

В.Н. Хохлов, канд. геогр. наук, **Э.Н. Серга**, канд. геогр. наук

А.А. Свинарченко, В.Н. Василишин, Е.Е. Лукьянова

Одесский государственный экологический университет

ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПЛОЩАДИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЛЬДА В ПОЛЯРНЫХ МОРЯХ И ЕЕ СВЯЗЬ С АТМОСФЕРНОЙ ТЕЛЕКОННЕКЦИЕЙ

Временная изменчивость площади распространения льда в некоторых морях исследуется при помощи вейвлет-анализа. Показана связь между низкочастотными изменениями индексов Арктического и Антарктического колебаний и площади распространения морского льда. Выявлена телеконнекция, аналогичная Антарктическому Диполю, для морского льда в Гренландском и Беринговом морях.

Ключевые слова: *Морской лед, Вейвлет-анализ, Телеконнекция*

Введение. Согласно сценариям изменения климата на предстоящие 100 лет, за счет увеличенной концентрации парниковых газов будет происходить повышение глобальной температуры, причем наиболее интенсивное потепление будет отмечаться в полярных регионах, что приведет к уменьшению площади распространения морского льда (ПРМЛ), особенно в Северном Ледовитом океане [1]. Численные эксперименты, выполненные Хилмером и Лемке [2] по данным за 1961-1998 гг., показали, что средняя скорость уменьшения объемов морского льда в Арктике составляет около 4% в десятилетие, причем в 1987-1998 гг. это уменьшение было в 3-6 раз больше, чем в предыдущий период.

Некоторые эксперименты [1–3] по оценке отклика с помощью численных моделей динамики морского льда показали, что на ледяной покров в значительной степени воздействует приземная температура воздуха и ветер, тогда как другие факторы играют второстепенную роль. С другой стороны, на оба указанных параметра на временных масштабах от нескольких месяцев до нескольких лет оказывают воздействие структуры атмосферной телеконнекции. Например, изменчивость ПРМЛ в морях Северного Ледовитого океана в значительной степени определяется влиянием Арктического колебания [4], а в антарктических морях – Южного и Антарктического колебаний [5]. Более того, в последнем случае была найдена телеконнекция между чередованием событий Эль Ниньо и Ла Нинья и ПРМЛ, названная Антарктическим Диполем (АД), который характеризуется противофазными колебаниями льда в морях Уэдделла и Росса. Следует заметить, что моделирование выявленных взаимосвязей между атмосферными телеконнекциями и площадью распространения морского льда далеко не всегда оказывается успешным ([6] для случая АД и Южного колебания).

Совместный анализ изменчивости атмосферной циркуляции и ПРМЛ усложняется наличием ярко выраженной сезонности в площади, занимаемой льдом: летом она минимальна, а зимой – максимальна, тогда как для большинства атмосферных телеконнекций такой периодичности не наблюдается. Вторая сложность обусловлена сравнительно коротким временным рядом наблюдений за морским льдом, так как репрезентативные и непрерывные данные о нем появились лишь после начала эры метеорологических спутников Земли. Поэтому если рассматривать только экстремальные проявления атмосферной телеконнекции (как, например, события Эль Ниньо и Ла Нинья в случае Южного колебания), то анализ можно провести лишь по нескольким таким случаям (см., например, [5]).

С нашей точки зрения, эти проблемы можно решить с помощью вейвлет-анализа, который с успехом применялся для аналогичных временных рядов (см., например, [7, 8]). Такой подход позволяет рассматривать отдельно низкочастотные компоненты временных рядов и проводить их совместный анализ. Вместо отдельных экстремальных проявлений атмосферной телеконнекции можно исследовать низкочастотный детализированный компонент. Как в первом, так и во втором случае анализируются, по сути, колебания, имеющие большой период, однако детализированный компонент вейвлет-разложения состоит не из нескольких отдельных точек во времени (конкретные события), а из дискретного ряда, длина которого равняется длине исследуемого ряда. Другими словами, можно проследить взаимосвязь между двумя анализируемыми рядами с большей дискретностью.

Таким образом, целью настоящей работы является определение характерных черт временной изменчивости площади распространения морского льда и выявление их взаимосвязи со структурами атмосферной телеконнекции с помощью вейвлет-анализа.

Данные и методика исследования. В настоящей работе использовались среднемесячные данные о площади распространения льда в морях Уэдделла и Росса, а также Гренландском и Беринговом морях (рис. 1), полученные с сайта National Snow and Ice Data Center [9]. Выбор первых двух морей обусловлен, как уже упоминалось выше, наличием Антарктического Диполя. В следующем разделе будет показано, что аналогичную структуру можно проследить и для последних из указанных морей. Некоторые проявления этой телеконнекции видны на рис. 1а и б. Например, если рассматривать только зимние месяцы, то максимум ПРМЛ в море Уэдделла как правило совпадает с минимумом в море Росса, однако такой режим нельзя назвать регулярным. Аналогичная картина прослеживается и для морей Северного полушария. Среднемесячные индексы Антарктического (ААК) и Арктического (АК) колебаний (см. рис. 1в и 1г) были получены с сайта Climate Prediction Center [9]; там же описана процедура расчета этих индексов. Отметим, что в отличие от Южного колебания, для индексов АК и ААК нельзя визуально выделить какое-либо низкочастотное чередование фаз, хотя и существуют периоды продолжительного доминирования одной из фаз. Например, в период 1986-1995 гг. превалировала положительная фаза АК, а значительная отрицательная фаза отмечалась лишь однажды – в 1993 г.

Арктическое и Антарктическое колебания прослеживаются как отрицательные аномалии геопотенциальных высот вблизи полюсов и положительные в умеренных широтах (используется первая естественная ортогональная функция на AT_{1000} для АК и AT_{700} для ААК). При положительных фазах АК и ААК наблюдается именно такая картина, тогда как отрицательные фазы характеризуются обратными знаками аномалий. Отметим также, что существует значимая связь между изменениями индексов Южного колебания и индексами как Арктического (см., например, [7, 8]), так и Антарктического [10] колебаний. Поэтому, выбор для идентификации Антарктического диполя индексов ААК вместо чередования событий Эль Ниньо и Ла Нинья, как это делается Юанем [5], кажется вполне естественным. Интересным также является тот факт, что Гренландское и Берингово моря находятся под влиянием аномалий давления разного знака. Например, при положительной фазе АК над Гренландским морем располагается отрицательная аномалия, а над Беринговым – положительная. В случае антарктических морей, при положительной фазе ААК почти над морем Росса расположен максимум отрицательной аномалии, а над морем Уэдделла величина аномалии в 2-3 раза меньше [9].

Для того чтобы извлечь из временных рядов низкочастотные компоненты, применим к ним непрерывное вейвлет-преобразование (НВП), в котором вейвлет используется как полосовой фильтр. Опишем здесь только основные детали НВП, а

более подробная информация может быть найдена у Гринстеда и др. [7]. Вейвлет может быть охарактеризован по тому, как он локализован во времени (Δt) и по частоте ($\Delta \omega$). В настоящей работе в качестве материнского используется вейвлет Морле, задаваемый выражением

$$\psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0\eta} e^{-\eta^2/2}, \quad (1)$$

где ω_0 – безразмерная частота и η – безразмерное время. Этот вейвлет с $\omega_0 = 6$ был выбран потому, что он обеспечивает достаточную согласованность между локализациями во времени и по частоте.

Чтобы получить НВП, материнский вейвлет растягивается во времени варьированием его масштаба (s), так что $\eta = s \cdot t$, и нормализацией его для получения единичной энергии. Непрерывное вейвлет-преобразование временного ряда (x_n , $n = 1, \dots, N$) с шагом по времени δt определяется как свертка x_n масштабированным и нормализованным вейвлетом

$$W_n^X(s) = \left(\frac{\delta t}{s}\right)^{1/2} \sum_{n'=1}^N x_{n'} \psi_0\left[(n' - n) \frac{\delta t}{s}\right]. \quad (2)$$

Отметим также, что комплексный аргумент $W_n^X(s)$ может интерпретироваться как локальная фаза.

Перекрестное вейвлет-преобразование (ПВП) двух временных рядов x_n и y_n можно определить, как

$$W^{XY} = W^X W^{Y*}, \quad (3)$$

где $*$ обозначает комплексное сопряжение. Тогда, комплексный аргумент $\arg(W^{XY})$ может интерпретироваться как локальная разница фаз (ЛРФ) между x_n и y_n в частотно-временном пространстве.

Таким образом, методика сводится к непрерывному вейвлет-преобразованию двух временных рядов, на основе которого определяется ПВП и ЛРФ. Локальная разница фаз может служить мерой фазовой согласованности двух рядов [7].

Результаты исследования и их анализ. Для удобства дальнейшего изложения примем следующие сокращения. Временные ряды площади распространения льда обозначим WSI (море Уэдделла), RSI (море Росса), BSI (Берингово море) и GSI (Гренландское море), а индексы ААК и АК – SI и NI, соответственно. Рассмотрим сначала упомянутый выше случай Антарктического Диполя, для которого ЛРФ представлены на рис. 2.

Хотя наиболее яркой чертой временной изменчивости морского льда является сезонность (на рис. 2 вверху в диапазоне периодов от 8 до 16 месяцев отмечается совпадение фазы для изменений RSI и WSI), в низкочастотной части спектра (несколько больше 5 лет) для морей Росса и Уэдделла отмечается противофазное изменение площади распространения морского льда. Если принять во внимание, что средний период Южного колебания также составляет около 5 лет, то этот противофазный режим можно рассматривать как проявление Антарктического Диполя. С другой стороны, с этой периодичностью также прослеживается связь между индексами ААК и площадью распространения морского льда в указанных морях: изменения SI и RSI преимущественно в фазе, а SI и WSI – в противофазе (см. нижние диаграммы на рис. 2).

Таким образом, можно считать, что ААК ответственна за изменения ПРМЛ для морей Росса и Уэдделла. Физические механизмы, объясняющие эту взаимосвязь, описаны в работах [6, 11].

Телеконнекция, в некоторой степени аналогичная Антарктическому Диполю, прослеживается и в Северном полушарии (рис. 3 вверху). Действительно, колебания с

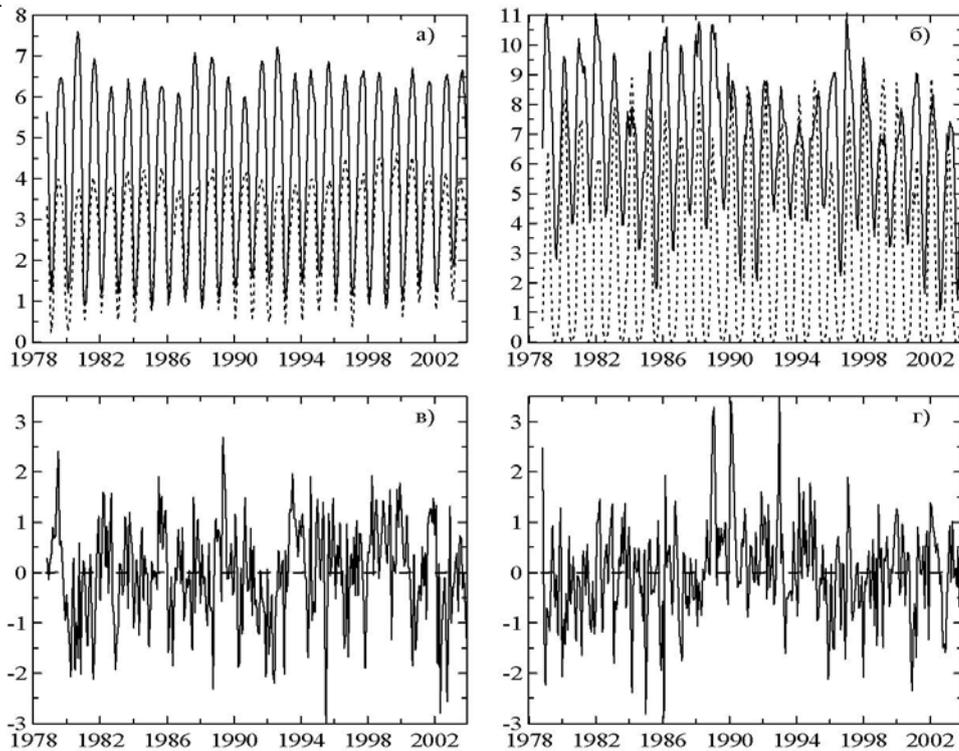


Рис. 1. Среднемесячная площадь распространения

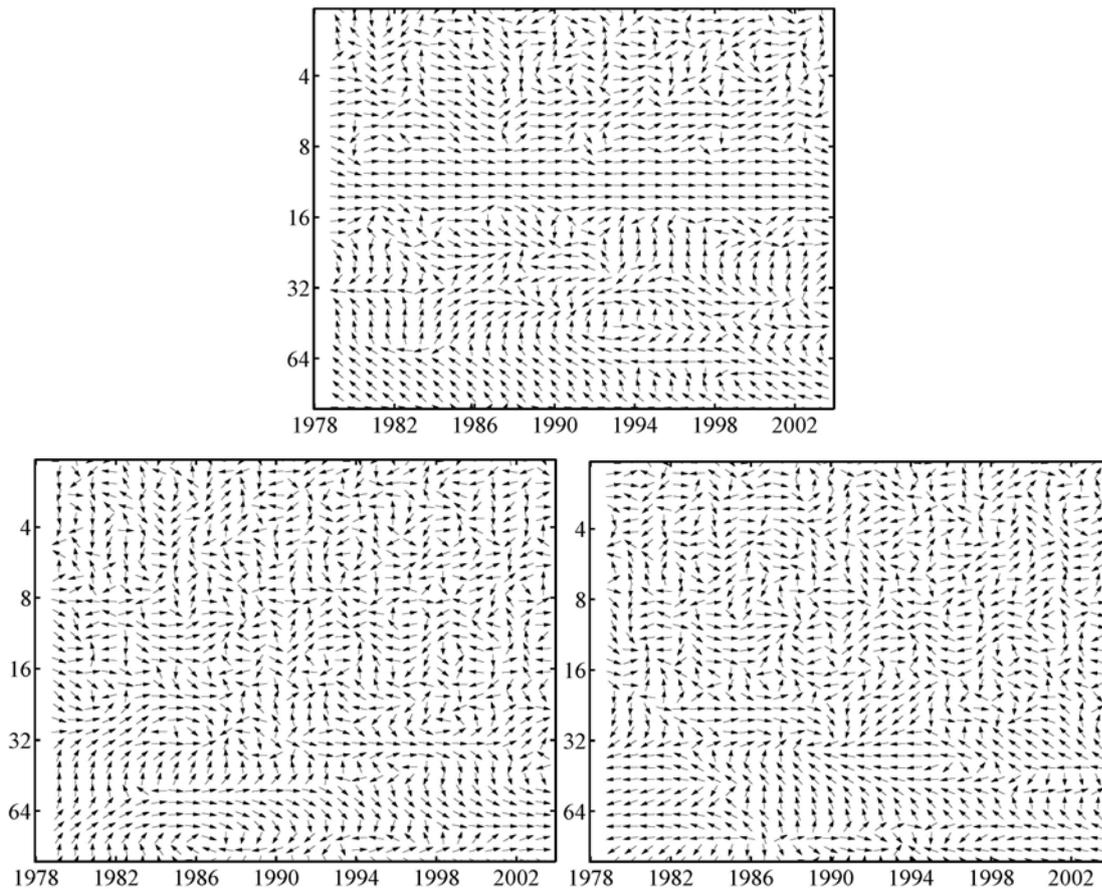


Рис. 2. Локальная разница фаз (стрелки) в частотно-временном диапазоне для RSI и WSI (вверху), SI и RSI (слева), SI и WSI (справа). Направление стрелок вправо соответствует синфазному изменению, влево – противофазному, вверх – первый ряд опережает второй. Ось X – годы, ось Y – период (месяцы).

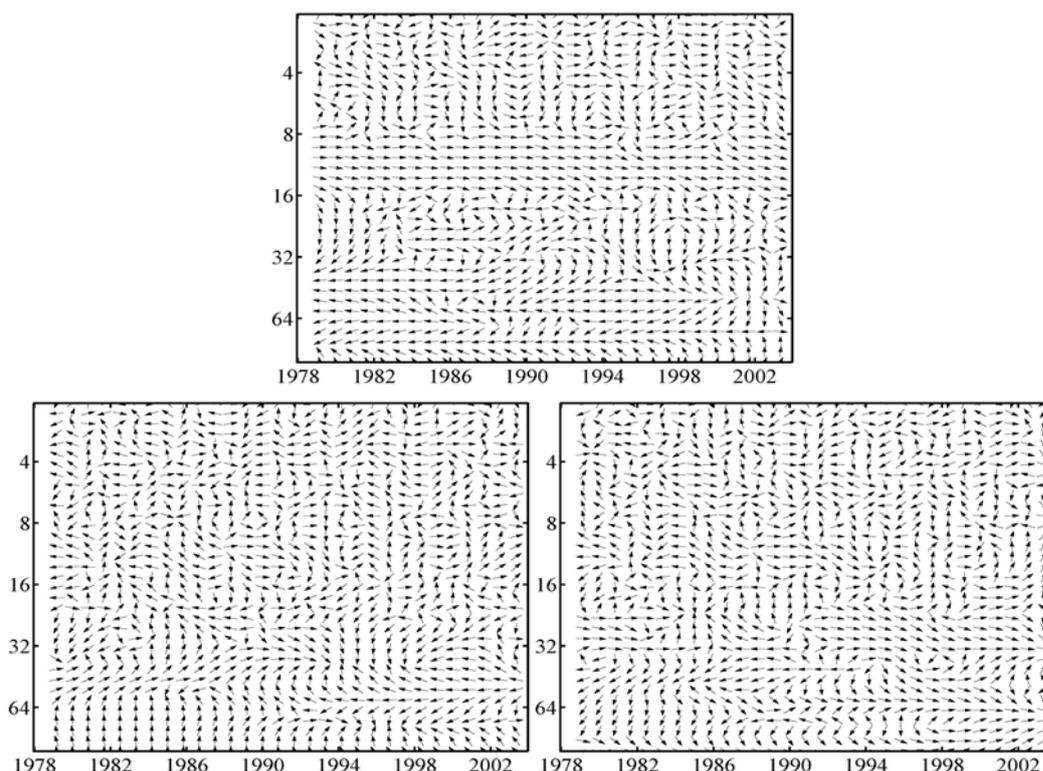


Рис. 3. Локальная разница фаз (стрелки) в частотно-временном диапазоне для BSI и GSI (вверху), NI и GSI (слева), NI и BSI (справа). Обозначения как на рис. 2.

периодом около 5 лет для площади распространения льда в Гренландском и Беринговом морях также в противофазе. Такой режим прослеживается даже явственнее, чем в Южном полушарии (ср., рис. 2 и 3 вверху). При этом изменения с периодичностью 5 лет для NI и GSI находятся приблизительно в фазе, а для NI и BSI – в противофазе (рис. 3 внизу). Как и в случае морей Южного полушария, эта взаимосвязь может быть объяснена физически (см., например, [2-4]).

Остановимся несколько подробнее на выявленной периодичности в пять лет. Выглядит заманчивым применить известные взаимосвязи между Южным колебанием и кольцевыми режимами (AK и AAK) и объяснить изменения в площади распространения морского льда именно Южным колебанием. Однако результаты численных экспериментов на упрощенных моделях [12], когда аномалии температуры в тропической части Тихого океана не принимались во внимание, показывают, что достаточным условием возникновения диполя является наличие Арктического (Антарктического) колебания и связанных с ним характерных режимов циркуляции атмосферы и океана.

Выводы. Таким образом, выявленные в настоящей статье закономерности эволюции ледяного покрова и атмосферной циркуляции имеют под собой физическое обоснование. Полученные результаты в очередной раз показали эффективность использования вейвлет-анализа для временных рядов гидрометеорологических параметров. В нашем случае, использованный метод позволил выявить диполь в виде телеконнекции между низкочастотными (с периодом в 5 лет) колебаниями Арктического колебания и площадью распространения морского льда в Гренландском и Беринговом море.

Список литературы

1. *Изменение климата*, 2001 г. Обобщенный доклад / Под ред. Р.Т. Уотсона и основной группы авторов. – Женева: ВМО, 2003. – С. I-66–I-75.
2. Hilmer M., Lemke P. On the decrease of Arctic sea ice volume // *Geophys. Res. Lett.* 2000. – Vol. 27. – P. 3751-3754.
3. Bentsson L., Semenov V.A., Johannessen O.M. The early twenty-century warming in the Arctic – a possible mechanism // *J. Climate.* 2004. – Vol. 17. – P. 4045-4057.
4. Rigor I.G., Wallace J.M., Colony R.L. On the response of sea ice to the Arctic Oscillation // *J. Climate.* 2002. – Vol. 15. – P. 2546-2663.
5. Yuan X. Extra-polar climate impacts on Antarctic sea ice: Phenomenon and mechanisms // *Antarctic Sci.* 2004. – Vol. 16. – P. 415-425.
6. Holland M., Bitz C., Hunke E. Mechanisms forcing an Antarctic dipole in simulated sea ice and surface ocean conditions // *J. Climate.* 2005. – Vol. 18. – P. 2052-2066.
7. Grinsted A., Moore J.C., Jevrejeva S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series // *Nonlin. Proc. Geophys.* 2004. – Vol. 11. – P. 561-566.
8. Khokhlov V.N., Glushkov A.V., Tsenenko I.A. Atmospheric teleconnection patterns and eddy kinetic energy content: wavelet analysis // *Nonlin. Proc. Geophys.* 2004. – Vol. 11. – P. 195-301.
9. http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/loading.html, http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao/ao.loading.html, http://nsidc.org/data/smmr_ssmi_ancillary/area_extent.html.
10. Carvalho L.M.V., Jones C., Ambrizzi T. Opposite phases of the Antarctic Oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the austral summer // *J. Climate.* 2005. – Vol. 18. – P. 702-718.
11. Hall A., Visbeck M. Synchronous variability in the southern hemisphere atmosphere, sea ice and ocean resulting from the annular mode // *J. Climate.* 2002. – Vol. 15. – P. 3043-3057.
12. Lefebvre W., Goosse H. Influence of the Southern Annular mode on the sea ice-ocean system: the role of the thermal and mechanical forcing // *Ocean Sci.* 2005. – Vol. 1. – P. 145-157.

Часова мінливість площі розповсюдження льоду у полярних морях та її зв'язок з атмосферною телеконнекцією.

Хохлов В.М., Серга Е.М., Василишин В.М., Свиначенко А.А., Лук'янова К.Є.

Часова мінливість площі розповсюдження льоду у деяких морях досліджується за допомогою вейвлет-аналізу. Показаний зв'язок між низькочастотними змінами індексів Арктичного та Антарктичного коливальних та площі розповсюдження морського льоду. Виявлена телеконнекція, що аналогічна Антарктичному Диполу, для морського льоду у Гренландському та Беринговому морях.

Ключові слова: Морський лід, Вейвлет-аналіз, Телеконнекція

Time variability of ice extent in polar seas and its relation to atmospheric teleconnection
Khokhlov V.N., Serga E.N., Vasilishin V.N., Svinarenko A.A., Lukianova E.E.

A time variability of ice extent for some seas is investigated using wavelet analysis. A relationship between the low-frequency changes of both the Arctic Oscillation and Antarctic Oscillation indices and sea ice extents is shown. The teleconnection analogous to the Antarctic Dipole for the ice extent in the Greenland and Bering seas is revealed.

Key words: Sea ice, Wavelet analysis, Teleconnection