

УДК 504.37,504.35,551.515

РАДИАЦИОННЫЙ ЭФФЕКТ ОБЛАЧНОСТИ НАД МОРСКИМ ЛЬДОМ В АРКТИКЕ ВО ВРЕМЯ ПОЛЯРНОЙ НОЧИ ПО ДАННЫМ ДРЕЙФУЮЩИХ СТАНЦИЙ “СЕВЕРНЫЙ ПОЛЮС”-37, 39, 40¹

© 2021 г. И. А. Махотина^а, *, Д. Г. Чечин^б, А. П. Макштас^а

^аФГБУ Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт,
ул. Беринга, 38, Санкт-Петербург, 199397 Россия

^бИнститут физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжевский пер., 3, Москва, 119017 Россия

*e-mail: ir@aari.ru

Поступила в редакцию 01.05.2021 г.

После доработки 25.05.2021 г.

Принята к публикации 09.06.2021 г.

В работе приводятся результаты анализа измерений облакомера на станциях “Северный Полюс”-37, 39 и 40. Для периода полярной ночи рассчитана повторяемость балла облачности, высот нижней границы облачности. Сравнение балла облачности по данным облакомера с данными визуальных наблюдений показало хорошее согласие, однако величина коэффициента корреляции зависит от интерпретации данных облакомера. В целом, для указанных станций характерно бимодальное распределение балла облачности с наибольшей повторяемостью ясного неба и сплошной облачности. Анализ повторяемости высоты нижней границы облачности (НГО) показал, что наиболее характерны высоты НГО ниже 600 м. В ноябре также наблюдаются высоты облачности в диапазоне 1000–2000 м, но их повторяемость снижается на протяжении зимы. Для облачности во время полярной ночи характерен сильный положительный радиационный эффект, который имеет отепляющий эффект на температуру поверхности льда и воздуха. Однако радиационный эффект облачности существенно отличается от станции к станции, как и повторяемость облачности и ее влияние на температурный режим. Эти различия могут стать предметом дальнейших исследований взаимосвязи характеристик облачности с другими процессами в климатической системе Арктики. Полученные статистические оценки существенно дополняют имеющиеся данные об облачном покрове Центральной Арктики.

Ключевые слова: радиационный эффект облачности, тепловой баланс морского льда, климат Арктики, облакомер, высота нижней границы облачности

DOI: 10.31857/S0002351521050096

ВВЕДЕНИЕ

Облачность является одним из ключевых компонентов климатической системы Арктики, так как ее наличие и свойства существенно влияют на радиационный баланс как на поверхности морского льда, так и на верхней границе атмосферы. В холодное время года облачность имеет ярко выраженный отепляющий эффект на температуру поверхности льда и температуру воздуха в приземном слое [1]. Это связано с тем, что наличие облачности, в особенности содержащей жидкую фазу, приводит к увеличению встречного длинноволнового излучения атмосферы. Во время полярного дня, напротив, облачность приводит к

уменьшению приходящего к поверхности льда коротковолнового излучения. Вследствие этого летом радиационный эффект облачности принимает отрицательные значения.

Подобные наиболее общие выводы можно сделать, сопоставив измерения радиационного баланса и наблюдения балла облачности [1]. Однако радиационный эффект облачности зависит не только от балла облачности, но и от многих ее параметров и характеристик, таких как фазовый состав, оптическая толщина, высота и температура нижней и верхней границ, форма ледяных кристаллов и распределение гидрометеоров по размерам [2]. Поэтому более подробные данные наблюдений о характеристиках облачности необходимы как для оценки и понимания облачного радиационного эффекта, так и для верификации и развития численных моделей атмосферы и климатической системы.

¹ Статья подготовлена на основе устного доклада, представленного на Всероссийской конференции “Турбулентность, динамика атмосферы и климата”, посвященной памяти акад. А.М. Обухова (Москва, 10–12 ноября 2020 г.).

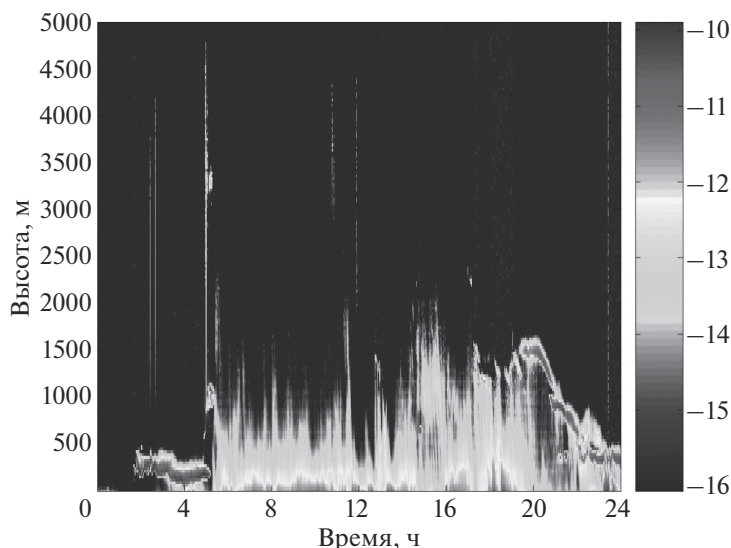


Рис. 1. Вертикальные профили коэффициентов обратного рассеяния ($\log_{10}, \text{м}^{-1} \text{срад}^{-1}$) за 9.02.2012 г. СП-39.

Наиболее полные наблюдения характеристик облачности и теплового баланса на поверхности морского льда были получены во время масштабных измерительных кампаний, таких как, например, SHEBA (1997–1998) [3, 4] и сопутствующая ей FIRE/ACE (1998) [5], а также ASCOS (2008) [6], ACLOUD/PASCAL (2017) [7, 8] и недавно завершившийся дрейф MOSAiC (2019–2020). Наиболее продолжительный ряд наблюдений был собран на дрейфующих станциях “Северный Полюс”, которые в период с 1937 по 1991 г. не отличались большой подробностью, но позволили сделать важные выводы о радиационном эффекте облачности в различные сезоны [9–12].

На основе данных указанных измерительных кампаний был сформулирован ряд вопросов, требующих дальнейших исследований. В частности, на настоящий момент недостаточно изучен вопрос о том, насколько велика пространственная изменчивость характеристик облачности и как они эволюционируют над морским льдом во время крупномасштабной адвекции [13]. Одним из нерешенных является вопрос о количественной роли различных факторов, определяющих фазовый состав облачности [14]. Также мало известно о влиянии турбулентного перемешивания на строение облачности и на тепло- и влагообмен облачного слоя с подстилающей поверхностью и вышележащими слоями [15].

Для решения этих задач крайне необходимы данные наблюдений надо льдом в Центральной Арктике. В данной работе приводятся результаты статистического анализа данных наблюдений облакомера на дрейфующих станциях “Северный Полюс”-37, 39 и 40. Анализ проведен для периода полярной ночи, для которого характерна особен-

но острая нехватка данных наблюдений. По данным облакомера рассчитана повторяемость балла облачности и высот нижней границы облачности, проведено сравнение с визуальными наблюдениями. По данным актинометрических наблюдений рассчитан радиационный эффект облачности. Кроме того, оценена связь между наличием/отсутствием облачности и температурным режимом надо льдом.

1. ДАННЫЕ НАБЛЮДЕНИЙ

В данной работе использованы наблюдения, проводившиеся на дрейфующих станциях СП-37 (2009–2010), СП-39 (2011–2012) и СП-40 (2012–2013) в Центральной Арктике (см. траектории дрейфа станций на рис. 1 в [16]). Начиная с 2007 г. (СП-35) набор измеряемых метеорологических параметров существенно расширился по сравнению с предыдущими станциями. Улучшилось также временное разрешение благодаря использованию современных датчиков, которые в автоматическом режиме накапливают массивы данных с ежеминутной дискретностью. Эти более подробные измерения позволили проанализировать особенности термического режима над морским льдом и исследовать характеристики энергообмена ледяного покрова с атмосферой [16–18]. В настоящей работе, в дополнение к данным срочных наблюдений, данным автоматической метеостанции, актинометрических наблюдений и радиозондирования, используются также измерения высоты нижней границы облачности облакомера ST25K Vaisala.

Для измерения высоты нижней границы облаков на станциях СП-37, 39, 40 использовался об-

лакомер СТ25К (Vaisala). Облакомер использует технологию лидарного зондирования с помощью импульсного диодного лазера. Она заключается в том, что короткие мощные лазерные импульсы посылаются в вертикальном направлении. Обратное рассеяние, вызванное дымкой, туманом, осадками и облаками, формируется во время прохождения лазерного луча через нижний слой атмосферы и регистрируется прибором. В случаях, когда слои нижней облачности оптически прозрачные или имеются просветы между облаками, алгоритм позволяет одновременно обнаруживать до трех облачных слоев. Если нижняя граница облаков не может быть идентифицирована из-за осадков, метели или наземного тумана, то автоматически происходит регистрация вертикальной видимости. Регистрация вертикальных профилей коэффициента обратного рассеяния происходит с интервалом 15 с. В ходе автоматического анализа каждого вертикального профиля происходит определение высоты нижней границы облачности или вертикальной видимости с использованием алгоритма производителя облакомера [19]. Согласно этому алгоритму, высоте нижней границы облачности соответствует резкое увеличение коэффициента обратного рассеяния, превышающее определенное пороговое значение. В используемом алгоритме таким пороговым значением является дальность видимости, равная 100 м. Дальность видимости определяется в соответствии с порогом контрастности 5%, согласно определению Всемирной метеорологической организации, и рассчитывается по измеряемым значениям коэффициента обратного рассеяния, т.е. определяется оптической плотностью облаков. Согласно данному критерию, облачность, в которой дальность видимости превышает 100 м, считается оптически прозрачной и не детектируется. Согласно работе [20], это может приводить к некоторому завышению высоты НГО в полярных районах, особенно при преобладании твердой фазы гидрометеоров в нижней части облачности, что необходимо иметь в виду при интерпретации результатов стандартного алгоритма определения высоты НГО.

Стандартные срочные метеорологические наблюдения на СП-39, 40 проводились в 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 ч по Всемирному скоординированному времени (ВСВ). На СП-37 в 00, 06, 12, 18 ч ВСВ. В программу метеорологических наблюдений входило определение балла облачности. Определение количества облаков в темную часть суток производилось, руководствуясь видимостью звезд, считая покрытыми облаками те части неба, где звезд не видно [21].

Аэрологические наблюдения на дрейфующей станции "Северный полюс-37" производились в срок 00 ВСВ с помощью системы Vaisala DigiCORAIИ с использованием радиозонда

RS92-SGPW. Для актинометрических наблюдений на станции СП-37 использовался конструктивно-интегрированный длинноволновый и коротковолновый балансомер CNR 1 (Kipp & Zonen), в состав которого входил пиргеометр CG3, регистрирующий плотность потока излучения в диапазоне длин волн 5–42 μm . Непрерывная запись нисходящего и восходящего потоков длинноволновой радиации производилась с помощью регистрационного блока автоматизированной метеорологической станции Vaisala MAWS 110. На станции СП-39 при проведении актинометрических измерений в качестве регистратора использовалась автоматизированная метеорологическая станция Vaisala MAWS 420 с установленным на стреле балансомером CNR 4 (Kipp & Zonen). Для измерения потоков длинноволнового излучения использовался пиргеометр CG3. На станции СП-40 актинометрические измерения проводились с помощью балансомера CNR-4 с пиргеометром CG4. Непрерывная регистрация радиационных потоков производилась с помощью автоматизированной метеорологической станции Vaisala MAWS 420. С помощью автоматических метеостанций Vaisala также осуществлялись измерения приземных температуры и влажности воздуха, скорости и направления ветра и атмосферного давления.

2. МЕТОД РАСЧЕТА ХАРАКТЕРИСТИК ОБЛАЧНОСТИ

На основе измерений облакомера СТ25К были рассчитаны среднечасовые значения высоты нижней границы облаков (НГО) для периода полярной ночи (ноябрь–февраль). Анализ повторяемости высот НГО для однослойной облачности показал, что изменение высоты НГО в пределах одного часа в 95% случаев не превышает 800 м между максимальным и минимальным значением. На основании этого в случаях, когда значения высоты НГО отстояли по высоте более чем на 1 км друг от друга, выделялось несколько слоев облачности и высоты НГО осреднялись для каждого слоя обособленно. Также для каждого часа вычислялась доля сканирований при ясном небе и доля случаев, когда нижняя граница облачности не определялась вследствие наличия тумана, дымки, осадков или метели. Все эти случаи были включены в категорию "дымка". Следует, однако, понимать, что в категорию "дымка" могут попадать как случаи очень низкой облачности, так и другие указанные случаи наличия гидрометеоров в нижнем слое, которые вызывают усиление обратного рассеяния.

Рисунки 1–3 демонстрируют регистрируемые вертикальные профили коэффициента обратного рассеяния (рис. 1), автоматически определяемые на их основе значения высоты НГО и дальности

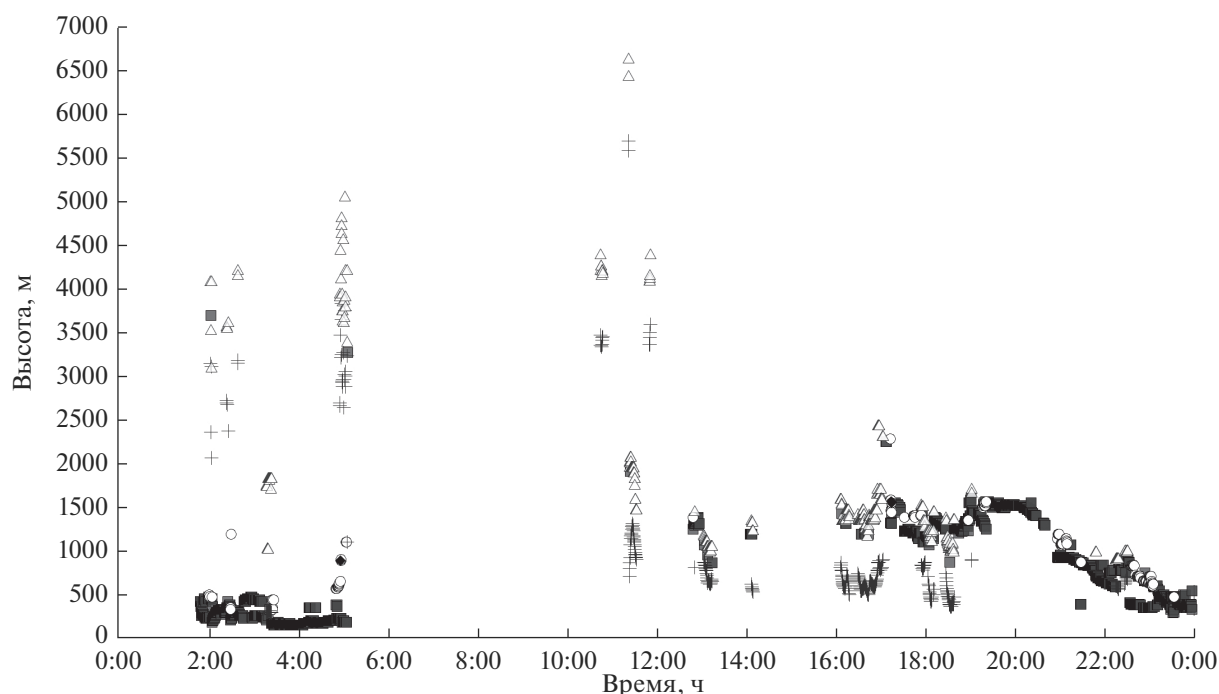


Рис. 2. Дальность видимости, максимальная высота сканирования (крестики и треугольники); высота НГО, определяемая облакомером (3 слоя): квадраты, круги, ромбы 9.02.2012 г. СП-39.

видимости (рис. 2) и результаты почасового осреднения и рассчитанной повторяемости “дымки” и ясного неба. Для иллюстрации приведены результаты за одни сутки 9.02.2012 на СП-39.

На рис. 1 отчетливо выделяется период малых значений коэффициента обратного рассеяния во всем столбе атмосферы с 0:00 до 2:00, классифицируемый как период ясного неба. Наличие четкой НГО видно на рис. 1 в период с 2:00 до 5:00 и в период с 18:00 до 24:00, что выражается в яркой полосе повышенных значений коэффициента обратного рассеяния. В период с 3:00 до 18:00 выделяется период повышенного значения коэффициента обратного рассеяния без четкой нижней границы, что связано с наличием рассеивающих гидрометеоров и классифицируется как “дымка”.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

3.1. Соответствие между высотой НГО и вертикальными профилями температуры и влажности

С целью косвенной верификации значений НГО, полученных с помощью облакомера, а также иллюстрации проявления наличия облачного слоя в вертикальной структуре атмосферы на рис. 4 для четырех случаев приведены профили температуры и влажности, полученные по данным радиозондирования на станции СП-37. На каждом профиле также отмечена высота НГО по данным

облакомера. Конкретные профили были выбраны таким образом, чтобы высота НГО существенно различалась от профиля к профилю.

Прежде всего видно, что высота НГО совпадает с нижней границей слоя, в котором относительная влажность близка к 100%. Такое хорошее согласие указывает на корректную работу облакомера и алгоритма определения высоты НГО.

В вертикальных профилях температуры также можно выделить несколько важных особенностей, связанных с наличием облачности. Для случаев а, в и г слою со 100% влажностью соответствует хорошо перемешанный слой в профилях потенциальной температуры, накрытый сверху слоем сильной инверсии со скачком температуры порядка нескольких градусов. Это является индикатором наличия интенсивного турбулентного перемешивания, основной причиной которого во время полярной зимы является радиационное выхолаживание на верхней границе облачности [8].

Наиболее сильное выхолаживание происходит при наличии жидкой фазы в облаках, а также при отсутствии вышележащих слоев оптически плотной для длинноволнового излучения облачности. Некоторый вклад в генерацию турбулентной кинетической энергии может также вносить выделение скрытого тепла при конденсации, однако такой вклад мал вследствие низких значений температуры и, соответственно, низкого влагосодержания воздуха в облачном слое. Для случаев а, б и г также

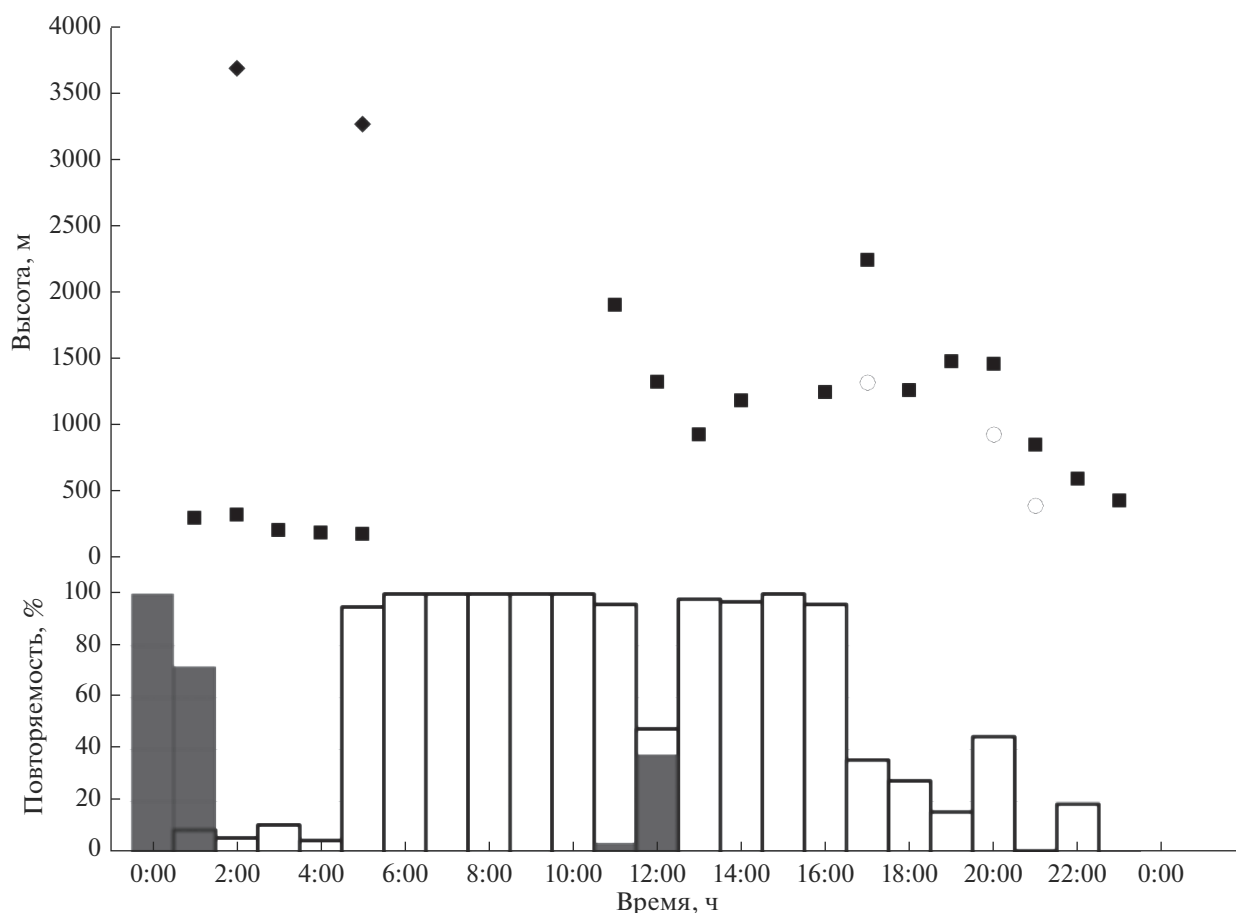


Рис. 3. Среднечасовые значения высоты НГО (символы: квадрат, круг, ромб); столбчатая диаграмма: повторяемость ясного неба (черным цветом) и повторяемость дымки/тумана (белым цветом).

характерно наличие устойчиво-стратифицированного слоя ниже облачного слоя. Это свидетельствует о слабом турбулентном обмене между облачным слоем и подстилающей поверхностью или о полном его отсутствии. Это имеет важное значение для бюджетов влаги и тепла облачного слоя, и, как следствие, для жизненного цикла облачности [13].

3.2. Повторяемость различных условий облачности

Измерения с помощью облакомера позволяют выделить три типа условий облачности по результатам сканирования атмосферы: ясно, облачно (от 1 до 3 слоев и высота их нижней границы), а также наличие “дымки”. В табл. 1 приведена повторяемость каждого типа условий в зимний период (с ноября по февраль).

На станциях СП-37 и СП-39 повторяемость случаев ясного неба составила около 50%, на СП-40 она была максимальной, более 70%. Наиболее часто облачность наблюдалась на СП-37 (30%), условия дымки и тумана чаще отмечались на СП-39 (31%).

Было проведено сравнение результатов визуальных срочных и инструментальных измерений. При этом важно отметить, что наблюдатель определяет площадь небосвода, закрытого облачностью в конкретный момент времени. Для того чтобы рассчитать балл облачности по данным облакомера, направленного в зенит, использовалось осреднение результатов сканирования за 1 ч, предшествующий стандартному сроку. Кроме того, длины волн, воспринимаемые человеческим глазом, находятся в диапазоне 380–780 нм, а рабочая длина волны облакомера составляет 905 нм. Также следует принять во внимание сложность опреде-

Таблица 1. Повторяемость различных типов облачности в зимний период по данным облакомера на станциях СП-37, 39, 40

Доля	Ясно	Дымка	Облачно
СП-37	0.46	0.24	0.30
СП-39	0.52	0.31	0.17
СП-40	0.73	0.13	0.14

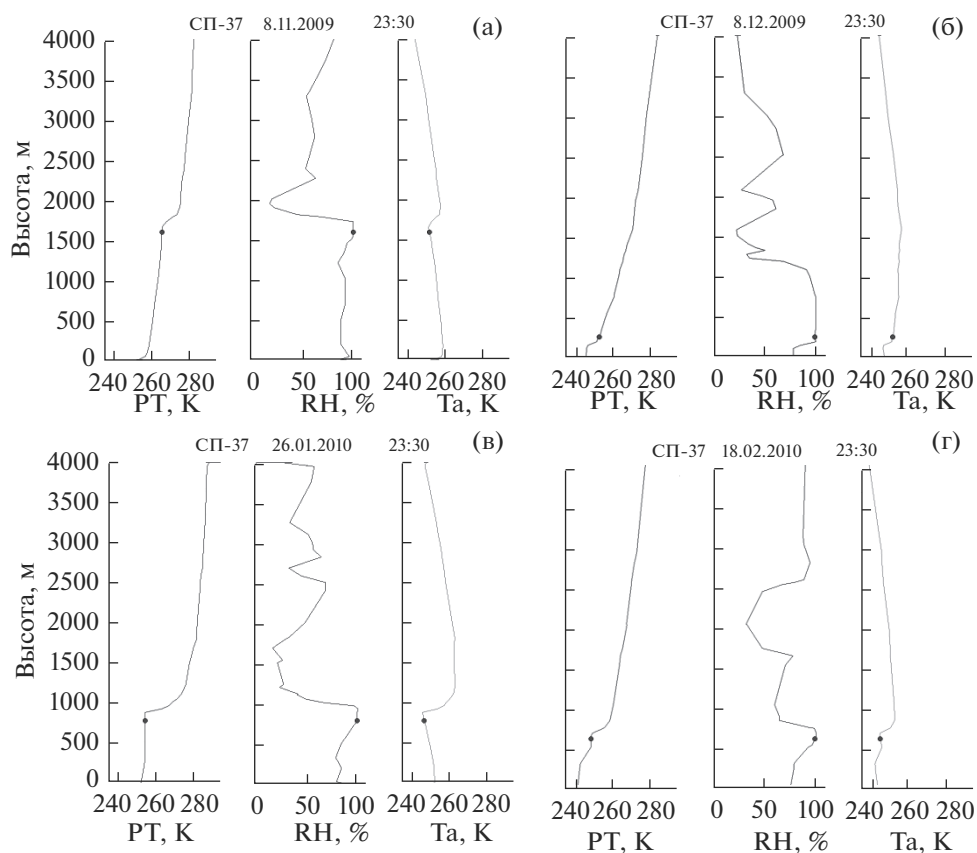


Рис. 4. Вертикальные профили потенциальной температуры (PT, К), относительной влажности (RH, %), температуры воздуха (Ta, К) по данным радиозондирования. Точками отмечены высоты НГО, рассчитанные по данным облакомера.

ления наблюдателем состояния неба во время полярной ночи.

По визуальным наблюдениям за облачностью, проводившимся в стандартные сроки, была рассчитана повторяемость балла облаков в зимний период. Результаты представлены на гистограммах (рис. 5а, 5в, 5д). Распределение повторяемости балла облачности по данным облакомера представлены на (рис. 5б, 5г, 5е). Балл облачности по облакомеру вычислялся как доля сканирований в течение часа, когда регистрировалась облачность (отмечено на рисунке символом треугольник) или наблюдалась облачность и дымка (отмечено символом круг).

Видно, что для станции СП-37 повторяемость безоблачного неба по визуальным наблюдениям и данным облакомера наилучшее, а именно – 0.40 по визуальным наблюдениям и 0.33 по облакомеру. Полное покрытие небосвода облаками (10 баллов) по данным наблюдателей на СП-37 практически совпадает с результатами сканирования облакомером, когда суммировалась повторяемость облачности и “дымки”, повторяемость которого составила 0.41 и 0.42 по визуальным наблюдени-

ям и данным облакомера соответственно. На станции СП-39 высокое соответствие получено для 10-балльной облачности по визуальным наблюдениям и по данным облакомера, когда регистрировались только облака, без учета тумана, дымки, осадков (повторяемость 0.35 и 0.36 соответственно). На станциях СП-39, 40 повторяемость безоблачного неба по визуальным наблюдениям в 3–4.5 раза меньше, чем по облакомеру (0.16 против 0.72 и 0.38 на СП-39 и 0.18 против 0.81 и 0.60 на СП-40). При визуальной оценке облаков в средней части распределения отмечаются более высокие значения повторяемости для СП-39 в диапазоне 3–9 баллов, для СП-40 2–10 баллов.

Для оценки соответствия временных рядов визуальных и инструментальных наблюдений были рассчитаны коэффициенты корреляции баллов облачности в стандартные сроки (табл. 2). Балл облачности по облакомеру вычислялся как процент сканирований с присутствием облаков (второй вариант – облаков и “дымки”) в течение часа, предшествующего стандартному сроку.

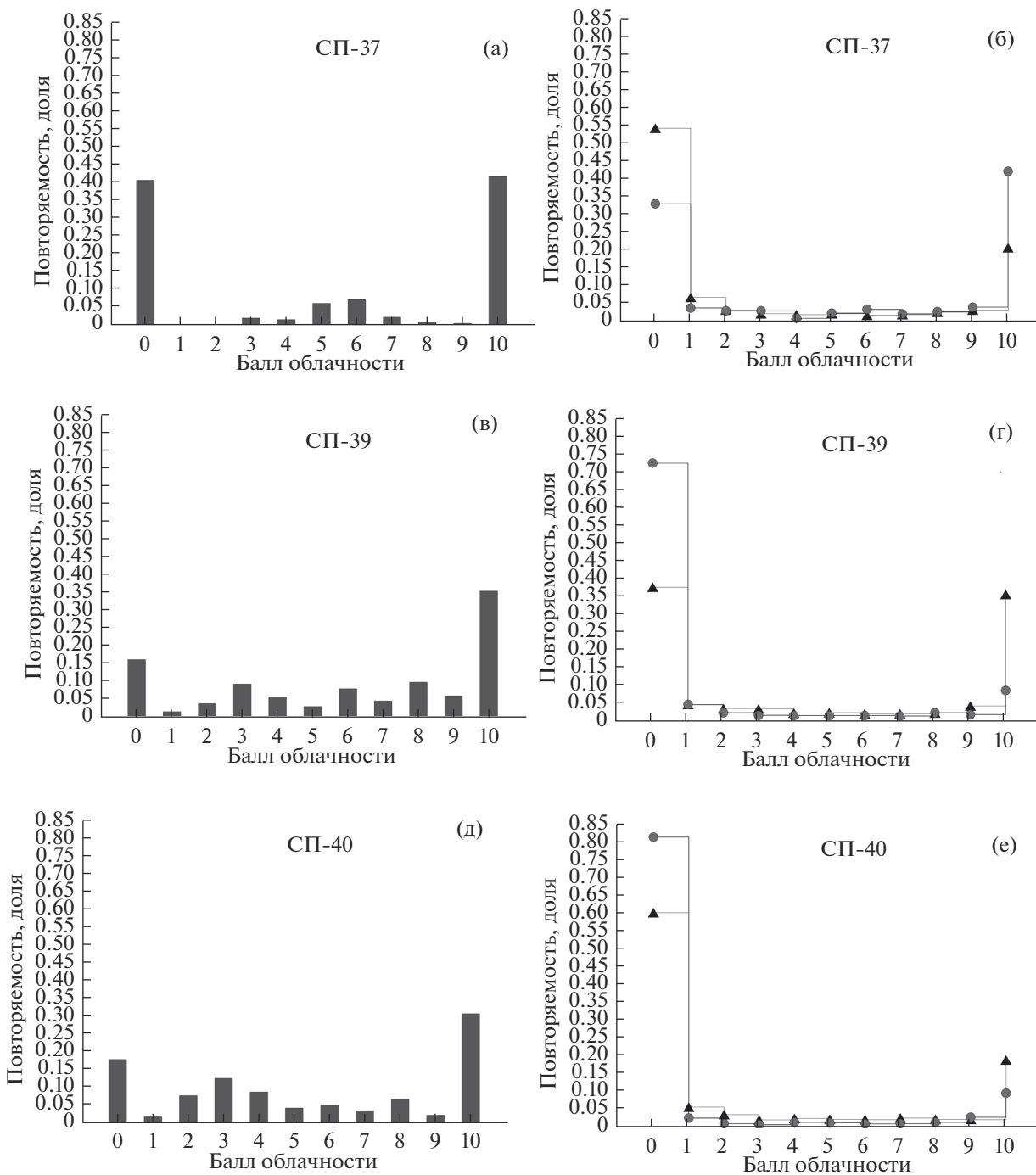


Рис. 5. Распределение повторяемости балла облачности по данным визуальных наблюдений (а, в, д) и рассчитанных по облакомеру (б, г, е, — треугольник; доля облачности с учетом дымки: б, г, е, — круг).

Видно, что коэффициенты корреляции, рассчитанные с учетом дымки, значительно выше (на 13–24%). Сложно сказать, связано ли это с тем, что наблюдатель может ошибочно отмечать наличие облачности в условиях плохой видимости, связанной, например, с низовой метелью, или же облакомер классифицирует как “дымку” низкую облачность. Наибольший коэффициент корреля-

ции получен для станции СП-37 (0.79), если наличие “дымки” в данных облакомера классифицировалось как наличие облачности.

Для сохранения детализации вертикальной структуры облаков при осреднении высот НГО в течение часа был разработан алгоритм послойного осреднения. Выбор критериев для выделения отдельных облачных слоев основан на результа-

тах анализа изменчивости исходных данных. Следует отметить, что обнаружение нескольких слоев облачности может быть ограничено наличием плотной облачности нижнего яруса. Повторяемость числа облачных слоев представлена в табл. 3. Видно, что наиболее часто, в 60–100% случаев, облакомер детектирует один слой облачности. Доля случаев с двумя слоями облачности может составлять до 30%, а три слоя детектируются крайне редко. Также видно, что многослойная структура облачности наиболее типична для ноября.

На рис. 6 приведена повторяемость высот НГО, рассчитанная с интервалом 300 м по высоте для каждого месяца. На графиках приведены повторяемости от общего числа сканирований для отдельных станций СП. Видно, что ноябрь характеризуется большей повторяемостью облачности в целом, а также более широким распределением высоты НГО. В частности, именно в ноябре отмечается довольно высокая повторяемость высот НГО в пределах от 1000 до 2000 м, что менее характерно для других зимних месяцев. Также очевидно, что наибольшей повторяемостью характеризуются низкие значения высоты НГО до 800 м. Это связано с процессом облакообразования в Арктике, когда более теплые воздушные массы выхолаживаются особенно сильно в нижних слоях как вследствие теплообмена с холодной снежно-ледяной поверхностью, так и вследствие длинноволнового выхолаживания. В отсутствие мощных вертикальных движений преобладает облачность нижнего яруса с низкой высотой НГО.

3.3. Радиационный эффект облаков и дымки

Для оценки влияния облаков и дымки на радиационный баланс на поверхности льда все среднечасовые значения потоков длинноволнового излучения были разделены на три группы в зависимости от условий облачности: ясно, дымка, облачно. По данным облакомера были выбраны часовые периоды, в течение которых доля сканирований с заданным условием облачности составляла 90–100%. Анализ суммарного потока длинноволновой радиации (IRD-IRU) и нисходящего потока длинноволновой радиации (IRD), соответствующего разной степени покрытия небосвода облаками в зимний период на станциях СП-37, 39, 40 (табл. 4), показывает, что радиационные свойства облачности и дымки на этих станциях существенно отличались.

При ясном небе средний длинноволновый баланс составил -40 Вт/м^2 для станций СП-37, 40 и -29 Вт/м^2 для станции СП-39. Облачность на станциях СП-37, 39, а также условия дымки на СП-39 характеризовались средним радиационным балансом около -6 Вт/м^2 . На СП-40, напро-

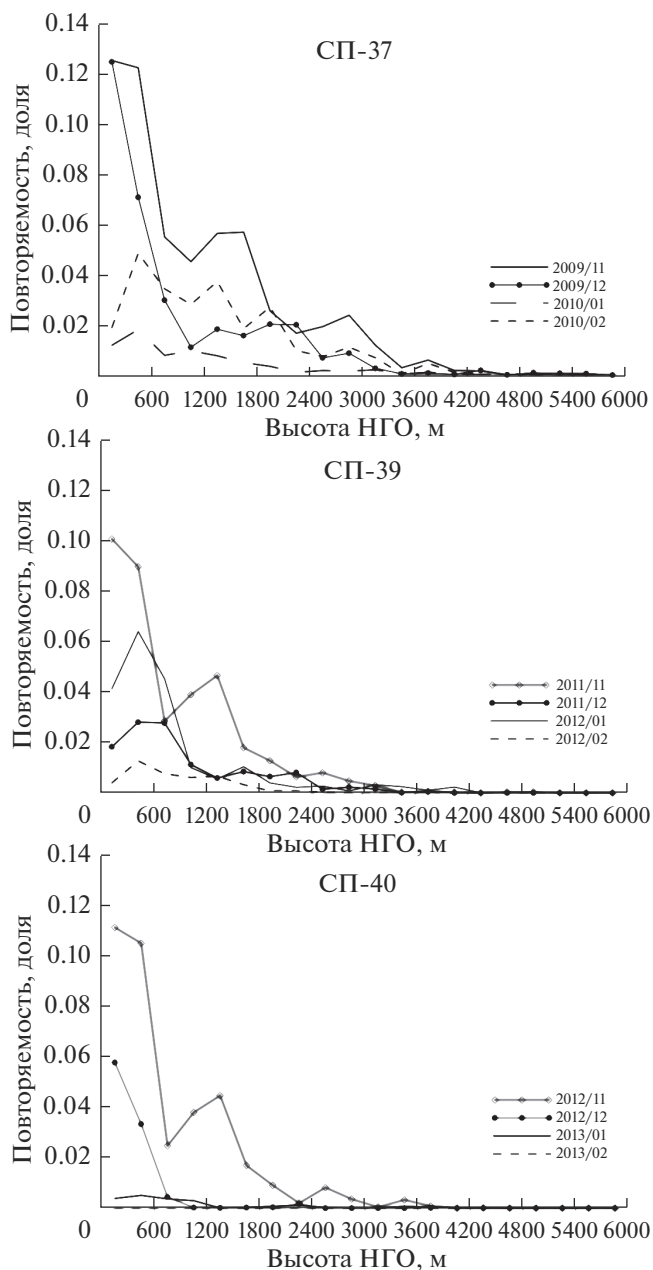


Рис. 6. Распределения повторяемости высот НГО в зимний период на станциях СП-37, 39, 40.

Таблица 2. Коэффициенты корреляции между баллом облачности, определяемым наблюдателем визуально и полученным по данным облакомера (справа – с учетом дымки)

Станция	$k_{\text{кор}}$	$k_{\text{кор}}$ с учетом дымки
СП-37	0.66	0.79
СП-39	0.39	0.63
СП-40	0.44	0.63

Таблица 3. Повторяемость числа облачных слоев в течение зимнего периода по данным СП-37, 39, 40

Число слоев	Повторяемость, %											
	1			2			3			4		
	СП-37	СП-39	СП-40	СП-37	СП-39	СП-40	СП-37	СП-39	СП-40	СП-37	СП-39	СП-40
Ноябрь	66.3	68.9	73.2	28.3	29.4	25.1	5.3	1.7	1.8	0.2	0	0
Декабрь	78.9	80.1	93.7	19	18.5	6.3	2.1	1.4	0	0	0	0
Январь	73.7	80.2	80	24.9	18.1	16.7	1.4	1.7	3.3	0	0	0
Февраль	66.6	81.3	100	30.4	18.7	0	3	0	0	0	0	0

Таблица 4. Статистические параметры потоков длинноволновой радиации, характеризующие различные условия облачности в зимний период по данным СП-37, 39, 40

Ясно	СП-37		СП-39		СП-40	
	IRD	IRD-IRU	IRD	IRD-IRU	IRD	IRD-IRU
ср	137.1	-40.7	156.0	-28.7	148.5	-39.5
мин	106.6	-61.9	122.5	-55.9	110.2	-71.6
макс	178.7	7.2	227.1	0.4	267.7	14.1
ско	13.1	9.3	17.5	10.9	26.2	13.9
Дымка						
ср	172.3	-25.4	209.2	-5.8	180.8	-26.5
мин	130.5	-57.7	171.9	-29.8	117.8	-60.4
макс	236.1	-0.5	270.1	10.7	235.1	15.9
ско	26.4	14.4	19.1	7.6	31.7	19.1
Облачно						
ср	220.8	-6.5	227.5	-4.0	193.6	-23.0
мин	161.7	-31.9	175.9	-29.7	123.3	-67.9
макс	273.3	12.9	293.7	10.5	269.2	17.8
ско	19.9	8.6	23.3	6.4	37.5	20.3

тив, дымка и облачность были более оптически прозрачными, и их радиационный баланс соответствовал дымке на СП-37 со средним значением -25 Вт/м^2 .

Связь наличия облачности с температурой воздуха и поверхности представлена на рис. 6а–6г. Число случаев ясного и облачного неба для каждого месяца, по которым проведено осреднение, представлено ниже в табл. 5. Так как по данным облакомера на СП-40 в феврале не зафиксировано ни одного часа измерений с повторяемостью облаков 90–100%, то данные за февраль 2013 г. на графиках не приводятся.

На всех станциях в зимний период температура поверхности при наличии облаков была выше, чем при ясном небе на величину от 3.0 до 17.9°C. Более низкая температура поверхности при ясном небе на СП-37 может быть связана с толщиной льда (примерно на 50–100 см больше, чем на СП-39, 40). Температура воздуха на высоте 2 м

при облачной погоде также выше, различия составляют от 2.4 до 15.1°C (см. табл. 5).

Атмосферное давление в случаях ясного неба, как правило, выше, и разница достигает максимальных значений в январе (более 11 гПа на СП-39, 40 и 16 гПа на СП-37).

Рисунки 7в–7г наглядно демонстрируют отличие радиационных свойств облачности на СП-40 от других станций. В пользу меньшей оптической толщины облаков зимой 2012–2013 г. говорят как более отрицательные значения длинноволнового баланса для облачных случаев, так и меньшие значения нисходящего потока длинноволнового излучения.

Радиационный эффект облаков определяется как разница между суммарным (длинноволновым и коротковолновым) радиационным балансом при ясном небе и суммарным балансом при полностью покрытом облаками небосводе [22, 23]. Поскольку в данном исследовании анализируется радиационный эффект облаков в полярную ночь, корот-

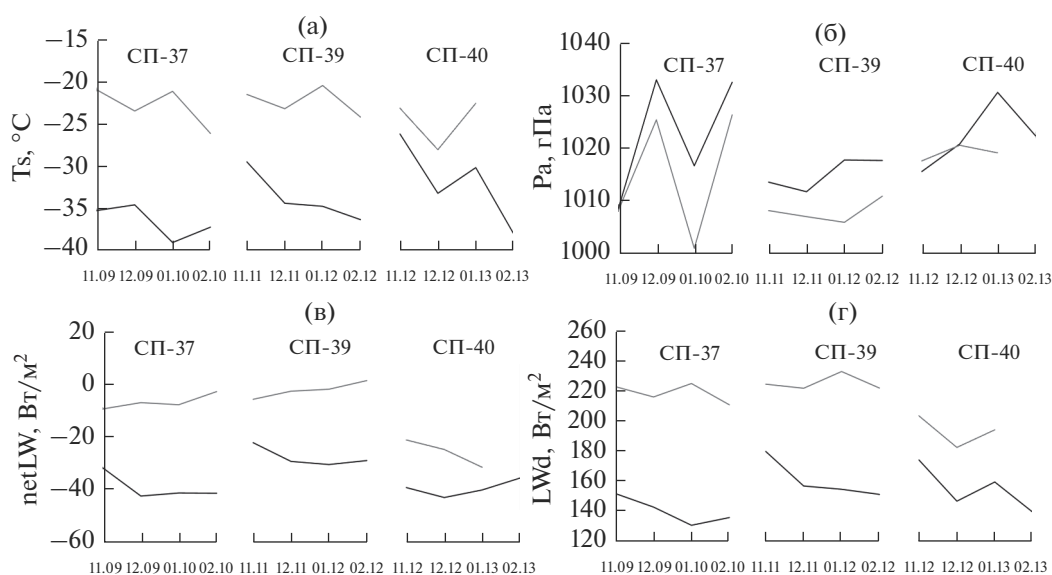


Рис. 7. Среднемесячные значения температуры поверхности (T_s), атмосферного давления (P_a), длинноволнового баланса ($netLW$), нисходящего потока длинноволновой радиации (LWd) при ясном небе — черные линии, при сплошной облачности — серые линии.

коволновой составляющей можно пренебречь. В этом случае радиационный эффект (ΔLW_{net}) вычисляется как разность среднемесячных значений длинноволнового баланса при ясном небе и при сплошной облачности, т.е. в те часы, когда по данным облакомера доля сканирований с наличием облаков составила 90–100%.

Наибольший радиационный эффект облаков наблюдался на станции СП-37. На СП-39 он был на 5–10 Вт/м² меньше, что может быть связано с меньшей величиной нисходящего потока длинноволновой радиации при ясном небе на этой станции. На СП-40 относительно небольшой радиаци-

онный эффект обусловлен существованием более прозрачной облачности в течение всей зимы.

4. ВЫВОДЫ

Обработка измерений облакомера на дрейфующих станциях “Северный Полюс” позволила получить временные ряды повторяемости различного балла облачности и высоты нижней границы облачности для периода полярной ночи с гораздо большей временной дискретностью, чем это было возможно при использовании только срочных визуальных наблюдений. Сравнение полученных данных о балле облачности хорошо согласуется с

Таблица 5. Среднемесячные значения разности метеорологических параметров при ясном и облачном небе; число сканирований, по которым проведено осреднение

Год	Месяц	ΔT_a	ΔT_s	ΔLWd	ΔLW_{net}	N ясн	N обл
2009	11	11.4	14.3	70.8	22.3	85	252
2009	12	9.3	11.1	73.0	35.3	297	161
2010	1	15.1	17.9	93.9	33.4	306	27
2010	2	9.3	11.1	74.7	38.4	319	103
2011	11	7.0	8.0	44.6	16.4	180	176
2011	12	10.2	11.2	64.8	26.6	298	28
2012	1	13.0	14.3	78.0	28.5	349	85
2012	2	11.3	12.1	70.5	30.2	343	9
2012	11	2.4	3.0	29.2	18.0	135	201
2012	12	4.9	5.2	35.6	18.2	443	52
2013	1	6.8	7.6	34.5	8.6	576	16

визуальными наблюдениями, только если считать, что детектируемая облакомером дымка также относится к облачности. В этом случае коэффициент корреляции между рассчитанным и визуально определяемым баллом облачности увеличивается на 13–24% и достигает максимальных значений 0.79 для станции СП-37.

Анализ суммарного и нисходящего потока длинноволновой радиации, соответствующего разной степени покрытия небосвода облаками в зимний период на станциях СП-37, 39, 40, показал, что радиационный эффект облачности и дымки на этих станциях существенно отличались:

- на СП-39 дымка была плотной и по величине радиационного эффекта соответствовала облачности на этой же станции, а также облачности на СП-37;
- на СП-40 дымка и облачность были более оптически прозрачными в длинноволновом диапазоне, и их радиационный эффект соответствовал дымке на СП-37 со средним значением длинноволнового баланса порядка -25 Вт/м^2 ,
- при ясном небе средний длинноволновый баланс составил -40 Вт/м^2 для станций СП-37, 40 и -29 Вт/м^2 для станции СП-39.

На всех станциях в зимний период температура поверхности снега и воздуха на высоте 2 м при наличии облаков была выше, чем при ясном небе на величину от 3.0 до 17.9°C. Это в большой степени связано с сильным обогревающим радиационным эффектом облачности, однако следует также помнить, что само наличие облачности, как правило, связано с крупномасштабной адвекцией теплого и влажного воздуха, что также может влиять на приземный температурный режим.

В заключение следует отметить, что полученные в данной работе более детальные временные ряды и статистики повторяемости балла и высот нижней границы облачности в Центральной Арктике могут быть в дальнейшем использованы для исследования влияния режимов крупномасштабной циркуляции атмосферы на характеристики облачности, а также для верификации численных моделей атмосферы, атмосферных реанализов и алгоритмов обработки данных спутникового дистанционного зондирования.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ (№ 18-77-10072).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Walsh J.E., Chapman W.L.* Arctic cloud-radiation temperature associations in observational data and atmospheric reanalyses // *J. Climate*. 1998. V. 11. P. 3030–3045.
2. *Morrison H., de Boer G., Feingold G. et al.* Resilience of persistent Arctic mixed-phase clouds // *Nat. Geosci.* 2012. V. 5. P. 11–17.
3. *Uttal T. et al.* Surface heat budget of the Arctic Ocean // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2002. V. 83. P. 255–275.
4. *Stramler K., Del Genio A., Rossow W.* Synoptically driven Arctic winter states // *J. Climate*. 2011. V. 47. P. 1747–1762.
5. *Curry J. et al.* FIRE Arctic clouds experiment // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2000. V. 81. P. 5–29.
6. *Tjernström M. et al.* The Arctic Summer Cloud Ocean Study (ASCOS): overview and experimental design // *Atmos. Chem. Phys.* 2014. V. 14. P. 2823–2869.
7. *Stapf J., Ehrlich A., Jäkel E., Lüpkes C., Wendisch, M.* Reassessment of shortwave surface cloud radiative forcing in the Arctic: consideration of surface-albedo–cloud interactions // *Atmos. Chem. Phys.* 2020. V. 20. P. 9895–9914.
8. *Wendisch M. et al.* The Arctic Cloud Puzzle: Using ACLOUD/PASCAL Multiplatform Observations to Unravel the Role of Clouds and Aerosol Particles in Arctic Amplification // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2019. V. 100. № 5. P. 841–871.
9. *Мариунова М.С., Мишин А.А.* Справочник по радиационному режиму Арктического бассейна (дрейфующие станции) / Под ред. Радионова В.Ф. СПб: Гидрометеиздат, 1994. 66 с.
10. *Vihma T., Pirazzini R.* On the factors controlling the snow surface and 2-m air temperatures over the Arctic sea ice in winter // *Boundary Layer Meteorol.* 2005. V. 117. P. 73–90
11. *Makshtas A.P., Andreas E.L., Svyashchennikov P.N., Timachev V.F.* Accounting for clouds in sea ice models // *Atmospheric Research*. 1999. V. 52. P. 77–113.
12. *Lindsay R.W., Makshtas A.P.* Air-sea interaction in the presence of the Arctic pack ice // *Arctic environment variability in the context of global change* / Eds. *L.P. Bobylev, K. Ya. Kondratyev, O.M. Johannessen*. Chichester: Praxis Publishing Ltd. 2003 Chapter 4. P. 203–236
13. *Pithan F., Svensson G., Caballero R. et al.* Role of air-mass transformations in exchange between the Arctic and mid-latitudes // *Nat. Geosci.* 2018. V. 11. P. 805–812.
14. *Shupe M., Matrosov S., Uttal T.* Arctic mixed-phase cloud properties derived from surface-based sensors at SHEBA // *J. Atmos. Sci.* 2006. V. 63. P. 697–711.
15. *Curry J.* Interactions among turbulence, radiation and microphysics in arctic stratus clouds // *J. Atmos. Sci.* 1986. V. 43. P. 90–106.
16. *Makshtas A.P., Makhotina I.A., Timachev V.F.* Characteristics of atmosphere - sea ice energy exchange in the Central Arctic // *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.* 2019. N. 231. P. 012034.
17. *Chechin D.G., Makhotina I.A., Lüpkes C., Makshtas A.P.* Effect of Wind Speed and Leads on Clear-Sky Cooling over Arctic Sea Ice during Polar Night // *J. Atmos. Sci.* 2019. V. 76. P. 2481–2503

18. *Makhotina I.A., Makshtas A.P., Chechin D.G.* Meteorological winter conditions in the Central Arctic according to the drifting stations “North Pole 35-40” // IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci. 2019. № 231. P. 012031
19. <http://www.rish.kyoto-u.ac.jp/ear/ceilometer/ct25k.pdf> Ceilometer CT25K User’s Guide CT25K-U059en-2.1 Vaisala, 1999. 125 pp.
20. *Van Tricht K., Gorodetskaya I.V., Lhermitte S., Turner D.D., Schween J.H., Van Lipzig N.P.M.* An improved algorithm for polar cloud-base detection by ceilometer over the ice sheets // Atmos. Meas. Tech. 2014. № 7. P. 1153–1167.
21. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Выпуск 2. Гидрометеорологические наблюдения на постах. Часть I. Метеорологические наблюдения на постах. Л.: Гидрометиздат, 1985. 111 с.
22. *Dong X., Mace G.G.* Arctic stratus cloud properties and radiative forcing derived from ground-based data collected at Barrow, Alaska // J. Clim. 2003. V. 16. № 3. P. 445–461.
23. *Ramanathan V., Cess R.D., Harrison E.F., Minnis P., Barkstrom B.R., Ahmad E., Hartmann D.* Cloud-radiative forcing and climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment // Science. 1989. № 243. P. 57–63.

Cloud Radiative Forcing over Sea Ice in the Arctic during the Polar Night at the Drifting Stations “North Pole”-37, 39, 40

I. A. Makhotina^{1,*}, D. G. Chechin², and A. P. Makshtas¹

¹*Arctic and Antarctic Research Institute, Bering str., 38, St. Petersburg, 199397 Russia*

²*Obukhov Institute of Atmospheric Physics of RAS, Pyzhevsky per., 3, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: ir@aari.ru

The analysis of the ceilometer measurements at the stations “North Pole”-37, 39 and 40 are presented in this paper. Frequencies of the total cloud amount and the cloud base heights are calculated for the period of the polar night. Comparison of the cloud cover from the ceilometer data with the visual observation data showed good agreement; however, the value of the correlation coefficient depends on the interpretation of the ceilometer data. In general, the cloud conditions are characterized by a bimodal distribution of cloud amount with the highest frequency of clear sky and overcast clouds. The analysis of the frequency of cloud base height (CBH) showed that the most common heights of the CBH are below 600 m. In November, cloud heights are also observed in the range of 1000–2000 m, but their frequency decreases during the winter. Cloudiness during the polar night is characterized by a strong positive radiative forcing, which has a warming effect on the surface temperature of ice and air. However, the radiation effect of cloudiness differs significantly from station to station, as well as the clouds frequency and its effect on the temperature regime. These differences may become the subject of further research on the interaction of cloud characteristics with other processes in the Arctic climate system. The obtained statistical estimates significantly supplement the available data on the cloud cover of the Central Arctic.

Keywords: cloud radiative forcing, heat balance of sea ice, Arctic climate, ceilometer, cloud base height