

АТМОСФЕРНЫЕ ЯВЛЕНИЯ И КЛИМАТ

УДК 551.326.7(292.2)

DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2017-1(85-92)

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ
МОРСКОГО ЛЬДА В АРКТИКЕ

А.Е. Букатов, А.А. Букатов, М.В. Бабий

Морской гидрофизический институт РАН, 299011, Севастополь, ул. Капитанская, 2, Россия; newisland@list.ru

Выполнено исследование внутригодовой изменчивости распределения сплоченности морского льда в Арктике за период 1969–2012 гг. Проведен анализ динамики географического положения кромки льда. Дана оценка среднемесячных значений скорости смещения кромки льда в широтном направлении на каждой долготе вдоль периметра кромки. Проанализированы отклонения среднемесячных значений широты положения кромки льда от их линейного тренда.

Арктика, морской лед, сплоченность морского льда, кромка морского льда, динамика кромки льда

SPATIAL AND TEMPORAL VARIABILITY OF THE ARCTIC SEA ICE DISTRIBUTION

A.E. Bukatov, A.A. Bukatov, M.V. Babi

Marine Hydrophysical Institute, RAS, 2, Kapitanskaya str., Sevastopol, 299011, Russia; newisland@list.ru

Investigation of intraannual variability of sea ice closeness distribution in the Arctic for the period of 1969–2012 has been fulfilled. The analysis of geographical ice edge position dynamics has been done. Monthly average velocity of ice edge displacement in latitudinal direction has been estimated for every longitude along the ice edge perimeter. Deviations of monthly average values of edge location latitude from their linear trend have been analyzed.

The Arctic, sea ice, sea ice closeness, sea ice edge, ice edge dynamics

ВВЕДЕНИЕ

Физико-географические особенности и характер гидрометеорологических процессов в Северной полярной области Мирового океана обуславливают закономерности формирования и пространственно-временную эволюцию регионального распределения морского льда в Арктическом бассейне. Динамика морского льда как важной составляющей климатической системы приводит к изменению свойств морской поверхности, что оказывает влияние на характер взаимодействия океана и атмосферы. Образующиеся при этом участки открытой воды приводят к существенной потере тепла океаном, в результате чего изменяются атмосферная циркуляция и температура воды на различных временных масштабах в деятельном слое океана [Доронин, 1974; Смирнов, Короблев, 2010; Еремеев и др., 2013; Байдин, Мелешко, 2014]. В этой связи важными информационными характеристиками ледовых условий являются сплоченность морского льда и положение его кромки, их сезонная и межгодовая изменчивость. Данные о состоянии ледяного покрова арктических

морей нужны для решения проблемы происходящих изменений климата в Арктике – “одном из регионов, для которых пока не удалось получить хорошего согласия между глобальными моделями и наблюдениями в воспроизведении происходящих изменений климата” [Алексеев и др., 2010, с. 67]. Кроме того, плавающий лед представляет собой реальный фактор риска для арктических морских перевозок и добычи полезных ископаемых на арктическом шельфе [Матишев, 2008; Дмитриев и др., 2012]. Это свидетельствует о необходимости дальнейших исследований динамики распределения морского льда.

Исследование динамики сплоченности морского арктического льда за период 1957–1997 гг. выполнено в [Deser et al., 2000]. Анализ изменения площади арктического морского льда в период с 1971 по 2002 г. проведен в [Cavalieri et al., 2003]. Исследованию изменчивости ледовитости в Арктическом бассейне и оценке ее возможного влияния на продолжительность навигационного сезона на трассах Северного морского пути и Северо-За-

падного прохода вдоль Северной Америки в XXI в. посвящена работа [Хон, Мохов, 2010], выполненная на основе ежедневных спутниковых данных о концентрации морского льда для периода 1979–2007 гг. Закономерности и возможные причины колебаний ледовитости арктических морей за время с 1979 по 2008 г. рассмотрены в [Гудкович и др., 2008; Фролов и др., 2010].

В настоящей работе выполнен анализ динамики пространственного распределения морского льда в Арктике на основе среднемесячных данных о его сплоченности с 1969 по 2012 г.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В работе использованы массивы среднемесячных данных о сплоченности морского льда (отношение площади льдин в зоне, где они распределены, к общей площади этой зоны) в процентах балльности (от 0 до 100 %) в узлах одноградусных сеток BADC (<http://badc.nerc.ac.uk/data/hadisst/>) с 1969 по 1981 г. и NCEP (<http://nomad1.ncep.noaa.gov>) с 1982 по 2012 г. На их основе для каждого градуса долготы сформирован ряд значений сплоченности льда за 1969–2012 гг. и проведен анализ изменчивости ее регионального распределения в Арктическом бассейне.

Для исследования динамики кромки морского льда (первое появление льда со сплоченностью $\geq 15\%$) составлен ряд среднемесячных значений широты ее расположения для каждого градуса долготы от о. Гренландия до Северной Америки, вдоль северных берегов Евразии. По этим данным определена пространственно-временная изменчивость положения кромки, получены осредненные за период 1969–2012 гг. оценки скорости ее смещения по широте и выполнен спектральный анализ долготного распределения характеристик динамики кромки.

ВНУТРИГОДОВАЯ ДИНАМИКА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МОРСКОГО ЛЬДА

Построенные карты среднемесячных распределений сплоченности морского льда за период с 1969 по 2012 г. приведены на рис. 1. Видно, что во внутригодовом цикле минимальная площадь покрытой плавучим льдом области Северного Ледовитого океана приходится на сентябрь. Граница находящегося в этой области ледового массива с максимальным баллом сплоченности вдоль своего периметра удалена на разные расстояния от Северного полюса. Наибольшее отклонение ее на юг до 75° с.ш. происходит только у северной границы моря Бофорта. На других участках эта граница располагается практически вдоль 85° с.ш., примыкая к северному берегу Гренландии и островам Королевы Елизаветы. Ледовый массив окружен

поясами льдов сплоченностью, уменьшающейся от 80 до 10 %. В морской акватории около островов Королевы Елизаветы сосредоточены льды с балльностью от 30 до 80 %. У северных границ о. Баффинова Земля и в районе Канадского арктического архипелага присутствуют льды до 50 % балльности. Кромка морских льдов минимальной сплоченности проходит от моря Бофорта до западных границ Чукотского моря. В Беринговом проливе лед практически отсутствует. В Восточно-Сибирском море от 160 до 180° в.д. наблюдаются льды со сплоченностью менее 20 % балльности. В районе между 120 и 160° в.д. в прибрежной зоне льда практически нет. У островов Анжу и Ляховских встречается плавучий лед сплоченностью около 10 %. Полуостров Таймыр окружен льдами со сплоченностью от 10 до 40 % балльности. К западу от полуострова, не достигая о. Новая Земля, морской плавучий лед простирается в сторону архипелага Земля Франца-Иосифа, где льды со сплоченностью до 60 % заполняют весь район. Далее пояс морского льда касается северной границы архипелага Шпицберген и вытягивается полосой в долготном клине в направлении побережья Гренландии, располагаясь между 20 и 10° з.д. на 80° с.ш. и между 20 и 25° з.д. на 70° с.ш.

К октябрю покрытая льдом площадь морской акватории увеличивается. Граница морского льда максимальной сплоченности в секторе от 120° з.д. до 170° в.д. проходит около 75° с.ш. В секторе от 170 до 150° в.д. льды максимальной сплоченности сосредоточены в поясе между 75 и 80° с.ш. В остальных районах Северного Ледовитого океана морские льды со сплоченностью 90 % баллов находятся севернее 80° с.ш. Морская акватория вдоль берега России от о. Врангеля до западного берега п-ова Таймыр покрыта льдом сплоченностью от 50 до 70 %. В Карском море плавучий лед распространяется до 65° в.д. со сплоченностью от 70 до 10 %. В Баренцевом море кромка льда опускается до 77° с.ш. Сплоченность здесь примерно такая же, как и в Карском море. В Гренландском море преобладают льды сплоченностью от 60 до 90 %, а по периметру его границы наблюдаются льды малой сплоченности. У северного побережья Гренландии и островов Королевы Елизаветы сосредоточены льды максимальной сплоченности.

В районе Канадского арктического архипелага и северного побережья о. Баффинова Земля присутствует лед сплоченностью от 60 до 80 %. Между западным побережьем о. Гренландия и о. Баффинова Земля сплоченность морского льда находится в пределах 10–40 %. В секторе от 120 до 160° з.д. ледовое поле вплотную подходит к берегу. При этом сплоченность льда в секторе находится в пределах 30–50 %. Южная часть Чукот-

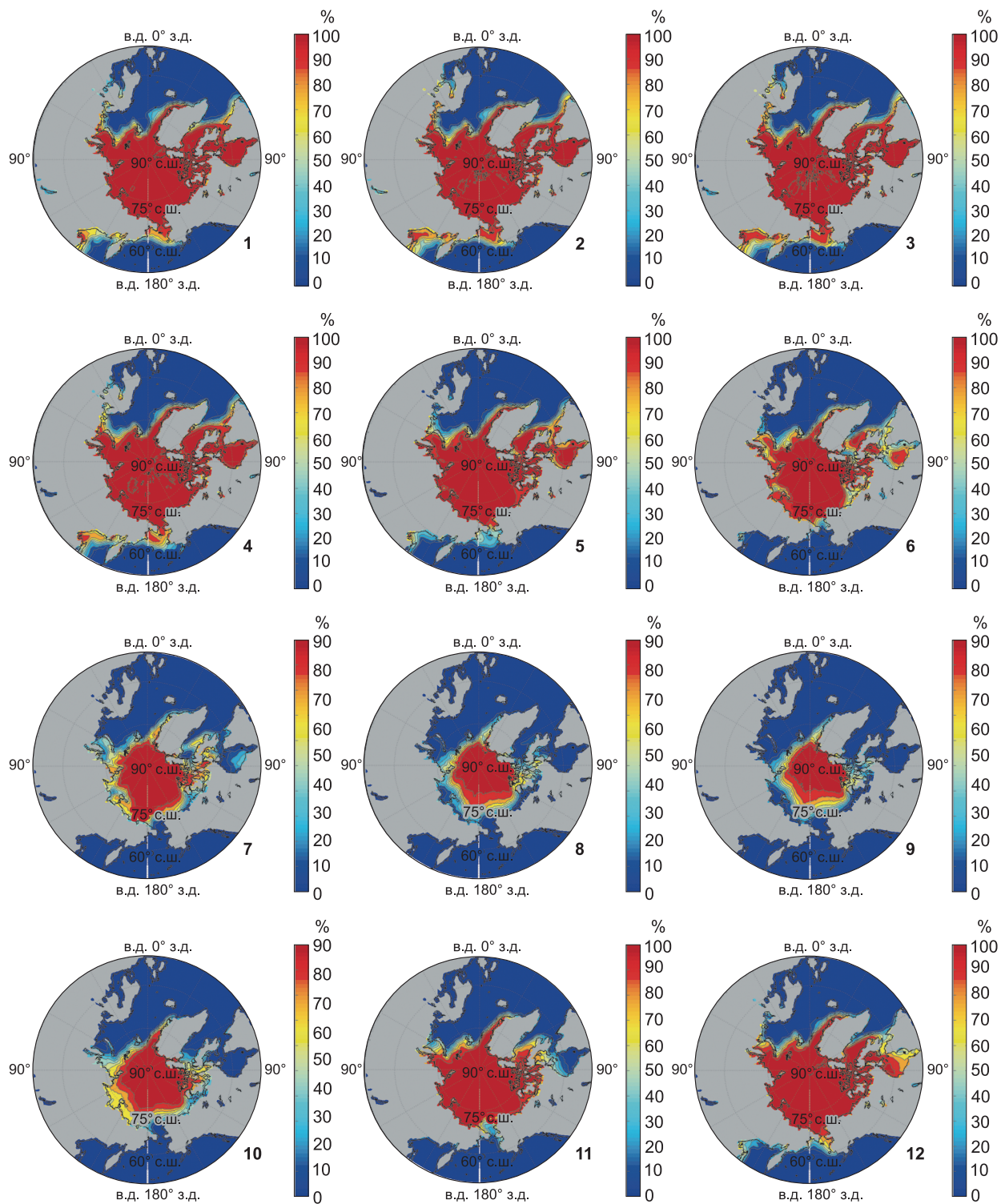


Рис. 1. Внутригодовое распределение сплоченности морского льда в процентах балльности (цветовая шкала), осредненное за период 1969–2012 гг.

1–12 – январь–декабрь.

ского моря практически свободна ото льда. В Беринговом проливе морской лед присутствует только вдоль берегов континентов с минимальной балльностью.

В ноябре льды максимальной сплоченности простираются от о. Врангеля до западного берега п-ова Таймыр и далее вдоль 80° с.ш. до северо-восточного побережья о. Гренландия. Район островов Королевы Елизаветы и практически все северное побережье Канады также скованы льдом 100%-й балльности. Полностью покрыты льдом Карское и Чукотское моря. Сплоченность изменяется здесь в пределах от 10 до 90 %. В Беринговом проливе сплоченность не превышает 20 %. До 70° с.ш. покрыто льдом и море Баффина, где сплоченность составляет от 10 до 90 %. В районе Гудзонова залива отмечается лед сплоченностью не более 50 % балльности.

К декабрю во всех морях и заливах Северного Ледовитого океана ледовая обстановка осложняется. Практически у всех его берегов присутствует лед с балльностью, близкой к максимальной. Исключение составляет район от пролива Карские Ворота до Кольского полуострова включительно, а также Белое море. В Баренцевом море южная граница льда достигает 75° с.ш. Севернее о. Ян-Майен ледовое поле из Гренландского моря расширяется до северных районов Норвежского моря. Гудзонов залив покрыт льдом со сплоченностью от 40 до 100 %. В Беринговом проливе также отмечается высокая балльность сплоченности льда. На севере Берингова моря сплоченность морского льда находится в пределах от 10 до 40 %.

В январе основные изменения происходят в районах, близких к открытому океану. Ледовое поле распространяется вплоть до 70° с.ш. Центральная Арктика покрыта почти сплошным льдом. В окраинных морях, примыкающих к Атлантическому сектору, и в Баренцевом море увеличивается площадь льда со сплоченностью от 10 до 60 %. В море Баффина уменьшается площадь открытой воды за счет увеличения сплоченности льда до 60 % балльности. Гудзонов залив покрывается льдом с максимальной сплоченностью, а в Беринговом море значительно увеличивается площадь льдов со сплоченностью 80 %.

В феврале и марте основное увеличение открытой льдом площади происходит в Гренландском, Баренцевом и Беринговом морях, а также в проливе Дейвиса. Максимальная площадь морского льда в Северной полярной области достигается в марте. В это время плавучий лед в Беринговом море распространяется к югу до 55° с.ш., а в Баренцевом море – по направлению к северному берегу Европы до 73° с.ш. Морской лед со сплоченностью до 80 % покрывает акваторию между о. Новая Земля и Кольским полуостровом. Полностью по-

крыто льдом Карское море. Разреженный плавучий лед из Гренландского моря достигает Норвежского моря, переходя через нулевой меридиан. Сплошное ледовое поле наблюдается в море Баффина. От пролива Дейвиса до о. Ньюфаундленд произошло расширение пояса прибрежных льдов.

С апреля начинается уменьшение площади морской акватории, покрытой плавучим льдом. Это приводит и к снижению сплоченности льда на открытых границах Арктического бассейна. В частности, такие процессы наблюдаются в Беринговом море, от пролива Дейвиса до о. Ньюфаундленд, в районе границы между Норвежским и Гренландским морями. В Баренцевом море в это время происходит увеличение площади льда в направлении северо-восточной границы Европы, хотя и незначительное.

В мае по всей акватории Арктического бассейна продолжается уменьшение открытой льдом площади и снижение сплоченности льда. Например, в Беринговом море уже фиксируется сплоченность от 10 до 45 %, а в Беринговом проливе – от 55 до 75 %.

В июне продолжается уменьшение ледовитости. От Восточно-Сибирского моря до пролива Карские Ворота формируется сплоченность от 70 до 90 % балльности. Далее на запад, до 45° в.д. сплоченность уменьшается до 20 %. Белое море свободно ото льда. В Беринговом проливе лед также отсутствует, но Чукотское море еще покрыто льдом. В море Бофорта происходит разрушение ледовых полей, хотя в некоторых районах сплоченность льда превышает 45 %. Заметное уменьшение сплоченности льда наблюдается в море Баффина. Практически исчезает лед на севере Норвежского моря.

К июлю происходит существенное снижение сплоченности, вплоть до полного исчезновения морского льда во всех окраинных морях южнее 70° с.ш. Севернее этой широты площадь занятой льдом акватории изменяется незначительно, но сплоченность льда заметно уменьшается. Всюду выше 80° с.ш. остаются льды со сплоченностью не менее 80 %. Такая же сплоченность характерна и для долготного сектора между 130° з.д. и 160° в.д. (против часовой стрелки) в области севернее 74° с.ш. В Гудзоновом заливе сплоченность льда не превышает 30 %. В районе Канадского арктического архипелага еще присутствуют льды со сплоченностью от 60 до 80 %.

В августе наблюдается значительное уменьшение ледовитости Баренцева и Карского морей. В море Лаптевых сплоченности льда снизилась до 40 %, а вдоль северной границы моря Бофорта – до 75 %. Льды сплоченностью от 20 % окаймляют п-ов Таймыр, северное побережье России между 165° и 180° в.д., а также Аляски от 160° до 140° з.д.

Вдоль восточной, западной и в большей степени северной границ Чукотского моря находятся льды малой сплоченности. Центральная часть моря, а также Берингов пролив свободны ото льда. В то же время в районах, примыкающих к северной части о. Гренландия, и у островов Королевы Елизаветы остается лед высокой сплоченности, окаймленный полосой льда малой сплоченности.

ДИНАМИКА КРОМКИ МОРСКОГО ЛЬДА

Внешняя граница среднемесячных распределений сплоченности морского льда за период с 1969 по 2012 г., представленных на рис. 1, определяет положение кромки льда, которое зависит не только от сезона, но и от района океана. Наиболее значительные смещения кромки во внутригодовом цикле наблюдаются западнее Новой Земли между 20 и 55° в.д. и в районе Берингова пролива. Эти районы находятся в зонах, граничащих с открытым океаном. Около 42° в.д. кромка может уходить на север до 82° с.ш. Отметим, что перемещение кромки столь далеко на север наблюдалось и ранее в истории Арктики. В частности, похожее августовское широтное расположение кромки в XVIII в. между Шпицбергом и Землей Франца-Иосифа описано в работе [Falk-Petersen et al., 2004].

Важной динамической характеристикой кромки плавучего льда является скорость v ее смещения в широтном направлении. Графики на рис. 2 иллюстрируют долготное распределение внутригодового среднемесячного значения скорости движения кромки за рассматриваемый период. Жирной линией показана скорость, а тонкими линиями обозначены границы 95%-го доверительно-интервала. Отметим, что на рис. 2 динамика положения кромки в районе между 21 и 126° з.д. (по часовой стрелке) не представлена из-за сложности акватории, обусловленной здесь большим количеством островов. На представленных графиках видно, что скорость смещения кромки как функция долготы не является монотонной. Графики имеют локальные экстремумы, величины которых зависят от долготы места. Во внутригодовом цикле направление движения кромки также меняется, хотя в отдельные месяцы в некоторых долготных секторах она остается неподвижной.

В период ледообразования с сентября по март кромка движется на юг. Причем движение на юг в сентябре происходит практически по всему рассматриваемому периметру. Исключение в сентябре составляет район п-ова Таймыр, где в окрестности 100° в.д. скорость движения нулевая. Наиболее быстрое смещение кромки на юг в сентябре отмечается в Карском море, где около 71° в.д. скорость достигает значения 31 км/сут.

В октябре интенсивное движение на юг происходит между 21° з.д. и 72° в.д., а также между 168° в.д. и 150° з.д. Здесь в первом случае скорость достигает 25 км/сут, во втором – 29 км/сут. В других долготных секторах морской лед достигает береговой черты и происходит увеличение его сплоченности.

С ноября по январь долготные зоны значительных подвижек кромки сужаются. Заметная динамика сохраняется только в районах открытого моря, близких к Северной Атлантике, а также в Беринговом проливе и примыкающей к нему акватории Чукотского моря.

В ноябре максимальное значение скорости движения кромки на юг составляет 30 км/сут в районе от 21° з.д. до 60° в.д. и 20 км/сут в Чукотском море – Беринговом проливе. В декабре в этих районах экстремальные величины скорости составляют 14 и 8 км/сут, а в январе – 5 и 4 км/сут соответственно.

В феврале становится заметным изменение направления движения кромки в районе от 10° з.д. до 36° в.д. с южного на северное. Скорость движения не превышает 3 км/сут. В это же время в Беринговом проливе кромка продолжает движение на юг со скоростью около 2 км/сут, а с марта практически по август она здесь движется уже на север. В Баренцевом море в марте на значительном участке кромка все еще, хотя и медленно, движется на юг.

В апреле в долготном диапазоне от 21° з.д. до 54° в.д. скорость движения кромки на некоторых участках практически нулевая, а на других участках кромка смещается на север.

В мае скорость движения кромки на юг увеличивается. В Баренцевом море она достигает 24 км/сут. В это же время становится заметным и слабый отступ кромки на север между 60 и 180° в.д. Практически без движения кромка находится между о. Гренландия и архипелагом Шпицберген.

С июня районы смещения кромки на север расширяются, а скорость движения возрастает. В июле наблюдается усиление интенсивности движения на север по всему периметру кромки. Особенно выделяются районы Баренцева и Карского морей, моря Лаптевых, Чукотского моря и Берингова пролива. В то же время минимальные скорости смещения кромки на север фиксируются между о. Гренландия и архипелагом Шпицберген, а также в районе о. Таймыр. В августе направление движения кромки сохраняется, но скорость замедляется, а в некоторых районах кромка остается без движения. С максимальной скоростью она в это время перемещается на север в Карском море, где в районе 72° в.д. скорость достигает 23 км/сут.

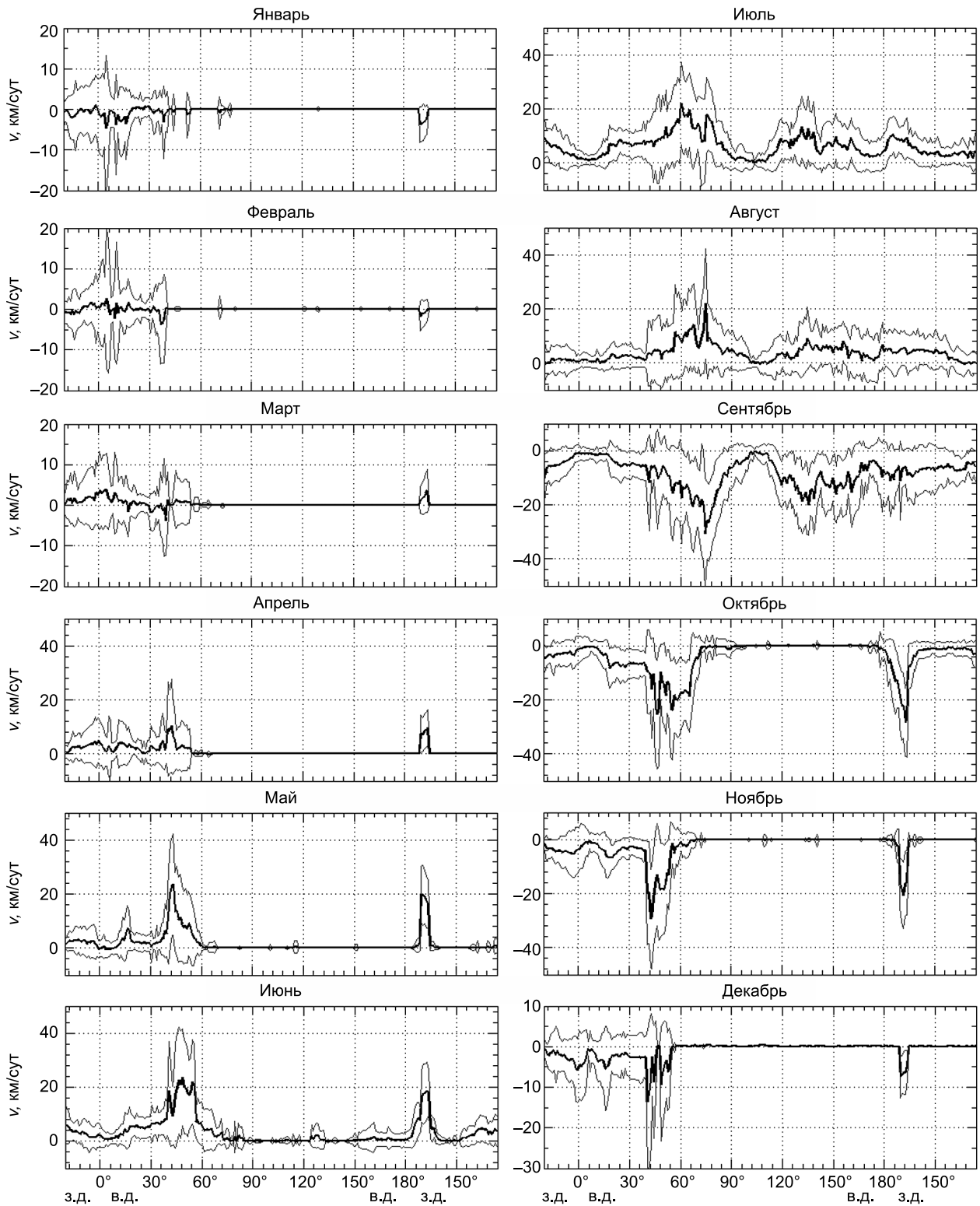


Рис. 2. Распределение внутригодовой скорости (v) широтного смещения кромки морского льда, осредненной за период 1969–2012 гг., вдоль ее периметра.

Для выявления наиболее значимых временных циклов широтного смещения кромки морского льда выполнен спектральный анализ отклонений среднемесячных значений широты ее положения от своего линейного тренда за период с 1969 по 2012 г. для каждого градуса долготы к востоку от Гренландии до моря Бофорта. Спектральная плотность получена методом Fast Fourier Transform с использованием фильтра Flat Top. Распределение спектральной плотности p по частоте приведено на рис. 3. По оси ординат отложена циклическая частота колебаний f (1/год), а по оси абсцисс – долгота места. Цветовая шкала в логарифмическом масштабе характеризует распределение спектральной плотности для каждого градуса долготы. Видно, что главный сигнал (первая гармоника) в спектре приходится на колебания с одним циклом в год. Эта гармоника присутствует практически на всех рассматриваемых долготах вдоль периметра кромки. Самое заметное отсутствие сигнала наблюдается в районе п-ова Таймыр – архипелаг Северная Земля. Колебания с максимальной спектральной плотностью находятся в Баренцевом море. В спектре колебаний присутствуют и гармоники с двумя, тремя и четырьмя циклами в год. Они заметно слабее годовой и проявляются только в отдельных долготных секторах.

В некоторых районах вдоль периметра кромки выделяются низкочастотные колебания с периодом от 2 до 5 лет и более. По долготному распределению они попадают в области спектра с наиболее ярко выраженной годовой гармоникой.

Для каждого градуса долготы к востоку от Гренландии до моря Бофорта рассчитана величина линейного тренда широтного смещения кромки морского льда за период 1969–2012 гг. При этом временной ряд среднемесячных значений широты сглаживался по 12 точкам скользящим средним с шагом 1 месяц. Распределение величины линейно-

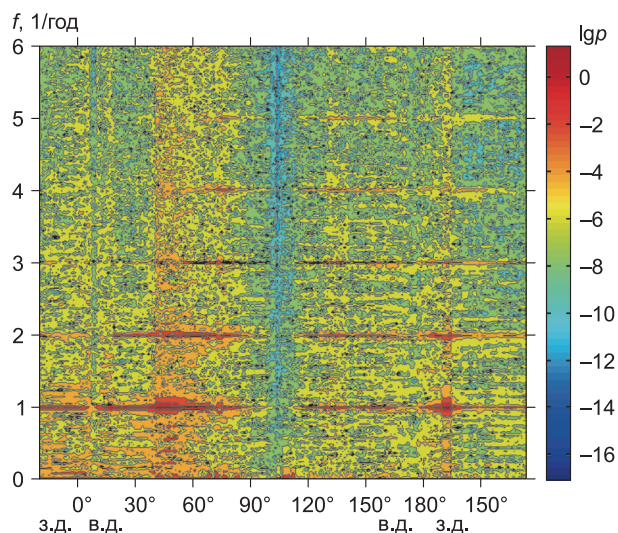


Рис. 3. Распределение спектральной плотности (p) широтного смещения кромки льда по долготе.

Пояснения в тексте.

го тренда по долготе приведено на рис. 4 (жирная линия). Тонкими линиями обозначены границы 95%-го доверительного интервала. Видно, что в большинстве районов тренд положительный. Наиболее значимая величина тренда наблюдается в Гренландском (0.08 град/год) и Баренцевом (0.06 град/год) морях, в районе Чукотского моря и Берингова пролива (0.06 град/год). В то же время есть районы Арктического бассейна, где тренд отрицательный. В частности, это имеет место в районе п-ова Таймыр и в восточной части Карского моря. Выделяются и районы, такие как море Лаптевых и Восточно-Сибирское море, в пределах которых на одних участках вдоль периметра кромки ее тренд отрицательный, а на других – положительный.

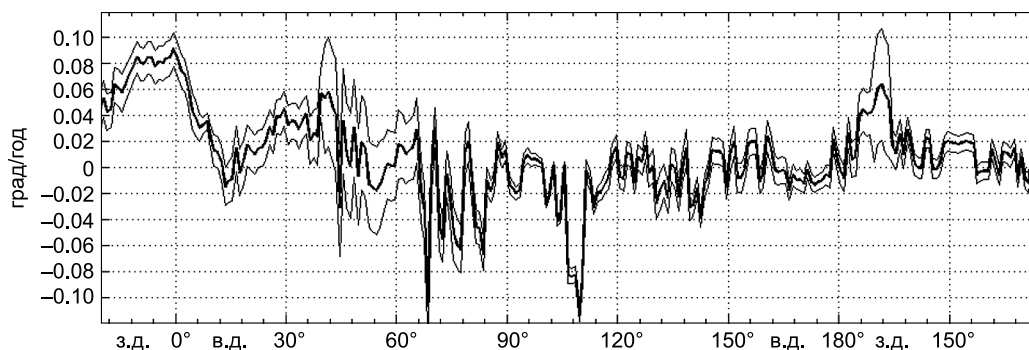


Рис. 4. Долготное распределение величины линейного тренда смещений положения кромки льда по широте за период 1969–2012 гг.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе среднемесячных данных о сплошности морского льда за период 1969–2012 гг. выполнен анализ внутригодовой изменчивости регионального распределения льда в Арктическом бассейне. Проведено исследование смещений среднемесячных климатических положений кромки льда в широтном направлении и дана оценка скорости ее смещения на каждой из долгот вдоль периметра кромки. Наиболее интенсивная изменчивость положения кромки отмечается в районе Берингова пролива, а также в районах Баренцева и Карского морей, в которых скорость смещения во внутригодовом цикле превышает 20 км/сут.

Для рассмотренного временного интервала для каждого градуса долготы к востоку от Гренландии до моря Бофорта рассчитана величина линейного тренда широтного смещения кромки льда. Наиболее значимая величина положительного тренда находится в Гренландском (0.08 град/год) и Баренцевом (0.06 град/год) морях, в районе Чукотского моря и Берингова пролива (0.06 град/год).

Выявлены временные циклы отклонений среднемесячных значений широты положения кромки от его линейного тренда. Установлено, что главный сигнал в распределении спектральной плотности по частоте приходится на колебания с одним циклом в год. Колебания с максимальной спектральной плотностью происходят в Баренцевом море. В спектре колебаний присутствуют и гармоники с двумя, тремя и четырьмя циклами в год, а также низкочастотные колебания с периодом от двух и более лет.

Литература

Алексеев Г.В., Радионов В.Ф., Александров Е.И. и др. Климатические изменения в Арктике и Северной полярной области // Пробл. Арктики и Антарктики, 2010, № 1 (84), с. 67–80.

Байдин А.В., Мелешко В.П. Реакция атмосферы высоких и умеренных широт на сокращение площади морского льда и повышение температуры поверхности океанов // Метеорология и гидрология, 2014, № 6, с. 5–18.

Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г. и др. Изменение морского ледяного покрова и других составляющих климатической системы в Арктике и Антарктике в связи с эволюцией полярных вихрей // Пробл. Арктики и Антарктики, 2008, № 1 (78), с. 48–57.

Дмитриев В.Г., Ковалевский Д.В., Алексеев В.А., Бобылев Л.П. К оценке рисков, обусловленных неблагоприятными гидрометеорологическими явлениями и климатическими аномалиями в Арктике // Пробл. Арктики и Антарктики, 2012, № 4 (94), с. 52–62.

Доронин Ю.П. Влияние ледового покрова на теплообмен атмосферы с океаном // Пробл. Арктики и Антарктики, 1974, вып. 43–44, с. 52–60.

Еремеев В.Н., Букатов А.Е., Букатов А.А., Бабий М.В. Межгодовая изменчивость теплообмена океана и атмосферы в Антарктике // Докл. Нац. академии наук Украины, 2013, № 1, с. 96–104.

Матишев Г.Г. Влияние изменчивости климатического и ледового режимов на судоходство // Вестн. РАН, 2008, т. 78, № 10, с. 896–902.

Смирнов А.В., Короблев А.А. Взаимосвязь между характеристиками перемешанного слоя и потоками тепла на границе раздела океан–атмосфера в Северо-Европейском бассейне // Пробл. Арктики и Антарктики, 2010, № 3 (86), с. 79–88.

Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Смолянский Е.М. Изменения климата Арктики и Антарктики – результат действия естественных причин // Пробл. Арктики и Антарктики, 2010, № 2 (85), с. 52–61.

Хон В.Ч., Мохов В.И. Климатические изменения в Арктике и возможные условия Арктической морской навигации в XXI веке // Изв. РАН. Сер. ФАО, 2010, т. 46, № 41, с. 19–25.

Cavalieri D.J., Parkinson C.L., Vinnikov K.Y. 30-year satellite record reveals contrasting Arctic and Antarctic // Geophys. Res. Lett., 2003, vol. 30, No. 18, 1970, p. CRY 4 1–2. doi: 10.1029/2003 GLO 18031.

Deser C., Walsh J.E., Timlin M.S. Arctic sea ice variability in the context of recent atmospheric circulation trends // J. Climate, 2000, vol. 13, No. 3, p. 617–633.

Falk-Petersen S., Wold A., Rostad A. et al. Intense feeding of Calanus hyperboreus on Arctic Autumn Bloom propagated by a Record Minimum Sea Ice Extent in 2004 // The ACIA Intern. Sci. Symposium on Climate Change in the Arctic. Reykjavik, Iceland, Nov. 9–12, 2004, p. 1–4.

<http://badc.nerc.ac.uk/data/hadisst/> (дата обращения: 30.10.2003).

<http://nomad1.ncep.noaa.gov> (дата обращения: 20.05.2013).

*Поступила в редакцию
13 октября 2015 г.*