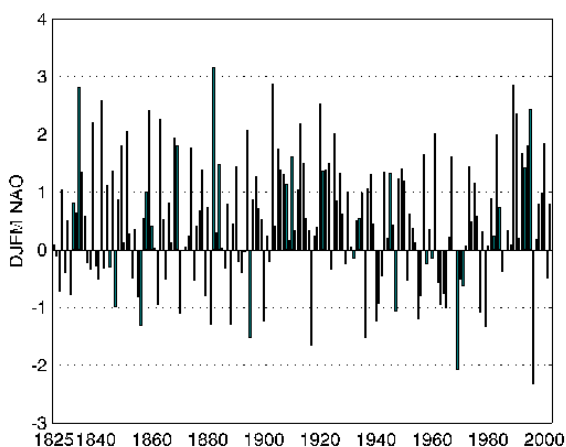


WPŁYW OSCYLACJI PÓŁNOCNOATLANTYCKIEJ NA PRZEPIŁY RZEK EUROPEJSKICH

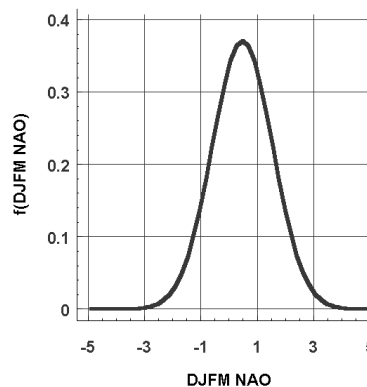
Zdzisław Kaczmarek
Instytut Geofizyki PAN w Warszawie

Zmienność zimowego wskaźnika cyrkulacji północnoatlantycznej

Na rysunku 1 przedstawiono serię czasową uśrednionego dla okresu zimowego (grudzień-marzec) wskaźnika Oscylacji Północnoatlantycznej DJFM-NAO, obliczonego na podstawie obserwacji w latach 1825-2002 przez Jones'a i współautorów (1997), jako różnicy znormalizowanych wartości ciśnienia atmosferycznego w Gibraltarze i w południowo-zachodniej Islandii. Analiza tej serii nie wskazuje na istnienie statystycznie istotnego trendu dodatniego lub ujemnego, a współczynnik autokorelacji dla kolejnych lat jest bliski zeru. Na podstawie periodogramu DJFM-NAO można wnioskować, że jego głównej składowej odpowiada w przybliżeniu częstotliwość około siedmiu lat. Gęstość Gaussowskiego rozkładu prawdopodobieństwa zmiennej losowej DJFM-NAO, dla parametrów $\mu = 0.479$ oraz $\sigma = 1.075$, pokazana jest na rysunku 2.



Rys. 1. Seria czasowa wskaźników DJFM-NAO (1830-2002)

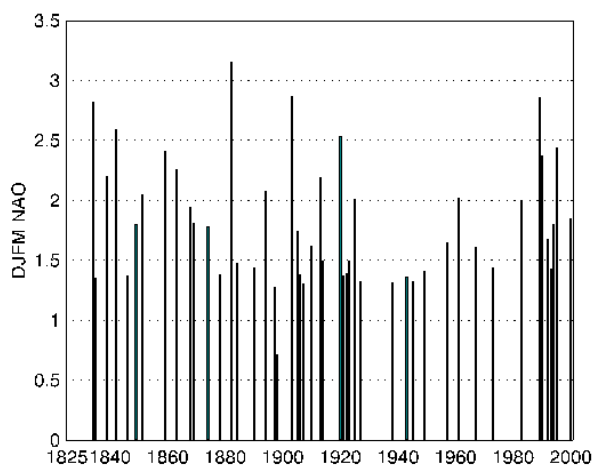


Rys. 2. Rozkład prawdopodobieństwa wskaźników DJFM-NAO

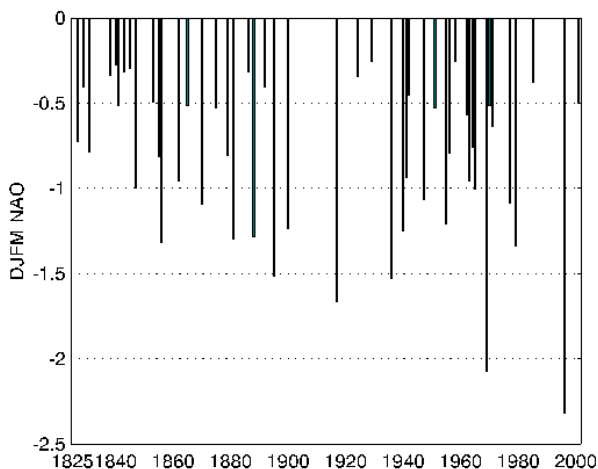
W celu zbadania zależności przepływów wybranych rzek europejskich od wartości wskaźnika DJFM-NAO wydzielono spośród badanej serii czasowej:

- okresy zimowe (1834, 1835, 1839, ... 1995, 2000) odpowiadające 25% największych wartości tego wskaźnika ($\text{DJFM-NAO} > 1.25$),
- okresy zimowe (1827, 1829, 1831, ... 1996, 2001) odpowiadające 25% najmniejszych jego wartości ($\text{DJFM-NAO} < -0.27$).

Rysunki 3 i 4 ilustrują ustalone w ten sposób serie czasowe największych i najmniejszych wartości zimowego wskaźnika DJFM-NAO, które zostały następnie wykorzystane do oszacowania wpływu oscylacji Północnego Atlantyku na stosunki hydrologiczne w Środkowej i Wschodniej Europie.



Rys. 3. Seria czasowa 25% największych wskaźników DJFM-NAO (1830-2002)



Rys. 4. Seria czasowa 25% najmniejszych wskaźników DJFM-NAO (1830-2002)

Wpływ DJFM-NAO na rozkład czasowy przepływów rzek europejskich

Bilans wodny zlewni rzek i związany z nim reżim przepływów są w znacznym stopniu zależne od procesów meteorologicznych. Shorthouse i Arnell (1997) zaobserwowali, że przepływy w okresie zimy są w północnej Europie pozytywnie skorelowane z zimowym indeksem Oscylacji Północnoatlantyckiej, podczas gdy w Europie Południowej wartości $r(Q, NAO)$ są istotnie mniejsze od zera. Wymienieni autorzy tłumaczą to "... zwiększonymi opadami w północnej Europie i Skandynawii (przy dodatnich wartościach DJFM-NAO – Z.K.), podczas gdy istotne zmniejszenie wilgotności w atmosferze ma miejsce w centralnej i południowej Europie oraz w regionie Śródziemnomorskim". Interpretacja ta w odniesieniu do Europy Centralnej i Zachodniej budzi wątpliwości, ponieważ wyniki wieloletnich obserwacji hydrologicznych i meteorologicznych wskazują na słabą zależność zimowych opadów od Oscylacji Północnoatlantyckiej dla zlewni większości dużych rzek europejskich od Niemna do Renu (tabele 1 i 2 oraz rys. 5 i 6), przy jednocześnie znaczącym wpływie wysokich i niskich wartości DJFM-NAO na rozkład w czasie przepływów tych rzek (rys. 7–13).

Tabela 1

Wykaz analizowanych rzek europejskich

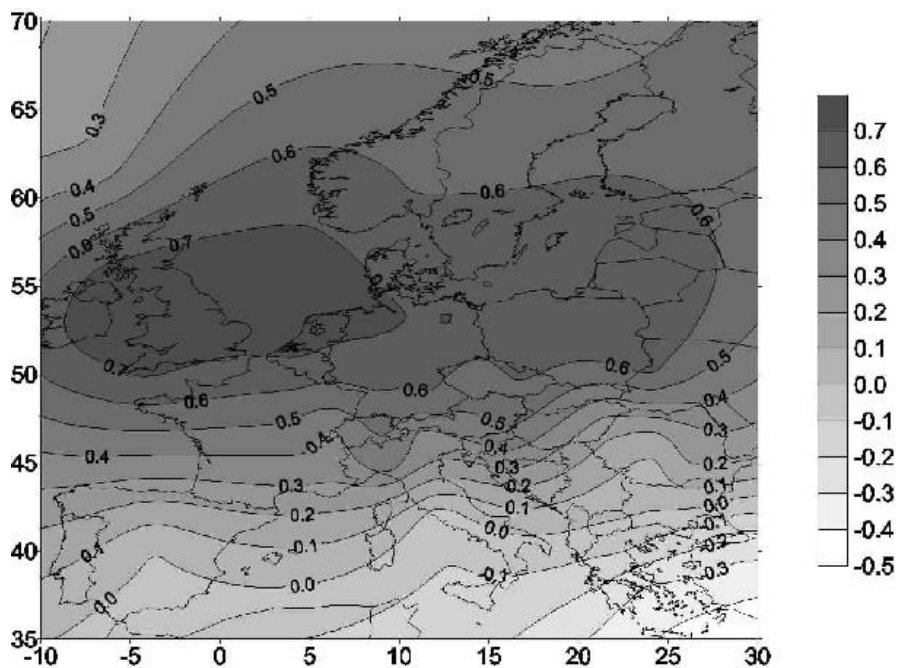
Rzeka	Wodowskaz	Powierzchnia zlewni [km ²]	Okres obserwacji
Dunaj	Nagymaros	183 530	1893-1990
Łaba	Darchau	131 950	1874-1991
Niemen	Smolniki	81 200	1812-1993
Odra	Gozdowice	109 360	1901-2000
Ren	Lobith	159 680	1901-1990
Wisła	Tczew	193 870	1901-2000

Tabela 2

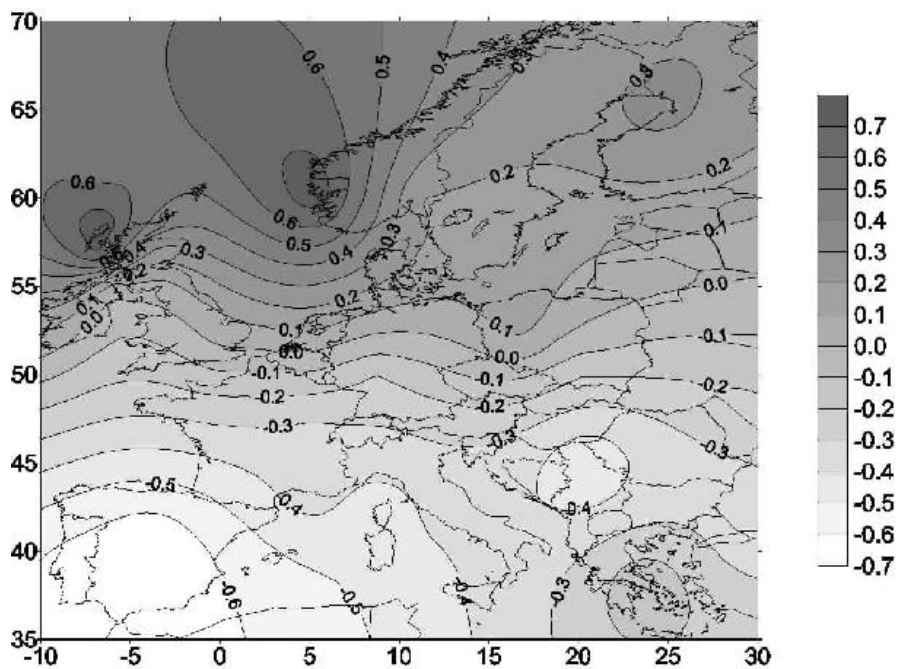
Współczynniki korelacji pomiędzy DJFM-NAO i zmiennymi klimatycznymi

A – $r(NAO, P)$ wg Hurrella i Van Loona (1997), B – $r(NAO, T)$ – obliczenia własne na podstawie danych uzyskanych z Carbon Dioxide Information Analysis Centre Data Package (Oak Ridge, USA)

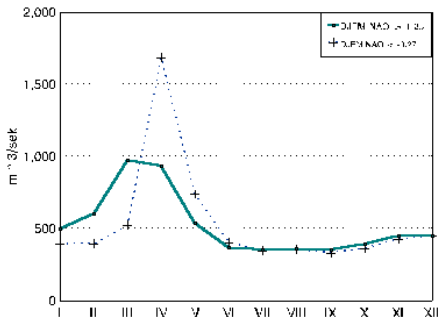
Stacja	Współrzędne	A	B	Stacja	Współrzędne	A	B
Haparanda	65.8°N, 24.2°E	0.37	0.53	Wrocław	51.1°N, 16.9°E	-0.09	0.65
Angmagssalik	65.6°N, 37.6°W	-0.02	-0.18	Frankfurt	50.1°N, 8.7°E	-0.19	0.66
Thorshavn	62.0°N, 6.8°W	0.53	0.32	Kraków	50.1°N, 20.0°E	-0.17	0.56
Bergen	60.0°N, 5.3°E	0.77	0.67	Paris	49.0°N, 2.5°E	-0.19	0.60
Helsinki	60.3°N, 25.0°E	0.18	0.60	Lyon	45.7°N, 4.9°E	-0.37	0.42
Oslo	59.9°N, 10.7°E	0.21	0.60	Milan	45.4°N, 9.3°E	-0.35	0.52
Stockholm	59.4°N, 18.1°E	0.14	0.62	Rome	41.8°N, 12.2°E	-0.37	-0.08
Copenhagen	55.7°N, 12.6°E	0.14	0.64	Istanbul	41.0°N, 29.1°E	-0.36	-0.21
Belfast	54.6°N, 6.2°W	0.01	0.78	Madrid	40.4°N, 3.7°W	-0.69	0.02
Warszawa	52.1°N, 21.0°E	-0.05	0.66	Lisbon	38.7°N, 9.1°W	-0.64	0.10
De Bilt	52.1°N, 5.2°E	0.08	0.73	Athens	38.0°N, 23.7°E	-0.11	-0.31
Valentia	51.9°N, 10.2°W	0.09	0.66	Ponta Delgada	37.7°N, 25.7°W	-0.49	0.12



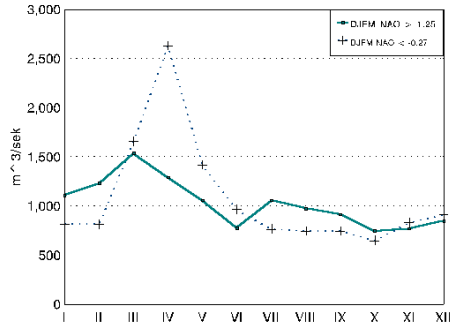
Rys. 5. Wpływ DJFM-NAO na temperaturę w Europie w okresie zimy



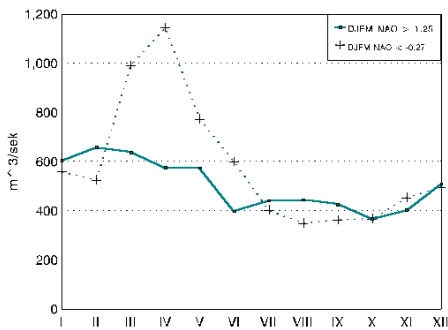
Rys. 6. Wpływ DJFM-NAO na opady w Europie w okresie zimy



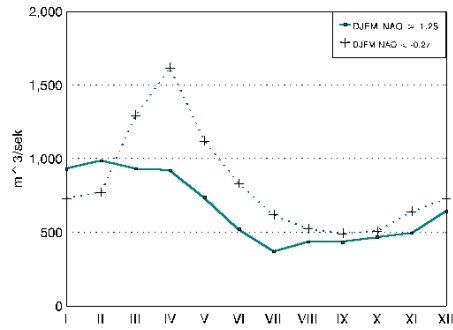
Rys. 7. Wpływ wysokich i niskich wskaźników DJFM-NAO na przepływy Niemna



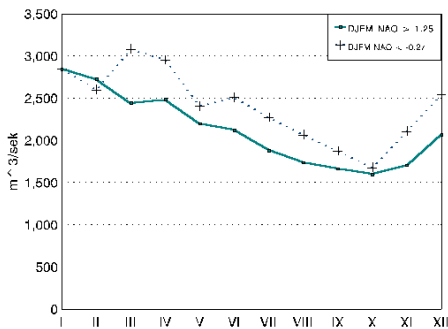
Rys. 8. Wpływ wysokich i niskich wskaźników DJFM-NAO na przepływy Wisły



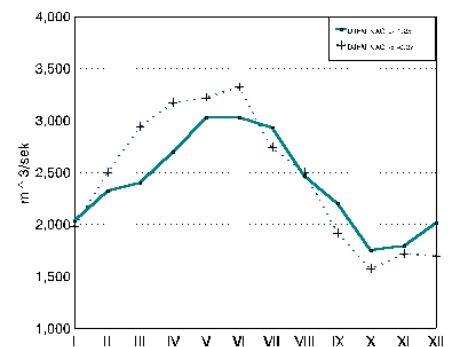
Rys. 9. Wpływ wysokich i niskich wskaźników DJFM-NAO na przepływy Odry



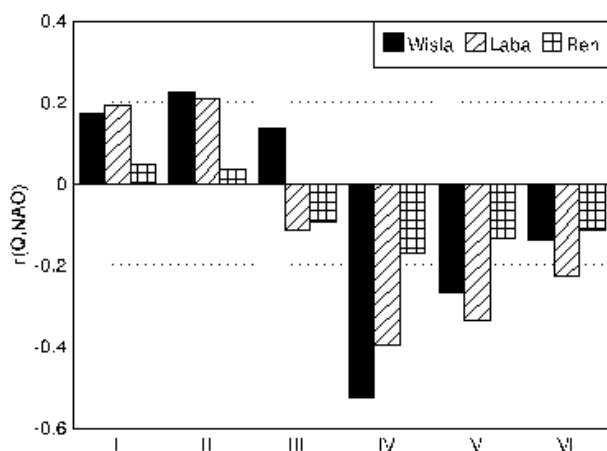
Rys. 10. Wpływ wysokich i niskich wskaźników DJFM-NAO na przepływy Łaby



Rys. 11. Wpływ wysokich i niskich wskaźników DJFM-NAO na przepływy Renu

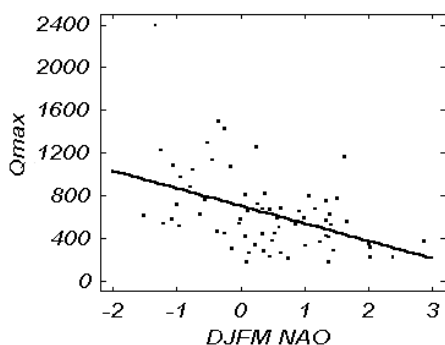


Rys. 12. Wpływ wysokich i niskich wskaźników DJFM-NAO na przepływy Dunaju

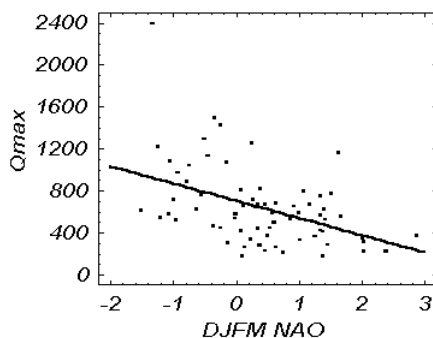


Rys. 13. Korelacja przepływów miesięcznych wybranych rzek i wskaźnika DJFM-NAO

Przyczyn tak znacznego zróżnicowania przebiegu hydrogramu przepływów przy wysokich i niskich wartościach DJFM-NAO należy dopatrywać się we wpływie Oscylacji Północnoatlantycznej na stosunki termiczne w zimie i na związane z nimi odmienne procesy akumulacji zasobów wody w pokrywie śnieżnej w czasie zim ciepłych (DJFM-NAO > 1.25) i chłodnych (DJFM-NAO < -0.27). Należy zwrócić uwagę, że wpływ zimowego wskaźnika NAO na rozkład przepływów w ciągu roku jest bardziej widoczny w zlewniach rzek położonych we wschodniej części badanego obszaru (dorzecza Niemna, Wisły i Odry), niż w jego części zachodniej (dorzecze Renu). Ma to istotny wpływ na intensywność wezbrań wiosennych wywołanych topnieniem pokrywy śnieżnej, o czym świadczą także zależności pomiędzy zimowym wskaźnikiem NAO, przedstawione na przykładzie dwóch dużych zlewni nizinnych w Polsce: Bugu i Warty (rys. 14 i 15).



Rys. 14. Zależność maksymalnych przepływów wiosennych Warty w Poznaniu od wskaźnika DJFM-NAO



Rys. 15. Zależność maksymalnych przepływów wiosennych Bugu w Wyszki od wskaźnika DJFM-NAO

Wpływ DJFM NAO na wezbrania roztopowe w Europie Centralnej

W celu wyjaśnienia wpływu warunków pogodowych na wezbrania roztopowe opracowano uproszczony model zawartości wody w pokrywie śnieżnej, jako funkcji średniej miesięcznej temperatury powietrza T i średnich dobowych opadów atmosferycznych P w miesiącach zimowych. Zmianę w czasie zawartości wody w pokrywie śnieżnej (SCWE - Snow Cover Water Equivalent) opisano za pomocą równania:

$$\frac{d(SCWE)}{dt} = \Pr(T^-)(1 - K_S) \cdot P - \Pr(T^+) \cdot K_M \cdot \mu(T^+)(1 - e^{-SCWE}), \quad (1)$$

gdzie prawdopodobieństwo, że średnia dobowa temperatura powietrza (w danym miesiącu) jest odpowiednio mniejsza lub większa od zera oblicza się za pomocą zależności:

$$\Pr(T^-) = \frac{1}{\sigma(T) \cdot \sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^0 \exp\left[-\frac{[T - \mu(T)]^2}{2\sigma^2(T)}\right] dT \quad (2)$$

oraz:

$$\Pr(T^+) = 1 - \Pr(T^-), \quad (3)$$

gdzie $\mu(T)$ i $\sigma(T)$ oznaczają odpowiednio wartość średnią i średnie odchylenie temperatury w danym miesiącu. Wartość $\mu(T^+)$ oznaczająca średnią wartość temperatury powietrza obliczona dla dni z temperaturą dodatnią $T > 0$ jest:

$$T^+ = \frac{1}{\sigma(T) \cdot \sqrt{2\pi}} \int_0^{\infty} T \cdot \exp\left[-\frac{[T - \mu(T)]^2}{2\sigma^2(T)}\right] dT. \quad (4)$$

Oznaczmy następnie:

$$\frac{d(SCWE)}{dt} = a + b \cdot e^{-SCWE}, \quad (5)$$

gdzie:

$$a = \Pr(T^-)(1 - K_S) - \Pr(T^+) \cdot K_M \cdot \mu(T^+);$$

$$b = \Pr(T^+) \cdot K_M \cdot \mu(T^+).$$

W wyniku całkowania równania (5) otrzymamy:

$$SCWE_{(i+1)} - SCWE_i + LN \frac{a + b \cdot \exp(-SCWE_{i+1})}{a + b \cdot \exp(-SCWE_i)} - a \cdot \tau = 0. \quad (6)$$

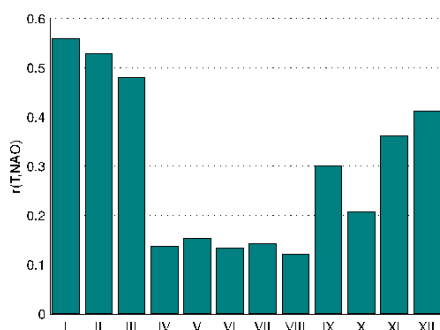
Znając początkową w danym miesiącu wartość $SCWE_i$, parametry a i b oraz liczbę dni w miesiącu τ można obliczyć za pomocą (6) zawartość wody w pokrywie śnieżnej w końcu miesiąca. Model zawiera parametry K_S i K_M , które powinny być identyfikowane (kalibrowane) na podstawie danych eksperymentalnych. Na podstawie badań przeprowadzonych na zlewniach eksperymentalnych proponuje się przyjęcie dla zlewni rzecznych w Europie Centralnej wartości $K_M = 4$ oraz obliczania parametru K_S za pomocą zależności empirycznych:

$$K_S = 0.05, \quad \text{gdy } [\mu(T) - \mu(T^+)] < -3.0$$

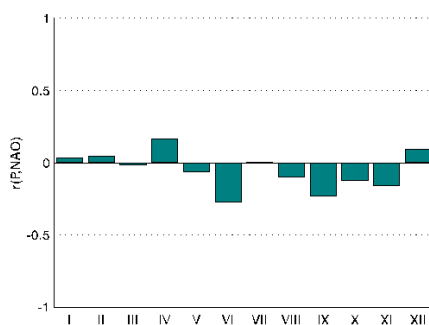
$$K_S = 1.0, \quad \text{gdy } [\mu(T) - \mu(T^+)] \geq +1.0$$

$$K_S = 0.762 + 0.238 \cdot [\mu(T) - \mu(T^+)], \quad \text{gdy } -3.0 \leq [\mu(T) - \mu(T^+)] < +1.0$$

Analiza współzależności pomiędzy miesięcznymi wskaźnikami Oscylacji Północnoatlantyckiej (wg. Jones'a i współautorów) i średnimi miesięcznymi temperaturami powietrza i opadami atmosferycznymi na obszarze Polski wskazuje na występowanie istotnych statystycznie korelacji $r(T, NAO)$ w okresie jesieni i zimy, słabych związków NAO z temperaturą powietrza w pozostałych sezonach (rys. 16) i znikomego wpływu NAO na opady w naszym kraju (rys. 17). Wyniki te są zbieżne z ocenami dotyczącymi temperatury powietrza, przedstawionymi przez Marsza i Styszyńską (2001) dla kolejnych epok cyrkulacyjnych.

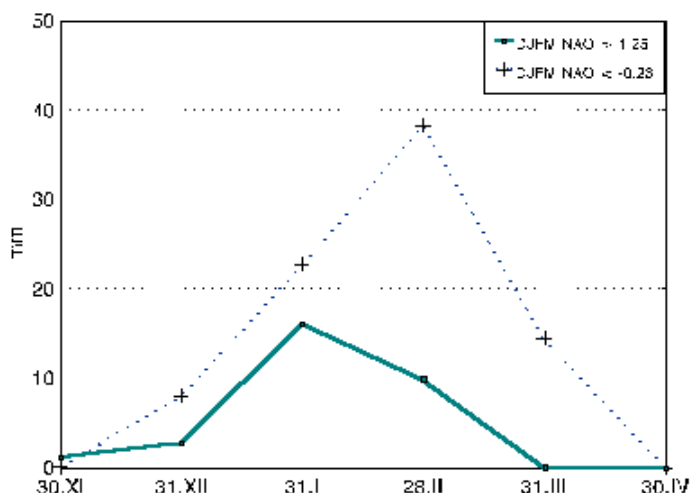


Rys. 16. Zależność temperatury w Polsce od miesięcznych wskaźników NAO



Rys. 17. Zależność opadów w Polsce od miesięcznych wskaźników NAO

Na podstawie danych o temperaturze powietrza i opadach w latach 1921-2000 oraz stosując zależności (1) – (6) obliczono dla kilku zlewni w dorzeczu Wisły serie czasowe $SCWE$ dla lat o wysokich i niskich wartościach zimowego wskaźnika NAO, które po uśrednieniu przedstawiono na rys. 18. Wyniki wskazują na znaczący wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej na formowanie się zasobów wody w pokrywie śnieżnej na obszarze rozpatrywanych zlewni, co ma oczywiście decydujący wpływ na przebieg i intensywność wezbrań roztopowych. Nie stwierdzono natomiast statystycznie istotnej współzależności pomiędzy wartościami $SCWE$ w kolejnych latach.



Rys. 18. Wpływ wysokich i niskich wskaźników DJFM-NAO na zasoby wody w pokrywie śniegu w Polsce Centralnej

Wnioski

Wysokie wartości zimowego (grudzień-marzec) wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej są związane z pojawianiem się ciepłych zim na znacznej części Europy (Carleton, 1988), co ma istotny wpływ na kształt hydrogramu przepływów rzek, których bilans wodny jest związany z powstawaniem, rozwojem i topnieniem pokrywy śnieżnej. Ekstremalnie niskie wskaźniki DJFM-NAO wskazują na możliwość wystąpienia wezbrań roztopowych o dużej intensywności, szczególnie na obszarze dorzeczy Wisły, Odry i Łaby. Wartość prognostyczna stwierdzonych zależności, dla przewidywania z dużym wyprzedzeniem powodzi i suszy hydrologicznej, jest jednak ograniczona ze względu na niedostateczne rozpoznanie mechanizmów odpowiedzialnych za wieloletnią zmienność wskaźnika NAO.

Ze względu na znaczenie Oscylacji Północnoatlantyckiej dla oceny ryzyka wystąpienia ekstremalnych powodzi roztopowych w Europie, niezbędne jest zbadanie wpływu globalnego ocieplenia na DJFM-NAO. Dotychczasowe badania w tym zakresie nie doprowadziły do jednoznacznych wniosków (Cubash i Mehl 2001).

Literatura

- Hurrell J.W., 1995, Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation; *Science*, 269, s. 676-679.
- Carleton A.M., 1988, Meridional transport of eddy sensible heat in winters marked by extremes of the North Atlantic Oscillation, 1948/9 – 1979/80; *J. of Climate*, 1, s. 212-223.
- Cubash U., Meehl G.A., 2001, Chapter 9: "Projections of future climate change"; in: *Climate Change 2001 – the Scientific Basis*; Cambridge University Press, s. 527-582.

- Jones P.D., Jonsson T., Wheeler D., 1997, Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland; *Int. J. of Climatology*, 17, s. 1433-1450.
- Kaczmarek Z., 2002, Impact of climate variability on risk of floods in Poland; *Risk Analysis* (w druku).
- Kundzewicz Z.W., Parry M.L., Cramer W., Holten J.I., Kaczmarek Z., Martens P., Nicholls R.J., Öquist M., Rounsevell M.D.A, Szolgay J., 2001, chapter 13 "Europe"; in: *Climate Change 2001 – Impacts, Adaptation and Vulnerability*; Cambridge University Press, s. 641-692.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2001, Oscylacja Północnego Atlantyku a temperatura powietrza nad Polską; *Wyższa Szkoła Morska w Gdyni*, 101 s.
- Shorthouse C.A., Arnell N.W., 1997, Spatial and temporal variability in European river flows and the North Atlantic oscillation; *IAHS Publ. no. 246*, s. 77-85.