Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса.
2012. Т. 9. № 5. С. 89-103

Применение методов дистанционного зондирования в исследовании динамики ледового покрова и современной климатической изменчивости Арктики

И.А. Репина[1,2,3], В.В. Иванов[4,5]

[1] Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН,
119017, Москва, Пыжевский пер., 3
E-mail: repina@ifaran.ru
[2] Институт космических исследований РАН,
117997, Москва, Профсоюзная, 84/32
[3] Российский государственный гидрометеорологический университет
195196, г. Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98
[4] Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт
199397, г. Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38
E-mail: Vladimir.ivanov@aari.ru
[5] Международный центр арктических исследований в Университете Аляски, Фербэнкс.
930 Koyukuk Drive Fairbanks, Alaska

В работе рассматриваются методы дистанционного зондирования, применяемые для диагностики состояния ледового покрова Арктики. Приведена история спутниковых измерений параметров морских льдов, дано описание основных спутниковых миссий. Особое внимание уделяется определению сплоченности морского льда по данным пассивного микроволнового зондирования. Проведено сравнение алгоритмов, применяемых для восстановления сплоченности ледяного покрова, дан обзор основных архивов данных. На основе спутниковых наблюдений приводится анализ климатической изменчивости ледяного покрова Арктики за последние десятилетия.

Ключевые слова: морской лед, пассивное микроволновое зондирование, сплоченность и толщина морского льда, климат Арктики.

Введение

Информация о ледовых условиях в полярных регионах играет важную роль для решения ряда практических задач, являясь основой организации судоходства и добычи полезных ископаемых в полярных широтах. Кроме того, морской лед является четким индикатором изменений климатической системы (Barry et al., 1993, Алексеев, 2003) вследствие так называемого эффекта полярного усиления, из-за ряда прямых и обратных связей приводящего к интенсификации потепления в полярных регионах (Alexeev et al., 2012). В настоящее время в Арктике происходит драматическое уменьшение площади летнего ледового покрова, т.е. наблюдается тенденция перехода к сезонности арктического льда. Причины и следствия этого явления пока не определены, но можно с уверенностью сказать, что мы живем в эпоху интересных перемен. К сожалению, определить насколько повторяемо это событие, даже на памяти человечества, практически невозможно, ибо полная, регулярная информация о глобальном состоянии ледяного покрова полярных областей нашей планеты стала доступна только с началом спутниковых наблюдений, точнее, с 1978 года, когда миссия NIMBUS-7 открыла новую эру в мониторинге полярных районов. До этого единственным способом

получения данных о ледовой обстановке были визуальные наблюдения с судов, наземных метеорологических станций и самолетов.

Судовым и наземным наблюдениям свойственны недостаточная точность определения характеристик и привязки к месту наблюдений, субъективность количественных оценок, малая обзорность, высокая стоимость, ограниченность во времени и пространстве. Тем не менее, до первых самолетных ледовых разведок, начатых с 1914 года, они являются хоть и крайне нерегулярным, но уникальным источником информации. Первые в советской истории ледовые авиаразведки были произведены в 1924 г. в ходе обеспечения работы Карской морской экспедиции (Снежинский, 1957), когда летчик Б.Г. Чухновский на самолете палубного базирования изучал ледовую обстановку по маршруту движения судов экспедиции. С тех пор самолеты стали применяться в целях ледовой авиаразведки в арктических морях ежегодно. Данные разведок, дополненные судовыми и станционными наблюдениями, обобщались ледовыми экспертами за соответствующий период (обычно за 3-4 дня, предшествующих дате выпуска карты) и служили основой для составления обзорных ледовых карт Евразийской Арктики. В качестве методической основы использовались национальное руководство (Руководство..., 1981) и номенклатура Всемирного метеорологического общества (Номенклатура…, 1989). Сначала авиация определяла только такие элементы ледовой обстановки, как форма и сплоченность льдов. Затем к ним прибавились цвет, торосистость, разрушенность, дрейф, возраст льда, а в ряде случаев даже его толщина. Постепенно совершенствовалась и авианавигационная сторона разведки (Карелин, 1946; Букало, Рудаков, 2007), стали применяться инструментальные методы наблюдений (Бахарев, Куприк, 1988, Бушуев, 1991). Сложность в использовании этих данных для оценки климатологии морского льда заключается в их нерегулярности и региональной направленности. Но опыт ледовых авиационных разведок способствовал быстрому развитию и внедрению в оперативную практику новых спутниковых технологий картирования ледяного покрова (Бушуев, 1997).

Доспутниковые архивы ледовых данных

Существует два основных источника данных по арктическому ледовому покрову, включающие системный анализ доспутниковых данных. Это данные Арктического и Антарктического научно-исследовательского института (Захаров, 1996; Алексеев и др., 2009) и данные Национального центра данных по льду и снежному покрову в США (Walsh, 1978; Walsh and Johnson, 1978; Walsh and Chapman, 2001). На основе последних был составлен сеточный архив данных по границам морского льда HadISST1.1, включающий распределение льда Арктики и Антарктики с разрешением 1 градус за период с 1870 года по настоящее время (MetOffice… 2013, http://badc.nerc.ac.uk/view/badc.nerc.ac.uk__ATOM__dataent_hadisst). Этот анализ данных считается наиболее достоверной оценкой изменения площади ледового покрова в XX веке. Отдельный массив данных по распространению ледового покрова в Гренландском, Исландском, Норвежском, Баренцевом и западной части Карского моря собран в Норвегии (Vinje, 2001). При этом использование различных данных приводит к принципиально различным оценкам долгопериодных трендов ледового покрова в период до 1960-х гг. (МГЭИК, 2007; Lemke et al., 2007). Данные ААНИИ свидетельствуют о значительном сокращении ледового покрова в середине 1920-х-1930-х гг., за которым последовал рост до 1960-х гг. (Polyakov et al., 2003; Алексеев и др., 2009) Но эти аномалии (также как и увеличение площади ледового покрова в 1910-х до середины 1920-х гг.) отсутствуют в данных HadISST1.1. Норвежские

данные (Vinje, 2001) демонстрируют практически линейный отрицательный тренд на протяжении всего периода наблюдений. Одной из причин этих расхождений могут быть различия в районах измерений и, соответственно, в региональных трендах (Lemke et al., 2007).

Методы спутникового дистанционного зондирования ледового покрова

В настоящее время методы спутникового дистанционного зондирования являются основными методами мониторинга состояния ледяного покрова. С помощью него решаются две основных задачи. Первая – региональный анализ ледовой обстановки с целью обеспечения судоходств и народно-хозяйственной деятельности. Для него учитываются все спутниковые материалы по исследованию района. С конца 1992 г. в связи с прекращением ледовой авиаразведки оперативное ледовое картирование практически полностью базируется на информации ИСЗ видимого и инфракрасного диапазонов с разрешением 250-1000 м. Первые спутниковые фотокарты морских льдов Арктики были созданы в 60-е годы. Но составлению надежных карт мешали облачные условия, характерные для полярных районов, и зависимость от условий освещения. Сейчас для повышения качества интерпретации используется принцип синергетического дополнения многоспектральной спутниковой информации. Так, съемки в видимом диапазоне и спутниковые радары применяют совместно с микроволновыми радиометрами, хотя пространственное разрешение пассивных микроволновых радиометров более чем на два порядка хуже, чем у радаров. Но СВЧ-изображения дают важную информацию о ледяном покрове в дополнение к данным радара. На радарном изображении старые льды выделяются сильным рассеянным сигналом, а на изображениях микроволнового радиометра – слабым собственным излучением. Молодые и однолетние льды, наоборот, выделяются слабым рассеянным сигналом и сильным собственным излучением. (Смирнов и др., 2010) Из сопоставления различных данных возможно определение сплочённости, положения кромки, дрейфа и даже возраста льдов. Для оперативных наблюдений за ледовым покровом арктических морей применяют спектрорадиометры высокого и среднего разрешения (MODIS на спутниках Terra и Aqua), а также радиолокаторы с синтезированной апертурой РСА на спутниках ERS-2, Envisat и Radarsat. Одним из первых спутников, производивших съемку ледяного покрова морей одновременно разными приборами в нескольких диапазонах спектра, стал отечественный ИСЗ «Океан». Спутники этой серии функционировали в 1983–2000 гг. и оснащались сканером видимого диапазона, радаром бокового обзора и СВЧ-радиометром. Такая комплектация позволяла распознавать границы распространения однолетних и старых льдов в период интенсивного летнего таяния, открытую воду на крупных разводьях и полыньях, а также положение кромки льдов при взволнованной открытой водной поверхности (Бушуев и др., 1983). Радары синтезированной апертуры (РСА) представляют снимки высокого разрешения (порядка 25 метров) вне зависимости от времени суток и наличия облачного покрова. Для определения динамики льда с помощью РСА разработаны достаточно надежные алгоритмы (Dokken et al., 2002). Но существенным недостатком является низкое временное разрешении получаемых снимков при значительной временной изменчивости процессов в Арктике. Наиболее обеспеченные архивы ледового картирования находятся в ААНИИ (Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт), Национальном ледовом центре США и Канадской ледовой службе. Сведения об особенностях систем анализа и картирования ледовой информации ААНИИ, НЛЦ США, КЛС, а также других ледовых служб и центров приведены в специальной публикации ВМО № 574 “Ледовые информационные службы мира” (WMO/TD No. 574, 2010).

Вторая задача связана с определением общей площади, сплоченности и климатологии ледяного покрова. Одними из наиболее статистически однородных массивов пространственно-распределенной информации по общей сплоченности морского льда Арктики и Антарктики являются массивы двухдневных (за период с 26 октября 1978 г. по 9 июля 1987 г.) и ежедневных (за период с 9 июля 1987 г. по настоящее время) данных по общей сплоченности морского льда с разрешением 25 км, построенных на основе автоматической обработки информации пассивного микроволнового зондирования прибора SSMR ИСЗ США “Nimbus-7” и прибора SSM/I ИСЗ серии “DMSP” (F8, F11, F13, F15,F17). (табл. 1) В период с 2002 по 2011 года эта информация была существенно дополнена и расширена данными с радиометра AMSR-E спутника AQUA. Обработка данных этого прибора позволяла получать карты сплоченности льда с разрешением 6 км.

Таблица 1. Радиометры, используемые для определения сплоченности морского льда

Спутник	Прибор	Период работы	Каналы	Разрешение
Nimbus-5	Electrically Scanning Microwave Radiometer (ESMR)	1972-1977	19 ГГц, горизонтальная поляризация	25 км
Nimbus-7	Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR)	1978-1987	6, 10, 18, 21, 37 ГГц (горизонтальная и вертикальная поляризации)	25 км
Defense Meteorological Satellite Programme (DMSP)	Special Sensor Microwave Imager (SSM/I), Special Sensor Microwave (Imager/ Sounder SSMIS)	1987-по настоящее время	19, 37, 85 ГГц (горизонтальная и вертикальная поляризации), 22 ГГц – вертикальная поляризация	12-25 км
Aqua	Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System (AMSR-E)	2002-4 октября 2011	6, 10, 18, 23, 36, 89 ГГц (горизонтальная и вертикальная поляризации)	6 км
Coriolis	Polarimetric microwave radiometer WindSat	2003 – по настоящее время	6.8, 10.7, 18.7, 23.8 и 37.0 ГГц (6.8 и 37 ГГц – горизонтальная и вертикальная поляризации)	8-70 км

К сожалению, до недавнего времени спутниковая информация по общей сплоченности льда, полученная до 1978 года, была практически недоступна. На данный момент есть ряд наблюдений за 34 года, а этого с трудом хватает на восстановление климатологии, для которой нужны ряды длинной не менее 30 лет. В 2010 году был запущен пилотный техно-археологический проект, который доказал принципиальную возможность получения информации по морскому льду на основе старых и практически уничтоженных спутниковых данных (NDIS, 2010). Недавно опубликованы и первые результаты по восстановлению старых спутниковых данных по морскому льду в Арктике и Антарктике (Meier et al., 2013). Удалось оцифровать 13000 изображений, полученных спутником Nimbus в видимом диапазоне, и восстановить ледовые условия для сентября 1964 года. Если проект будет про-

должен, то удастся оцифровать данные со следующих спутников этой серии, что позволит получить ледовые карты за период с 1964 до 1978 года.

Вывод на орбиту микроволновых радиометров стал настоящей революцией в исследовании климата Земли. Первый микроволновый радиометр был установлен на аппарате Nimbus-5 в 1972 году для наблюдений за осадками, но уже через несколько месяцев после его запуска стала очевидна возможность определять по его данным и концентрацию морского льда (Parkinson et al., 2004). Спутниковые измерения в микроволновом диапазоне, начавшиеся в конце октября 1978 г. с использованием радиометра SMMR, продолженные в 1987 г. с использованием прибора SSM/I и продолжающиеся по сей день благодаря запущенному недавно прибору SSMIS предоставляют беспрецедентную возможность мониторинга современной изменчивости климата нашей планеты (Special…, 2010, Sharkov, 2003). Космические аппараты серии DMSP с радиометрическими приборами SSM/I на борту были запущены в рамках спутниковой метеорологической программы министерства обороны США. Специфика траекторий аппаратов этой серии и полей обзора радиометров такова, что наилучшее покрытие и разрешение наблюдается именно в высоких широтах.

Недостатком этих приборов является достаточно низкое разрешение, при котором многие особенности морского ледяного покрова, в частности, полыньи, разводья, положение кромки, часто оказываются в подпиксельной области пассивного микроволнового зондирования. Радиометр AMSR-E обладал более высоким, по сравнению с радиометром SSM/I, разрешением. Хорошее временное разрешение (в полярных районах – несколько раз в сутки), позволяло получать регулярные данные о влагозапасе атмосферы, содержании водяного пара, водозапаса облаков, скорости приводного ветра, температуры поверхности океана, сплоченности ледяного покрова океана независимо от времени суток и состояния погоды (Заболотских и др., 2004). Но, к сожалению, данные с радиометра перестали поступать 4 октября 2011 года. Использование данных первого микроволнового радиометра с полной поляризацией WindSat для определения сплоченности льда пока происходит в тестовом режиме (Narvekar, 2008).

Сплоченность и толщина морского льда

В настоящее время существует более десяти алгоритмов обработки радиотепловых изображений для получения карт сплоченности морского льда (Cavalieri et al., 1984, 1999; Comiso, 1986; Comiso et al., 1992; Kaleschke et al., 2001; Pedersen, 1998; Ramseier, 1991; Smith, Barry, 1994; Svendgen et al., 1983; Swift et al., 1985; Kern, Heygster, 2001; Spreen et al., 2008, Andersen et al., 2007; Heygster et al., 2009; Репина и др., 2012). На практике для построения ледовых карт наиболее часто применяются NASA TEAM (Cavalieri et al., 1991, 1999, Marcus, Cavalieri, 2000) и Comiso Bootstrap (Comiso, 1995) алгоритмы. Оба алгоритма для анализа используют каналы 37 и 19 ГГц на двух поляризациях. Алгоритмы, берущие за основу данные канала 85 ГГц (89 ГГц для AMSR-E), дают лучшее пространственное разрешение, но более подвержены влияниям атмосферных процессов. (Svendgen et al., 1987; Lubin et al., 1997; Kaleschke et al., 2001). Но о ряду причин, связанных с законами взаимодействия излучения с веществом, сложностью и многообразием строения морского льда и изменчивостью гидрометеорологических условий, объективная интерпретация спутниковых данных в карты сплоченности морского льда пока не является полностью решенной задачей. Сплоченность морского льда, полученная по данным пассивного микроволнового зондирования, чувствительна к смещению калибро-

вок, изменению характеристик датчиков, заданию границ океана и суши. Другим источником ошибок являются ранние формы льда (молодой лед, нилас, шуга), снежницы (лужи, образующиеся на поверхности ледяных полей в летний период), всевозможные атмосферные процессы (туман, дождь, снегопад) (Grenfell et al., 1992; Cavalieri et al., 1995; Comiso, Kwok, 1996; Fetter, Untersteiner, 1998). Лужи на поверхности льда, которые могут покрывать от 50 до 60 % площади ледяных массивов в летний период, являются одной из основных причин некорректности определения сплоченности льда (Fetter, Untersteiner, 1998, Eicken et al., 2004). Тепловой сигнал от них соответствует тепловому сигналу открытой воды или тонкого молодого льда, в результате чего сведения о сплоченности льда в летний период получаются сильно заниженными. Средство борьбы с этим явлением в рамках пассивного микроволнового зондирования пока не найдено. В современных алгоритмах ледяные массивы вне прокромочных зон считаются сплошными априори, что часто приводит, наоборот, к завышению реальных значений сплоченности. Единственный способ учета снежниц на поверхности льда – использование дополнительных источников спутниковой информации, например, данных спектрометра MODIS (Rosel at al., 2012). Самые значительные ошибки наблюдаются в прикромочных зонах, что следует как из сравнения результатов применения различных алгоритмов (Meier, 2005), так и из сравнения с данными визуальных наблюдений (Алексеева, Фролов, 2012, JCOMM..., 2010). Одним из источников ошибок может служить тот факт, что существующие в настоящее время алгоритмы восстановления характеристик ледяного покрова по данным пассивного микроволнового зондирования используют эмпирические зависимости и подгоночные коэффициенты, пренебрегая физикой процесса (Репина и др., 2012). В работах (Andersen et al., 2007; Comiso, Nishio, 2008) приведены качественные и количественные оценки влияния указанных погрешностей на использование данных AMSR-E, SSMR–SSM/I в климатическом анализе. Отмечены значимые величины дисперсии общей сплоченности (6–11%) и значимые различия в оценках многолетних линейных трендов для существующих автоматических алгоритмов расчета общей сплоченности. На рис. 1 приведено сравнение результатов расчетов сплоченности льда по различным алгоритмам с данными визуальных наблюдений, полученными нами во время работ на ледоколе «Капитан Драницын» в октябре 2008 года.

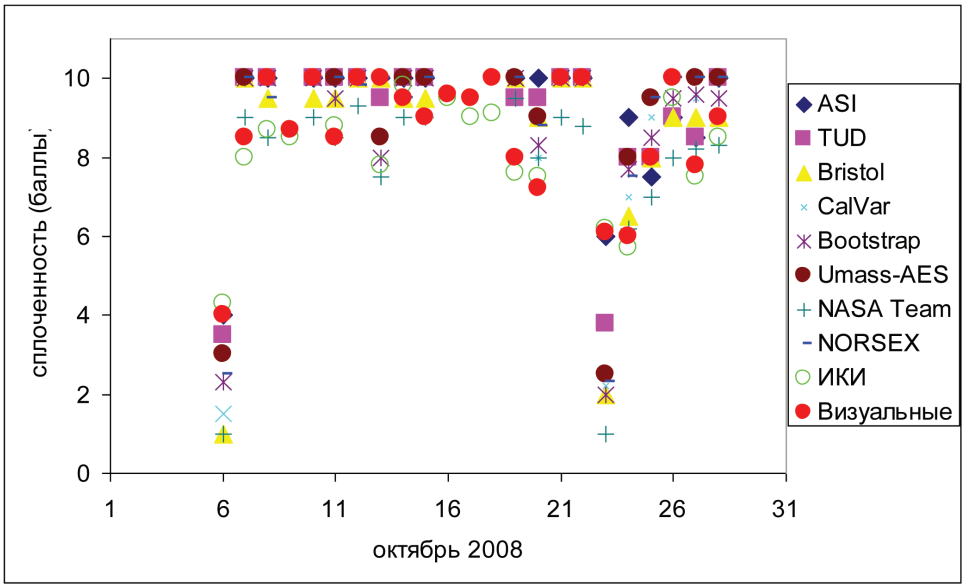

Рис. 1. Сплоченность льда, полученная по различным алгоритмам и из визуальных наблюдений при работе на ледоколе «Капитан Драницын» в октябре 2008 года

Видно, что различия, особенно в прикромочной зоне, могут быть довольно существенными. Следовательно, использовать информацию восстановления сплоченности ледового покрова по данным современных алгоритмов лишь как качественную. Корректные количественные оценки могут быть получены только путем сравнительного анализа оценок общей сплоченности по данным ледового картирования.

Наиболее полная открытая информация по климатологии морского льда, включающая ежедневные карты сплоченности начиная с 1978 года по настоящее время, находится на сайте Национального центра по льду и снежному покрову (NSIC, США, http://nsidc.org/). Кроме того, в таблице 2 указаны источники, из которых можно получить карты сплоченности льда в Арктике.

На рис. 2 и 3 представлены примеры карт сплоченности льда, полученные из разных источников и по различным алгоритмам для 16 января 2011 года и 10 сентября 2011 года, когда был достигнут очередной минимум.

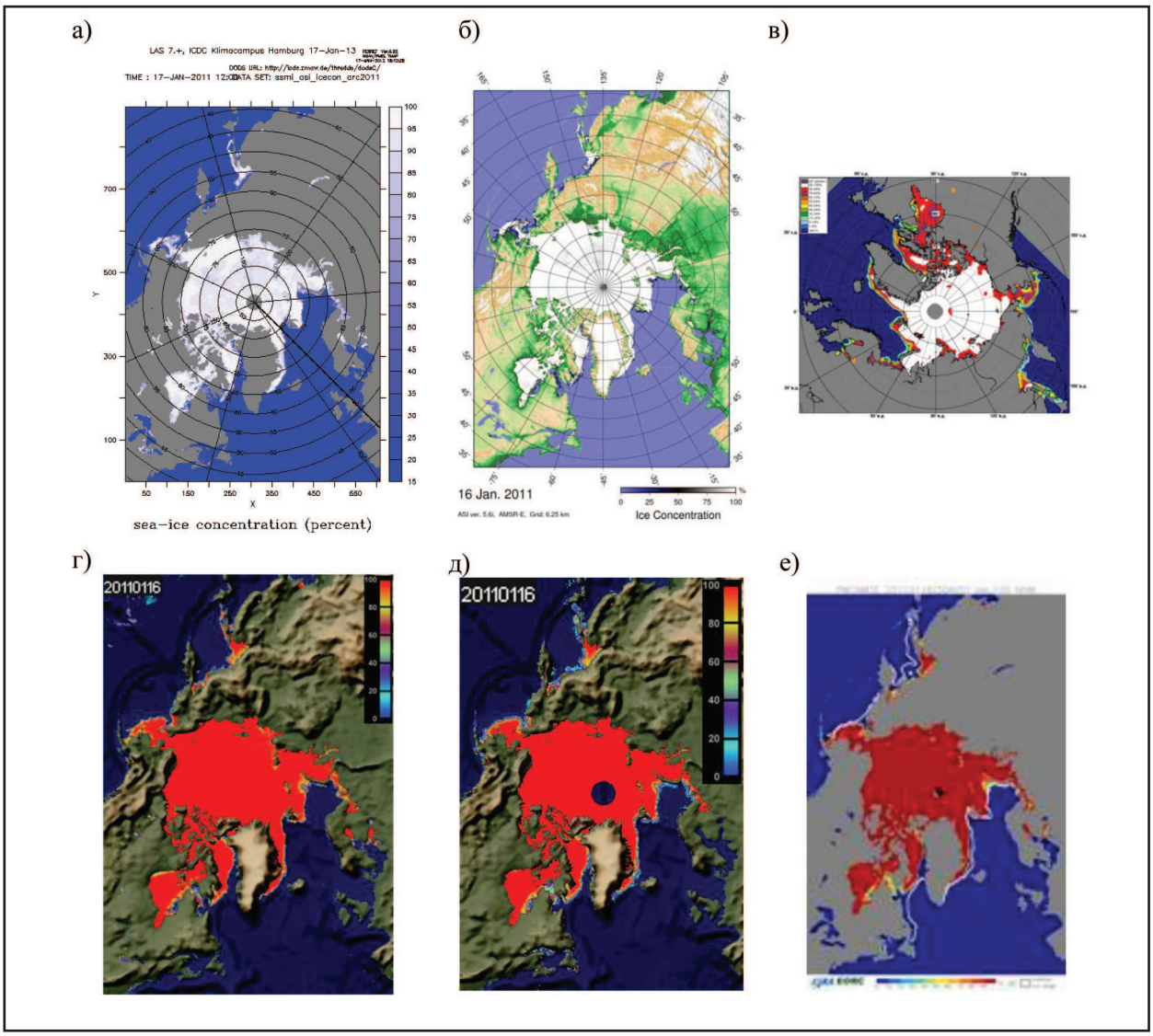

Рис. 2. Сплоченность льда в Северном ледовитом океане по данным пассивного микроволнового зондирования 16 января 2011 года. а) Центр климатических данных Университета Гамбурга (SSMI), б) Институт океанологии Университета Гамбурга, AMSR-E, в) ААНИИ, SSMI , г) Международный центр по исследованию окружающей среды и дистанционному зондированию им. Нансена, AMSR-E, д) Международный центр по исследованию окружающей среды и дистанционному зондированию им. Нансена, SSMI, е) Японское аэрокосмическое агентство, AMSR-E

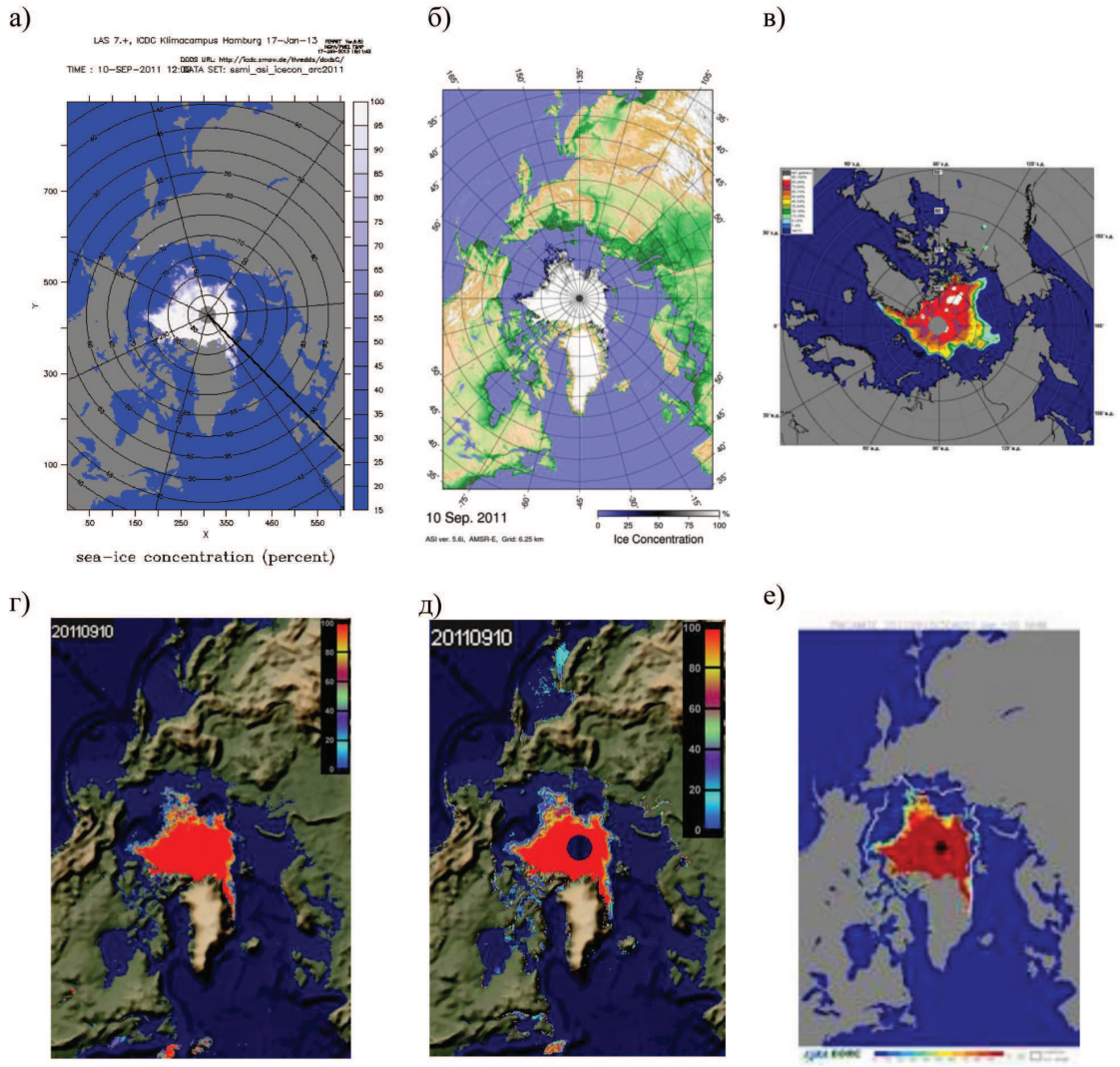

Рис. 3. Сплоченность льда в Северном ледовитом океане по данным пассивного микроволнового зондирования 10 сентября 2011 года. Источники данных см. рис. 2

Площадь ледяного покрова и его концентрация – важный показатель состояния Арктики, но он даёт только двумерное представление о ледовом покрове. Наилучшим индикатором состояния льда является его толщина, особенно в зимний период, потому что чем меньше он нарастает, тем более чувствительным оказывается к летнему таянию. До недавнего времени, измерения показывали, что большая часть Арктических льдов переживало по крайней мере одно лето, а часто и несколько. Но теперь ситуация резко изменилась. Многолетний лед, который пережил один или два года, теперь составляет всего 10% ледового покрова, тогда как раньше его доля доходила до 30-40%.

Таблица 2. Интернет-ресурсы по картам ежедневной сплоченности льда Северного ледовитого океана

Источник	**Владелец ресурса**	**Радиометр**	**Период наблюдений**	**Алгоритм**
http://www.iup.uni-bremen.de:8084/amsr/	Университет Бремена, Германия	AMSR-E	Январь 2003 – октябрь 2011	ARTIST Sea Ise (ASI)
http://www.iup.uni-bremen.de:8084/ssmi/	Университет Бремена, Германия	SSM/I, SSMIS	Сентябрь 2008 по н.в.	ARTIST Sea Ise (ASI)

http://www.aari.ru	Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Россия	AMSR-E	Сентябрь 2003 – декабрь 2009	NASA TEAM
		SSMR, SSM/I, SSMIS	Октябрь 1978 – апрель 2012	NASA TEAM
http://arctic-roos.org/observations/satellite-data/sea-ice/Arctic-ice-concentration-maps-from-SSMI-and-AMSRE	Международный центр по исследованию окружающей среды и дистанционному зондированию им. Нансена, Норвегия	AMSR-E	Октябрь 2008 – октябрь 2011	NORSEX
		SSM/I, SSMIS	Октябрь 2008 – по н.в.	NORSEX
http://www.eorc.jaxa.jp/cgi-bin/jasmes/climate/jasmes_climate_map_v2.cgi?lang=en	Японское аэрокосмическое агентство, Япония	AMSR-E	июль 2002 – октябрь 2011	Bootstrap
		SSMR SSM/I	Ноябрь 1978 – июнь 2002	Bootstrap
		WindSat	Октябрь 2011 по н.в. –	Bootstrap
http://arctic.atmos.uiuc.edu/cryosphere/	Университет Иллинойса, США	SSMR, SSM/I, SSMIS	Ноябрь 1978 – по н.в.	NASA TEAM
http://polar.ncep.noaa.gov/seaice/Analyses.html	Национальное агентство по океану и атмосфере, США	Комбинированные AMSR-E SSM/I Изображения	Октябрь 1995 – по н.в.	NASA TEAM II
http://www.ifm.zmaw.de/en/research/remote-sensing-assimilation/sea-ice/amsr-e-sea-ice-concentration/	Институт океанологии Университета Гамбурга, Германия	AMSR-E	июль 2002 – октябрь 2011	ARTIST Sea Ise (ASI)
http://www.icdc.zmaw.de/las/getUI.do	Центр климатических данных Университета Гамбурга, Германия	SSM/I, SSMIS	Декабрь 1991 по н.в.	ARTIST Sea Ise (ASI)

Методов прямых измерений толщины льда с помощью ИСЗ, к сожалению, в настоящее время не существует. Косвенные методы оценки толщин льда основаны либо на найденных закономерностях между измеряемыми параметрами и собственно толщиной льда, либо на вычислении разницы в длине пути луча, проходящего до границы снег–воздух, и луча, отраженного непосредственно от ледовой поверхности. Грубая оценка толщины льда может быть получена по спутниковым данным о возрасте льда, так как толщина льда и его возраст – два взаимосвязанных параметра. То есть, оперативное спутниковое наблюдение за толщиной морского льда с той же периодичностью, что и за концентрацией, пока недоступно. Однако за последнее десятилетие было сделано немало локальных измерений толщины морского льда, а также проведено несколько спутниковых кампаний при помощи спутника ICESat. Данные лидара GLAS со спутника ICESat за период с 2003 по 2008 год в настоящее время являются единственным достаточно надежным источником по определению толщины льда и ее межгодовой динамики. (Kwok et al., 2007, 2008, 2009). Большие надежды возлагались на миссию Европейского космического агентства CryoSat, разработанную для мониторинга состояния толщины и площади покрытия полярных льдов. Первый аппарат был потерян во время неудачного запуска в 2005 году. В апреле 2010 году на

орбиту был успешно выведен следующий аппарат, CryoSat-2. Первые же полученные с него данные показали, что установленный на нем Interferometric Radar Altimeter (SIRAL) может измерять толщину морского льда с точностью до сантиметров. Он обладает очень высоким разрешением и позволяет обнаружить большое количество мелких деталей. В настоящее время данные находятся в обработке (Dibarboure et al., 2012).

Заключение

Полученный по спутниковым данным ряд наблюдений за состоянием морского льда позволяет сделать выводы о его изменчивости за последние десятилетия. Наиболее заметным климатически значимым событием последнего 20-тилетия, произошедшим в Северном ледовитом океане, является сокращение площади ледового покрова в летний сезон. Начало резкого уменьшения летней площади ледяного покрова Северного ледовитого океана датируется примерно 2000-м годом (рис. 4-а). Рекордная за всю историю спутниковых наблюдений минимальная площадь льда наблюдалась в сентябре 2007 года (4.13 млн. кв. км, при средней площади в период летнего минимума около 7 млн. кв. км). В 2011 площадь льда почти достигла минимума 2007 года. В 2005-2011 годах летняя площадь льда также была заметно меньше, чем в предыдущее десятилетие и существенно меньше климатической нормы. 16 сентября 2012 года ледяное покрытие Северного Ледовитого океана достигло годового минимума и поставило новый антирекорд. Анализ спутниковой информации НАСА и данных NSIDC, проведённый Колорадским университетом, подтвердил, что площадь морского льда в указанный день составила 3,41 млн км². Новый минимум на 760 тыс. км² меньше антирекорда сентября 2007 года.

Одновременно с площадью льда заметно уменьшилась также его летняя сплоченность. В то же время, в зимний сезон отличия распространения льда и его сплоченности от климатической нормы в Северном ледовитом океане незначительны. Важным параметром, характеризующим состояние ледового покрова, является возраст льда. В течение последних двух десятилетий происходило постепенное замещение многолетнего льда однолетним (Kwok, Rothrock, 2009). Учитывая, что площадь зимнего ледового покрова не претерпела значительного сокращения (рис. 4-а), можно говорить о том, что, начиная 2000-го года, наблюдается постепенное смещение от постоянного ледового покрова в Северном ледовитом океане к сезонному. Качественный скачок в структуре «возраста» морского льда датируется интервалом между 2004 и 2008 годом, когда произошел переход к преобладанию сезонного льда (66%) над многолетним (34%) (Kwok et al., 2009).

Глобальные климатические модели предсказывают переход к сезонному ледовому покрову до конца 21-го века (МГЭИК…, 2007). Фактическое (на данный момент времени) сокращение площади ледового покрова и толщины льда опережает эти прогнозы на 30-50 лет. В то же время, существуют достаточно обоснованные теории, утверждающие что наблюдаемые изменения являются проявлением естественной цикличности климатических процессов, и, что в ближайшие 10 – 30 лет площадь морского льда вернется к климатической норме или даже превысит ее (Фролов и др., 2010).

Интересно, что анализ данных в Южной полярной области показал, что с 1978 по 2010 год общая площадь морского льда, окружающего Антарктиду, росла примерно на 17 тыс. км² в год (Parkinson, Cavalieri, 2012). Зимой 2012 года антарктический морской лёд поставил рекорд за всю историю наблюдений – общая площадь морского льда Антарктики составила

19,4 млн км², что на 500 тыс. км² больше среднего показателя трёх последних десятилетий (NSIDS, 2012).

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 11-05-00679-а, 11-05-12019-офи-м, в рамках гранта Правительства РФ (Договор №11.G34.31.0078) для поддержки исследований под руководством ведущих ученых и гранта министерства науки и образования (соглашение №8833).

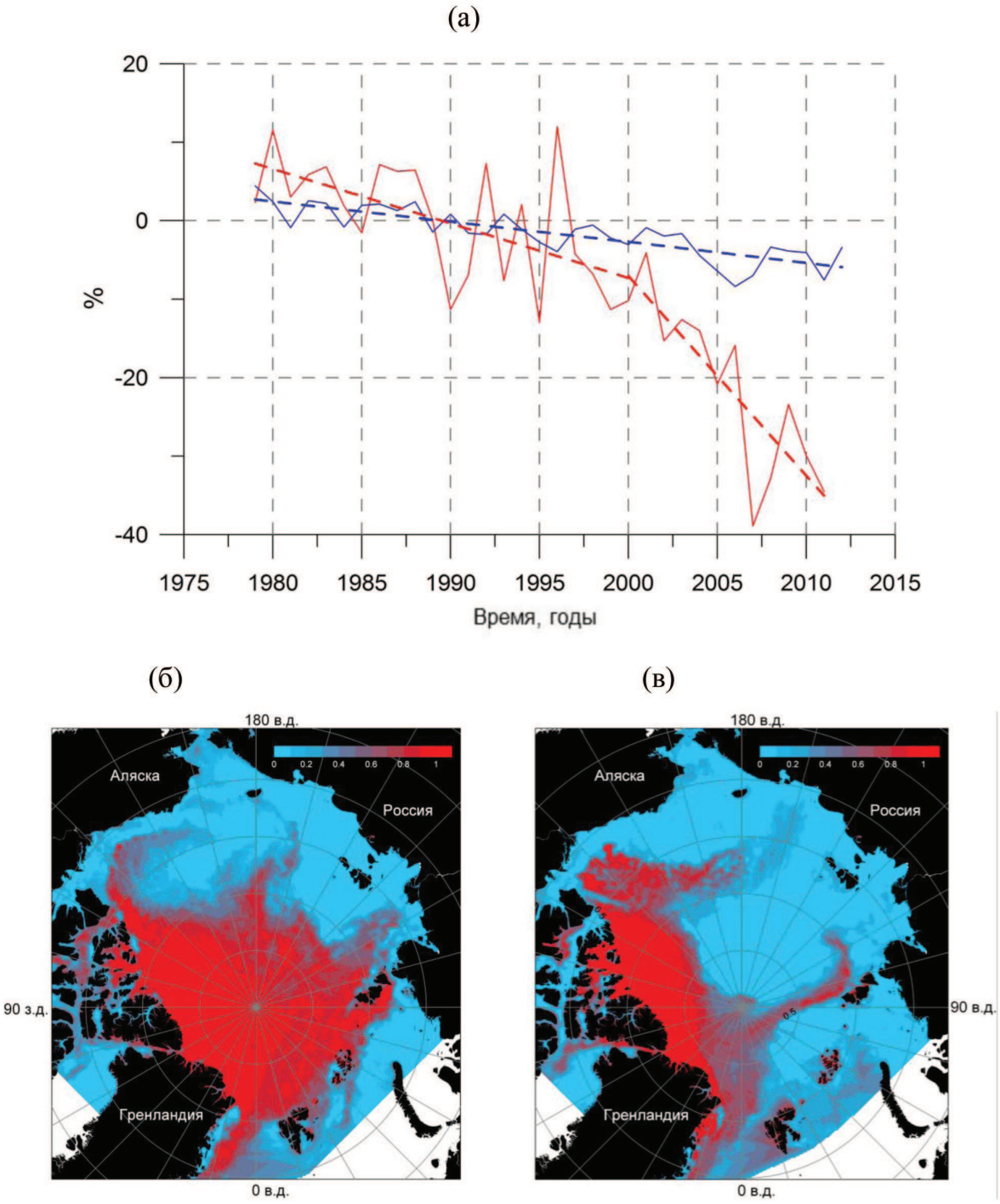

Рис. 4. Изменение параметров ледяного покрова Северного ледовитого океана в 2000-е годы. Распределение «возраста» льда в Северном ледовитом океане (красная заливка соответствует преобладанию многолетнего льда, а голубая – преобладанию однолетнего льда): (а) 2004 г.; (б) 2008 г. (www.rkwok.jpl.nasa.gov/icesat/download.html). Аномалия площади льда (%) относительно средней площади в период 1979 – 2000 г .г .в марте (синий цвет) и в сентябре (красный цвет). www.nsidc.org/data/docs/noaa/g02135_seaice_index/index.html#processingstep

Литература

1. *Алексеев Г.В., Данилов А.И., Катцов В.М., Кузьмина С.И., Иванов Н.Е.* Изменения площади морских льдов северного полушария в XX и XXI веках по данным наблюдений и моделирования // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 6. С. 723-735.
2. *Алексеев Г.В*. Исследования изменений климата Арктики в XX столетии // Тр. ААНИИ. 2003. Т. 446. С. 6–21.
3. *Алексеева Т.А., Фролов С.В*. Сравнительный анализ спутниковых и судовых данных о ледяном покрове в морях Российской Арктики // Исслед. Земли из космоса. 2012. № 6. С. 69-76.
4. *Бахарев В.И., Куприк С.К*. Использование фототелеграфических аппаратов для отображения результатов ледовой разведки // Записки по гидрографии. 1988. №220. С. 62-65.
5. *Букало Н.А., Рудаков С.Д*. Деятельность партии ледовых разведок. Дело №14, 402. Североморск, 2007. С. 41.
6. *Бушуев А.В*. Развитие и совершенствование системы и методов ледовых наблюдений // Развитие и совершенствование системы и методов ледовых наблюдений.
7. *Бушуев А.В*. Сбор, обработка и анализ данных по льду // Морской лед: Справочное пособие. СПб.: Гидрометеоиздат. 1997. С. 317–386.
8. *Бушуев А.В., Быченков Ю.Д., Лощилов В.С., Масанов А.Д*. Исследование ледяного покрова с помощью радиолокационных станций бокового обзора (РЛС БО): Методическое пособие. Л.: Гидрометеоиздат. 1983. 120 с.
9. *Заболотских Е.В., Митник Л.М., Бобылев Л.П., Йоханнессенн О.М.* Нейронно-сетевые алгоритмы восстановления параметров системы океан-атмосфера по данным микроволнового спутникового зондирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2004. С. 447–458.
10. *Захаров В.Ф.* Морские льды в климатической системе. 1996. Гидрометеоиздат. 213 с.
11. *Карелин Д.В.* Гидрометеорологические исследования в Арктике // Записки по гидрографии. 1946. №1. С. 7-16.
12. МГЭИК: Изменение климата, 2007 г.: Обобщающий доклад. Вклад рабочих групп I, II, III в етвертый доклад об оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата (Пачаури Р.К., Райзингер А. и основная группа авторов (ред)). МГЭИК, Женева, Швейцария. 2007. 104 с.
13. Номенклатура ВМО по морскому льду. Том I – Терминология. Том II – Иллюстрированный словарь. Том III – Международная система символов. WMO/OMM/ВМО – Но.259. Секретариат ВМО, Женева. 1970 – 2004.
14 *Репина И.А., Тихонов В.В., Алексеева Т.А., Иванов В.В., Раев М.Д., Шарков Е.А., Боярский Д.А., Комарова Н.Ю.* Электродинамическая модель излучения арктического ледяного покрова для решения задач спутниковой микроволновой радиометрии // Исслед. Земли из космоса. 2012. № 5. С. 29-36.
15. Руководство по производству ледовой авиаразведки. 1981. Л., Гидрометеоиздат. 240 с.
16. *Смирнов В.Г., Бушуев А.В., Бычкова И.А., Захваткина Н.Ю., Лощилов В.С.* Спутниковый мониторинг морских льдов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. №2(85). С. 62-76.
17. *Снежинский В.А.* Гидрометеорологическое обеспечение Военно-морского флота // Записки по гидрографии. 1957. №2. С. 79.
18. *Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карелин В.П., Смоляницкий В.М.* Изменения климата Земли – результат действия естественных причин // Экологический Вестник России. 2010. № 1. С. 49-54.
19. *Alexeev V.A., Jackson C.H*. Polar amplification: is atmospheric heat transport important? // Climate Dynamics. 2012. V.39. N12. DOI 10.1007/s00382-012-1601-z.
20. *Andersen S., Tonboe R., Kaleschke L., Heygster G., Pedersen L.T*. Intercomparison of passive microwave sea ice concentration retrievals over the high-concentration Arctic sea ice // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. C08004. doi: 10.1029/2006JC003543.
21. *Barry R.G., Serreze M.C., Maslanik J.A., Preller R.H.* The Arctic Sea Ice-Climate System: Observations and modeling // Rev. Geophysics. 1993. V. 31(4). P. 397–422. doi:10.1029/93RG01998.
22. *Cavalieri D., Gloerson P., Zwally J.* updated daily. Near-Real-Time DMSP SSM/I-SSMIS Daily Polar Gridded Brightness Temperatures. 01.01.2010–15.12.2010 / Ed. J. Maslanik, J. Stroeve. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center, 1999. [Электрон. текст].

23. *Cavalieri D.J., Crawford J.P., Drinkwater M.R., Eppler D.T., Farmer L.D., Jentz R.R., Wackermann C.C.* Aircraft active and passive microwave validation of the sea ice concentration from the defense meteorological satellite program special sensor microwave imager // J. Geophysical Research. 1991. V. 96. N. C12. P. 21 998–22 008.
24. *Cavalieri D.J., Gloersen P., Campbell W.J.*, Determination of Sea Ice Parameters with the NIMBUS 7 SMMR // J. Geophysical Research. 1984. V. 89. N. D4. P. 5355–5369.
25. *Cavalieri D.J., St. Germain K.M., Swift C.T.* Reduction of weather effects in the calculation of sea ice concentration with the DMSP SSM/I // J. Glaciology. 1995. V. 41. P. 455–464.
26. *Comiso J.C., Nishio F*. Trends in the sea ice cover using enhanced and compatible AMSR-E, SSM/I, and SMMR data // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. C02S07. doi: 10.1029/2007JC004257.
27. *Comiso J.C.* Characteristics of Arctic Winter Sea Ice From Satellite Multispectral Microwave Observations // J. Geophysical Research. 1986. V. 91. N. C1. P. 975–994.
28. *Comiso J.C.* SSM/I Sea Ice Concentrations Using the Bootstrap Algorithm. NASA Reference Publication / Goddard Space Flight Center 1380, 1995.
29. *Comiso J.C., Grenfell T.C., Lange M., Lohanick A., Moore R., Wadhams P.* Microwave remote sensing of the Southern Ocean Ice Cover. Chapt. 12 In Microwave remote sensing of sea ice / Ed. F. Carsey. American Geophysical Union. Washington, D.C. 1992. P. 243–259.
30. *Comiso J.C., Kwok R*. Surface and radiative characteristics of the summer Arctic sea cover from multisensor satellite observations // J. Geophysical Research. 1996. V. 101(C12). P. 28 397–28 416.
31. *Dibarboure G., Renaudie S., Pujol M.-I., Labroue S., Picot N.* A demonstration of the potential of Cryosat-2 to contribute to mesoscale observation // Advances in Space Research. 2012. V.50, N8, P. 1046 – 1061.
32. *Dokken S.T., Winsor P., Markus T., Askne J., Björk G.* ERS SAR characterisation of coastal polynyas in the Arctic and comparison with SSM/I and numerical model investigations // Remote Sensing of Environment. 2002. V. 80. P. 321– 335.
33. *Eicken H., Grenfell T.C., Perovich D.K., Richter-Menge J.A., Frey K.* Hydraulic controls of summer Arctic pack ice albedo // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. C08007. doi:10.1029/2003JC001989.
34. *Fetterer F., Untersteiner N*. Observations of melt ponds on Arctic sea ice // J. Geophysical Research. Oceans. 1998. V. 103(C11). P. 24 821–24 835.
35. *Grenfell T.C., Cavalieri D., Comiso D., Steffen K.* Microwave Remote Sensing of Sea Ice. Chapter 14: Considerations for Microwave Remote Sensing of Thin Sea Ice / Ed. F. Carsey // AGU Monograph. 1992. P. 291–300.
36. *Heygster G., Wiebe H., Spreen G., Kaleschke L.* AMSR-E Geolocation and Validation of Sea Ice Concentrations Based on 89 GHz data // Journal of the Remote Sensing Society of Japan. 2009. V. 29(1). P. 226–235.
37. JCOMM Expert Team on Sea Ice (ETSI). Fourth Session – Steering Group for the Global Digital Sea Ice Data Bank (GDSIDB), Twelfth Session – St. Petersburg, Russian Federation, 1–5 March 2010, Final Report // JCOMM Meeting Report. 2010. No. 74. Geneve, WMO Secretariat.
38. *Kaleschke L., Lupkes C., Vihma T., Haarpaintner J., Bochert A., Hartmann J., Heygster G*. SSM/I Sea Ice Remote Sensing for Mesoscale Ocean – Atmosphere Interaction Analysis // Canadian J. Remote Sensing. 2001. V. 27. N. 5. P. 526–537.
39. *Kern S., Heygster G*. Sea-ice concentration retrieval in the Antarctic based on the SSM/I 85.5 GHz polarization // Annals of Glaciology. 2001. V. 33. P. 109–114.
40. *Kwok R., Cunningham G.F.* ICESat over Arctic sea ice: Estimation of snow depth and ice thickness // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. C08010. doi:10.1029/2008JC004753.
41. *Kwok R., Cunningham G.F., Wensnahan M., Rigor I., Zwally H.J., Yi D.* Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008 // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. C07005. doi:10.1029/2009JC005312.
42. *Kwok R., Cunningham G.F., Zwally H.J., Yi D. Ice*, Cloud, and land Elevation Satellite (ICESat) over Arctic sea ice: Retrieval of freeboard // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. C12013. doi:10.1029/2006JC003978.
43. *Kwok R., Rothrock D.A.* Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records: 1958–2008 // Geophysical Research Letters. 2009. V. 36. L15501.
44. *Lemke P., Ren J., Alley R.B., Allison I., Carrasco J., Flato G, Yoshiyuki F., Kaser G., Mote P., Thomas R.H., Zhang T.* Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground // Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. 2007. Cambridge University Press.

45. *Lubin D., Garrity C., Ramseier R., Whritner R.H.* Total sea ice concentration retrieval from the SSM/I 85.5 GHz channels during Arctic summer // Remote Sensing of Environment. 1997. V. 62. P. 63–76.
46. *Markus T., Cavalieri D.G.* An Enhancement of the NASA Team Sea Ice Algorithm // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2000. V. 38(3). P. 1387–1398.
47. *Meier W.N., Gallaher D., Campbell G. G.* New estimates of Arctic and Antarctic sea ice extent during September 1964 from recovered Nimbus I satellite imagery // The Cryosphere Discuss. 2013. V. 7. P. 35-53. doi:10.5194/tcd-7-35-2013.
48. *Meier W.N.* Comparison of passive microwave ice concentration algorithm retrievals with AVHRR imagery in Arctic Peripheral Seas // IEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. June 2005. V. 43. N. 6.
49. *Met Office*, Hadley Centre. HadISST 1.1 – Global sea-Ice coverage and SST (1870-Present), [Internet]. NCAS British Atmospheric Data Centre, 2013.
50. *Narvekar P.S., Heygster G., Tonboe R., Jackson T.J.* Analysis of WindSat Data over Arctic Sea Ice // Geoscience and Remote Sensing IEEE International Symposium – IGARSS. 2008. P. 369-372.
51. *NSIDC* (National Snow and Ice Data Center) Poles Apart: A record-breaking summer and winter. Accessed October 10, 2012.
52. *NSIDC* Notes. 2010. N72. p. 1-2.
53. *Parkinson C., Comiso J., Zwally H.J.* Nimbus-5 ESMR Polar Gridded Sea Ice Concentrations. 2004. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center.
54. *Parkinson C.L., Cavalieri D.J.* Antarctic sea ice variability and trends, 1979-2010 // The Cryosphere. 2012. V. 6. P. 871-880.
55. *Pedersen L.T.* Improved spatial resolution of SSM/I products. IMSI report No 8. Nansen Environmental and Remote Sensing Center, Bergen, Norway, 1998.
56. *Polyakov I.V., Alekseev G.V., Bekryaev R.V., Bhatt U.S., Colony R., Johnson M.A., Karklin V.P., Walsh D., Yulin A.V.* Long-term ice variability in Arctic marginal seas // Journal of Climate. 2003. V. 16. P. 2078-2085.
57. *Ramseier R.O.* Sea Ice Validation. Final Report. Naval Research Lab. Washington, DC, 1991.
58. *Rosel A., Kaleschke L., Birnbaum G.* Melt ponds on Arctic sea ice determined from MODIS satellite data using an artificial neural network // The Cryosphere. 2012. V. 6. P. 431–446, 2012.
59. *Sharkov E.A.* Passive Microwave Remote Sensing of the Earth: Physical Foundations. Berlin, N.Y., L., P., Tokyo: Springer/PRAXIS, 2003. 613 p.
60. *Smith D.M., Barrett E.C.* Satellite mapping and monitoring of sea ice. CB/RAE/9/2/4/2034/113/ARE. RSU. University of Bristol, 1994.
61. Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) and Special Sensor Microwave Imager Sounder (SSMIS) Global Gridded Products. National Environmental Satellite, Data, and Information Service (NESDIS), NOAA. [Электрон. ресурс]. Режим доступа: http://www.ncdc.noaa.gov/oa/rsad/ssmi/gridded/index.php. (Retrieved 24 Dec. 2010).
62. *Spreen G., Kaleschke L., Heygster G.* Sea ice remote sensing using AMSR-E 89 GHz channels // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. C02S03. doi:10.1029/2005JC003384.
63. *Svendsen E., Kloster K., Farrelly B., Johannessen O.M., Johannessen J.A., Campbell W.J., Gloersen P. Cavalieri D., Matzler C.* Norwegian Remote Sensing Experiment' Evaluation of the Nimbus 7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer for Sea Ice Research // J. Geophysical Research. 1983. V. 88(C5). P. 2781–2791.
64. *Svendsen E., Mätzler C., Grenfell T.C.* A model for retrieving total sea ice concentration from a spaceborne dual-polarized passive microwave instrument operating near 90 GHz // Intern. J. Remote Sensing. 1987. V. 8. P. 1479–1487.
65. *Swift C., Fedor L., Ramseier R.* An Algorithm to Measure Sea Ice Concentration with Microwave Radiometers // J. Geophysical Research. 1985. V. 90. N. C1.
66. *Vinje T.* Anomalies and trends of sea ice extent and atmospheric circulation in the Nordic Seas during the period 1864-1998 // J. Climate. 2001. V. 14. P. 255–267.
67. *Walsh J.E.* A data set on Northern Hemisphere sea ice extent, 1953– 76 // Glaciol. Data Rep. GD-2, Arctic Sea Ice. 1978. Part 1. P. 49 – 51. http://nsidc.org/, World Data Cent. for Glaciol., Boulder, Colo.
68. *Walsh J.E., Chapman W.L.* Twentieth-century sea ice variations from observational data // Ann. Glaciol. 2001. V. 33. C. 444– 448.
69. *Walsh J.E., Johnson C.M.* Analysis of Arctic sea ice fluctuations 1953– 1977 // J. Phys. Oceanogr. 1978. V.9. P.580– 591.

Remote sensing in ice sea dynamic and modern Arctic climate investigation

I.A. Repina[1,2,3], V.V. Ivanov[4,5]

[1] Institute of Atmospheric Physics RAS,
Pyzhevski 3, Moscow, 119017
E-mail: repina@ifaran.ru
[2] Institute of Space Research RAS,
Profsousnaia 84/32, Moscow, 117997
[3] Russian State Hydrometeorological University
Malookhtinski 98, Saint-Petersburg, 195196
[4] Arctic and Antarctic Research Institute
Beringa 38, Saint-Petersburg, 199397
E-mail: Vladimir.ivanov@aari.ru
[5] International Arctic Research Center University of Alaska Fairbanks
930 Koyukuk Drive Fairbanks, Alaska

The methods of remote sensing for sea ice cover state diagnose are discussed. The history of sea ice satellite measurements and the description of the core satellite missions are proposed. The defining of sea ice concentration from passive microwave data is focused. A comparison of algorithms used to restore of the ice concentration, an overview of the main archives are proposed. The analysis of climate variability of the ice cover in the Arctic in recent decades was carried out on the base satellite measurements.

Keywords: sea ice, passive microwave sounding, sea ice concentration and thickness, Arctic climate.