestrzennej i czasoprzestrzennej maksymalnych opadów dobowych w Polsce w latach 1956-1980. Wydawnictwo Naukowe UAM, ser. Geografia, 8, Poznań, ss. 323.
- Suligowski R., 2013. Opady maksymalne na potrzeby hydrologii. SGGW, pre_suligowski.pdf
- Trampler T., Kliczkowska A., Dmytrenko E., Sierpińska A., 1990. Regionalizacja przyrodniczo-leśna na podstawach ekologiczno-fizjograficznych. Państwowe Wydawnictwo Rolnicze i Leśne, Warszawa, ss. 158.
- Twardosz R., 2000. Wieloletnia zmienność sum dobowych opadów w Krakowie w powiązaniu z sytuacjami synoptycznymi. *Prace Geograf. IG UJ*, 105, s.22-105.
- Twardosz R., 2005. Dobowy przebieg opadów atmosferycznych w ujęciu synoptycznym i probabilistycznym na przykładzie Krakowa (1886–2002). Wyd. IGPZ UJ, Kraków, ss. 176.
- Twardosz R., 2007. Opady atmosferyczne. [w:] Matuszko D. (red.) Klimat Krakowa w XX i XXI wieku. Wyd. IGPZ UJ, Kraków, s. 127-138.
- Ustrnul Z., Czekierda D., 2009. Atlas ekstremalnych zjawisk meteorologicznych oraz sytuacji synoptycznych w Polsce. Wiadomości IMGW Warszawa, ss. 182.
- Wibig J., 2012. Warunki wilgotnościowe w Polsce w świetle wskaźnika standaryzowanego klimatycznego bilansu wodnego. *Woda-Środowisko-Obszary wiejskie*, 12, 2, s. 329-340.
- Wibig J., 2017. Klimatyczny bilans wodny, [w:] Jokiel P. Marszelewski W., Pociask-Karteczka J. (red.) Hydrologia Polski. Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, s. 49-54
- Wibig J., Siedlecki M., 2007. Przestrzenny i czasowy rozkład zawartości wody opadowej w atmosferze nad Europą (1958–2005). [w:] Piotrowicz K., Twardosz R. (red.) Wahania klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych. Wyd. UJ., Kraków, s.195-204.
- Woś A., 1994. Klimat Niziny Wielkopolskiej. Wyd. Nauk. UAM, Poznań ss. 192.
- Woś A., 2010. Klimat Polski w drugiej połowie XX wieku. Wyd. Naukowe UAM, Poznań ss. 489.
- Wypych A., Czekierda D., Kubacka D., 2010. Zróżnicowanie przestrzenne klimatycznego bilansu wodnego w Polsce (analiza z zastosowaniem modelu regresji wielokrotnej). [w:] Bednorz E. (red.) Klimat Polski na tle klimatu Europy. Warunki termiczne i opadowe. *Studia i Prace z Geografii i Geologii* 15, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, s. 159-168.
- Ziernicka-Wojtaszek A., 2006. Zmienność opadów atmosferycznych na obszarze Polski w latach 1971–2000. [w:] Trepńska J., Olecki Z. (red.) Klimatyczne aspekty środowiska geograficznego. Wydawnictwo Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ., Kraków, s. 139-148.
- Żmudzka E., 2004. Tło klimatyczne produkcji rolniczej w Polsce w drugiej połowie XX wieku. *Acta Agrophysica PAN*, 105, 3(2), s. 399-408.
-