

На правах рукописи

Чечин Дмитрий Геннадьевич

**Моделирование динамики атмосферного  
пограничного слоя при холодных вторжениях в  
прикромочной зоне морских льдов в Арктике**

25.00.29 – Физика атмосферы и гидросферы

**АВТОРЕФЕРАТ**

диссертации на соискание ученой степени

кандидата физико-математических наук

Москва – 2013

Работа выполнена в *Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук.*

Научный руководитель: *доктор физико-математических наук*  
*Репина Ирина Анатольевна*

Официальные оппоненты: *доктор физико-математических наук*  
*Демченко Павел Феликсович*  
*кандидат физ.-мат. наук*  
*Глазунов Андрей Васильевич*

Ведущая организация: *ФГБУ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт*

Защита состоится 25-го апреля 2013 года в 14:00 на заседании диссертационного совета Д 002.096.01 при *Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук*, расположенном по адресу: *Пыжевский пер. 3, г. Москва, Россия*

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке *ИФА им. А.М. Обухова РАН.*

Автореферат разослан «\_\_\_\_\_» \_\_\_\_\_ 2013 г.

Отзывы и замечания по автореферату в двух экземплярах, заверенные печатью, просьба высылать по вышеуказанному адресу на имя ученого секретаря диссертационного совета.

Ученый секретарь  
диссертационного совета,  
*кандидат географических наук*

*Краснокутская Л.Д.*

# Общая характеристика работы

## Актуальность работы

В последние десятилетия в Арктике наблюдается повышение приземной температуры воздуха, существенно превосходящее соответствующие тренды осредненной по всему земному шару приземной температуры. Кроме того, в Арктике по данным наблюдений зафиксировано стремительное сокращение площади ледяного покрова, выразившееся в ее рекордно низких значениях в сентябре 2007-го и 2012-го годов. Дальнейшее потепление климата Арктики и сокращение площади ледяного покрова прогнозируется в 21-ом столетии на основе результатов многих численных моделей климата [1, 9].

Последствия изменений климата Арктики могут иметь ключевое значение для глобального климата и климата соседних с Арктикой регионов. Влияние Арктики на глобальный климат осуществляется посредством различных механизмов, таких как, например, действие положительной «альбедной» обратной связи, или изменение интенсивности глубокой конвекции в Северной Атлантике. Климатические изменения в Арктике не менее важны и для хозяйства России и других граничащих с Арктикой стран. С потеплением в Арктике связывают перспективы развития навигации вдоль Северного морского пути и разработки шельфовых месторождений нефти и газа.

Однако оценки будущих изменений климата Арктики отличаются большой неопределенностью [9], препятствующей решению многих фундаментальных и практических задач. Именно в Арктике отмечается наибольшее расхождение между результатами как глобальных, так и региональных климатических моделей с данными наблюдений [6, 9, 14]. Расхождения в особенности велики в районах прикромочной зоны морского льда, где они достигают 6-12°C (в районе Баренцева моря) [6] для приземной температуры воздуха. Кроме того, наибольший разброс между результатами отдельных моделей также наблюдается в Арктике, в особенности в отношении моделируемой структуры и динамики атмосферного пограничного слоя [14]. Следствием такого разбро-

са является неопределенность в оценках энергообмена между атмосферой и подстилающей поверхностью, играющего ключевую роль в динамике климатической системы Арктики.

Большая амплитуда наблюдаемых и прогнозируемых изменений климата Арктики, а также большой разброс в их оценках обуславливают актуальность развития численных моделей климата и прогноза погоды и потребность в исследованиях физических процессов в климатической системе Арктики и, в частности, в атмосферном пограничном слое в прикромочной зоне морского льда. Одна из важнейших целей таких исследований - решение проблемы наиболее адекватного представления ключевых физических процессов в численных моделях атмосферы. Актуальность этих задач демонстрирует тот факт, что для консолидации международных усилий, направленных на их решение, в 2007-2008 гг. был организован Международный Полярный Год [10]. Кроме того, необходимость развития системы мониторинга геофизической обстановки в Арктике, опирающаяся в большой мере на численные модели прогноза погоды и климата, отражена в утвержденной в 2013 году стратегии развития Арктической зоны Российской Федерации и обеспечения национальной безопасности на период до 2020 года [3].

**Объектом** настоящего исследования являются холодные вторжения в прикромочной зоне морского льда в Арктике, играющие важную роль в инициализации и протекании одного из ключевых процессов в глобальной климатической системе - глубокой конвекции в океане. Холодные вторжения представляют собой адвекцию холодной воздушной массы из областей, занятых сплошным ледяным покровом в области открытой воды незамерзающих морей (например, Гренландского, Лабрадорского, Норвежского и Баренцева морей в Северном полушарии). Также, климатическая роль холодных вторжений заключается в осуществлении ими меридионального переноса тепла в атмосфере и создании благоприятных условий для формирования полярных мезоциклонов.

Кроме того, в работе рассматривается режим натекания холодного воздуха на заприпайные полыньи, аналогичный режиму холодных вторжений в силу достаточно большой протяженности образующихся в этом случае областей открытой воды.

**Предметом** исследования является динамика атмосферного пограничного слоя и, в частности, пространственная изменчивость метеорологических параметров во время холодных вторжений, а также физические механизмы ее формирования. Особое внимание уделяется исследованию характеристик мезомасштабного струйного течения ледового бриза (СТЛБ), которое, согласно работам других авторов (см., например, работу Брюммера [5]), выражается в усилении ветра в атмосферном пограничном слое (АПС) над открытой водой на расстоянии порядка 100 км от кромки льда и интенсификации энергообмена между океаном и атмосферой. Также рассматривается вопрос о точности воспроизведения мезомасштабной изменчивости скорости ветра в моделях, использующих грубое пространственное разрешение.

### **Цель диссертационной работы**

Целью работы является исследование динамики АПС и пространственной изменчивости метеорологических величин во время холодных вторжений в прикромочной зоне морского льда и при натекании холодного воздуха на заприпайные полыньи, а также выявление недостатков и развитие методов численного моделирования указанных метеорологических режимов.

Для достижения поставленной цели в работе решаются следующие задачи:

1. Количественная оценка зависимости характеристик СТЛБ от внешних параметров (модуля и направления скорости крупномасштабного геострофического ветра, разности температур поверхности открытой воды и льда и других) в их широком диапазоне; определение области внешних параметров, в которой СТЛБ может существовать.

2. Выявление физических механизмов, определяющих формирование и характеристики пространственной изменчивости метеорологических параметров во время холодных вторжений.
3. Количественная оценка влияния пространственного разрешения численных моделей атмосферы на характеристики струйного течения ледового бриза и величину приземных турбулентных потоков тепла и импульса во время холодных вторжений.
4. Исследование влияния размера полыньи на моделируемые характеристики мезомасштабной изменчивости скорости ветра над ней во время натекания на нее холодного воздуха.

### **Метод исследования**

Основным методом исследования является идеализированное мезомасштабное моделирование с помощью трехмерной негидростатической модели NH3D [12]. Рассматривается квазидвумерная задача адвекции холодного воздуха над прикромочной зоной морского льда. При этом в качестве внешней силы в модели задается крупномасштабный градиент давления, а на нижней границе задается пространственное распределение типов подстилающей поверхности — морского льда на севере расчетной области и открытой воды на юге.

В ходе данного исследования в модель NH3D были встроены нелокальные замыкания турбулентности для параметризации вертикальных турбулентных потоков импульса, тепла и влаги внутри конвективного АПС, предложенные в работах Троена и Марта [15] и Люпкеса и Шлюнцен [11]. Также в модель было встроено локальное замыкание турбулентности для применения в условиях устойчивой стратификации. В настоящей работе впервые представлена верификация модели NH3D на основе сравнения с данными наблюдений и результатами другой мезомасштабной модели METRAS [13].

Кроме того, в работе сформулирована и численно реализована интегральная модель перемешанного АПС (см., например, работу Макштаса и Тимачева [2]). Сравнение результатов расчетов с помощью этой модели с результатами модели NH3D позволило сделать важные выводы о роли определенных физических механизмов в формировании мезомасштабной изменчивости поля скорости ветра во время холодных вторжений. Также, для интерпретации результатов NH3D в работе используются аналитические решения упрощенных уравнений движения и притока тепла, осредненных по высоте АПС.

### **Научная новизна**

В данной работе впервые проведено систематическое исследование характеристик СТЛБ в широком диапазоне внешних параметров. Полученные количественные оценки характеристик СТЛБ существенно расширяют ранее опубликованные данные (см., например, работы Брюммера [5] или Гленденинга [8]) о характерных горизонтальных масштабах и амплитуде этого явления. Впервые определена область метеорологических параметров, в которой возможно существование СТЛБ.

Впервые на основе анализа результатов трехмерной мезомасштабной модели, а также интегральной модели АПС выполнены оценки роли различных физических механизмов в формировании пространственной изменчивости метеорологических полей во время типичных холодных вторжений. Показано существование обратной связи между процессами в АПС и в вышележащих слоях атмосферы - агеострофические движения в АПС приводят к возникновению бароклинности в атмосфере над АПС. Показано, что такая обратная связь существенно влияет на характеристики СТЛБ, и приводит, в частности, к уменьшению его амплитуды и горизонтального масштаба. Настоящее исследование отличается от работы Юэна и Янга [18], преследовавшей аналогичную цель, тем, что оно опирается на существенно менее идеализированные трехмерные численные эксперименты, проведенные в более широкой области внешних параметров.

Впервые проведена количественная оценка влияния разрешения численных моделей атмосферы на характеристики СТЛБ и величину приземных турбулентных потоков тепла и импульса. Показано, что использование грубого пространственного разрешения приводит к существенному занижению амплитуды СТЛБ, а также моделируемых турбулентных потоков тепла и импульса в области между кромкой льда и 120-180 км вниз по потоку.

### **Практическая значимость**

Результаты данной работы позволяют улучшить понимание процессов взаимодействия атмосферы и океана в Арктике. В частности, систематическое исследование мезомасштабной изменчивости скорости ветра в АПС позволяет выделить метеорологические режимы в районе кромки льда с наиболее интенсивным энергообменом между атмосферой и океаном.

Оценки влияния пространственного разрешения численных моделей на характеристики СТЛБ и величину турбулентных потоков тепла и импульса позволяют сделать выводы о недостатках численных моделей и продуктов реанализа, использующих грубый горизонтальный шаг сетки. Проведенные оценки минимального пространственного разрешения, необходимого для удовлетворительного воспроизведения СТЛБ, могут быть использованы в качестве критерия при выборе разрешения численных моделей, применяемых для полярных регионов.

Исследование физических механизмов мезомасштабной изменчивости скорости ветра при натекании холодного воздуха на полыньи является важным этапом разработки параметризаций энергообмена над полыньями для применения в глобальных климатических моделях.

### **Результаты и положения, выносимые на защиту**

1. Проведена верификация модели NH3D со встроенными в нее локальным и нелокальным замыканиями турбулентности для случая холодного вторжения в проливе Фрама на основе сравнения с данными наблюдений и результатами моделирования с помощью модели METRAS



2. Впервые систематически исследовано мезомасштабное струйное течение ледового бриза и показано, что оно является характерной чертой холодных вторжений. Предложен физический механизм струйного течения ледового бриза как эффекта бароклинности вследствие прогрева АПС над открытой водой, а также обратной связи между агеострофическими движениями в АПС и вышележащими слоями атмосферы.

3. Выявлено, что горизонтальный масштаб и амплитуда струйного течения ледового бриза наиболее чувствительны к модулю и направлению крупномасштабного геострофического ветра. Амплитуда струйного течения чувствительна к разности температур поверхности открытой воды и морского льда. Показано, что максимальная скорость ветра в струйном течении превышает скорость крупномасштабного ветра в 1.1 – 1.5 раза. Горизонтальный масштаб ледового бриза меняется в пределах от 80 до 300 км. Определена область параметров, в которой струйное течение отсутствует.

4. Проведенная количественная оценка эффекта горизонтального пространственного разрешения модели показала, что при использовании грубого разрешения занижение рассчитанной амплитуды струйного течения может составлять до 50%, а потоков тепла и импульса – до 20% в районе 120-180 км от кромки льда. Для воспроизведения амплитуды струйного течения с точностью 10% необходимо пространственное разрешение 15-20 км.

5. Обнаружена зависимость модуля скорости ветра над полыньей от ее размера во время натекания на нее холодного воздуха. Показано, что размер полыньи влияет на бароклинность, связанную с агеострофическими движениями в АПС.

### **Апробация работы**

Материалы диссертации были представлены в виде докладов на следующих конференциях:

1. Chechin, D.G., Stepanenko, V.M., Repina, I.A. Numerical modeling of the influence of cool skin on the heat budget and thermal regime of water pools.

EGU General Assembly 2010. Vienna, Austria.

2. Chechin, D.G. , Lüpkes, C. and Repina, I. Mesoscale modelling of an off-ice flow in the Arctic marginal sea ice zone with different spatial resolution, 11th Conference on Polar Meteorology and Oceanography, 2-5 May 2011, Boston, MA, USA
3. Чечин Д.Г., Люпкес К., Репина И.А. Мезомасштабное моделирование вторжений холодного воздуха в районе границы морского льда с различным пространственным разрешением. Международная конференция “Climate Changes in Polar and Subpolar Regions”. 17-19 мая 2011 года, Москва, Россия.
4. Чечин Д.Г., Люпкес К., Репина И.А. Мезомасштабное моделирование вторжений холодного воздуха в Арктике: влияние пространственного разрешения и численного сглаживания на энергообмен океана и атмосферы. Международная конференция по вычислительно-информационным технологиям для наук об окружающей среде CITES-2011. 9-13 июля, 2011 г, Томск, Россия.
5. Chechin D.G., Repina I.A., Gryanik V.M. (2012) Idealized mesoscale modeling of cold-air outbreaks in the Arctic. International summer school “Bridging the gap between atmospheric scales”, Wageningen, Netherland, 8-17 October, 2012.
6. Repina I.A., Artamonov A.Yu., Chechin D.G. (2012) Air-sea-ice interaction under different stability conditions. Talk. International Polar Year (IPY) 2012 Conference, Monreal, Canada, April 22-27.
7. Репина И.А., Алексеева Т.А., Иванов В.В., Раев М.Д., Тихонов В.В., Чечин Д.Г. Чувствительность определения потоков тепла и влаги по данным дистанционного зондирования в Арктике к выбору алгоритма

восстановления ледяного покрова / Десятая всероссийская открытая ежегодная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», Москва, ИКИ РАН, 12-16 ноября 2012 г.

Материалы диссертации представлены в научно-технических отчетах по проектам РФФИ, Федеральной целевой программы (ФЦП) «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 годы, Программам министерства Науки и образования, Отдела наук о Земле РАН, Президиума РАН, ФЦП «Мировой океан», по международным проектам CRDF (U.S. Civilian and Research and Development Foundation) и Российско-германской лаборатории им. О.Ю. Шмидта. Работа получила премию Общественного фонда содействия отечественной науки как лучшая аспиранская работа 2010 года и поддержку международной стипендии Немецкой службы академического обмена. Работа выполнена 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).

По теме диссертации опубликовано 7 работ. Из них 2 в рецензируемых журналах, входящих в список ВАК, и одна в рецензируемом сборнике. Кроме того, 1 работа принята к печати в рецензируемом журнале списка ВАК.

### **Личный вклад автора**

Содержание диссертации и основные положения, выносимые на защиту, отражают персональный вклад автора в опубликованные работы. Подготовка к публикации полученных результатов проводилась совместно с соавторами, причем вклад диссертанта был определяющим. Все представленные в диссертации результаты получены лично автором.

### **Структура и объем диссертации**

Диссертация состоит из введения, четырех глав, заключения, библиографии и двух приложений. Общий объем диссертации составляет 174 страницы.

Диссертация содержит 38 рисунков. Библиография включает в себя 156 наименований на 19 страницах.

## Содержание работы

**Во Введении** указывается актуальность диссертационной работы, сформулирована цель и аргументирована научная новизна исследований, описана используемая в работе методика численного моделирования, показана практическая значимость полученных результатов, представлены выносимые на защиту научные положения. Также, во Введении содержится описание структуры диссертации и приводится список опубликованных автором статей и тезисов конференций, содержащих результаты работы.

**В первой главе** на основании обзора литературы делаются выводы о современном состоянии исследований динамики АПС и мезомасштабной изменчивости скорости ветра во время холодных вторжений. Показано, что, согласно данным наблюдений и модельных расчетов (см., например, работы Брюммера [5], Люпкеса и Шлюнцен [11] и Макштаса и Пичугина [2]), СТЛБ может как наблюдаться во время некоторых случаев холодных вторжений, так и отсутствовать. В случае, когда СТЛБ присутствует в данных наблюдений или численного моделирования, оно локализовано в области первых 50-200 км над открытой водой вблизи кромки льда, где турбулентные потоки явного тепла наиболее велики. Скорость ветра в СТЛБ может превышать скорость крупномасштабного ветра на 20-30%, что приводит к существенной интенсификации энергообмена между атмосферой и океаном, указывая на важную роль СТЛБ в тепловом балансе и динамике прикромочной зоны морского льда. Показано, что систематического исследования СТЛБ еще не проводилось, в связи с чем в качестве основных задач данного исследования поставлены: 1) выявление физических механизмов формирования СТЛБ; 2) количественная оценка зависимости характеристик СТЛБ от внешних пара-

метров. С горизонтальным масштабом СТЛБ связана еще одна задача данного исследования - количественная оценка влияния пространственного разрешения численных моделей атмосферы на воспроизводимые характеристики СТЛБ и турбулентных потоков тепла и импульса в прикромочной зоне.

Также, в Главе 1 представлен обзор исследований, посвященных изменчивости скорости ветра над заприпайными полыньями. Показано, что также как и во время холодных вторжений, усиление скорости ветра над полыньями имеет место не всегда. Отличие режима натекания холодного воздуха на полыньи от режима холодных вторжений заключается в том, что полыньи имеют конечный размер. В связи с этим ставится задача исследования влияния размера полыньи на изменчивость скорости ветра над ней, и рассматривается вопрос о том, в какой мере результаты, полученные для режима холодных вторжений, соответствуют также и режиму натекания холодного воздуха на полыньи.

**Во второй главе** приводится обоснование и выбор основной методики исследования - численного идеализированного мезомасштабного моделирования с помощью трехмерной негидростатической модели NH3D [12]. Дается описание негидростатической модели NH3D, основанной на системе уравнений Миллера и Уайта и модификаций, сделанных автором работы. В частности, описываются локальные и нелокальные замыкания турбулентности, предложенные в работах Троена и Марта [15] и Люпкеса и Шлюнцен [11], включенные в NH3D в качестве параметризаций вертикального турбулентного обмена.

В работе используется методика идеализированных численных экспериментов. В частности, рассматривается квазидвумерный стационарный режим адвекции холодной воздушной массы над прикромочной зоной морского льда. Все трехмерные конвективные турбулентные движения в АПС параметризуются с помощью использования нелокальных замыканий турбулентности. Мы также пренебрегаем фазовыми переходами облачной влаги и радиационными

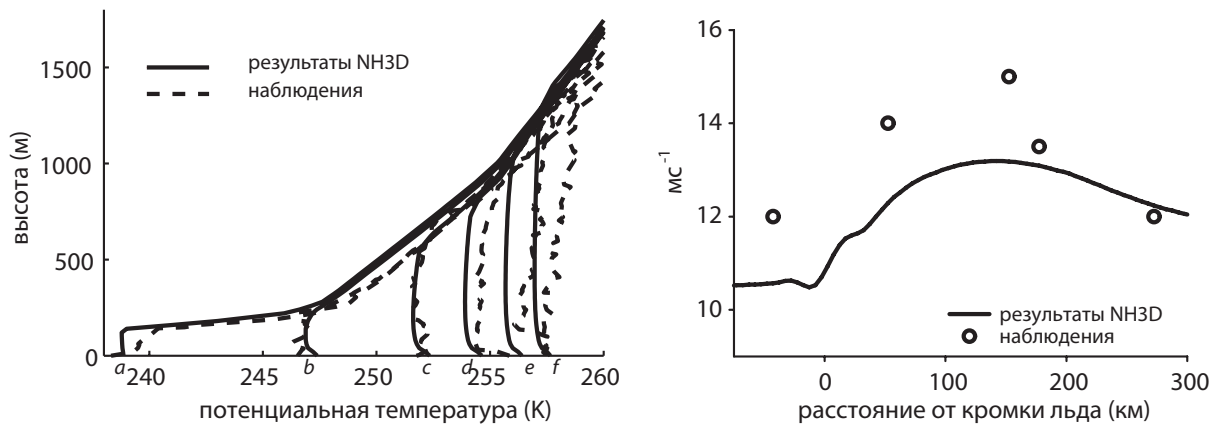


Рис. 1. Вертикальные профили потенциальной температуры (график А) по результатам основного эксперимента NH3D (сплошная линия) и наблюдениям кампании REFLEX II (пунктирная линия) на различном расстоянии от кромки льда (*a*- 53 км, *b*- 33 км, *c*- 80 км, *d*- 132 км, *e*- 188 км, *f*- 243 км). Модуль скорости ветра на высоте 90 м (график Б) по результатам NH3D (сплошная линия) и наблюдениям Брюммера [5] (окружности) как функция расстояния от кромки льда.

источниками тепла как второстепенными по сравнению с турбулентным потоком тепла на поверхности открытой воды. Приводится подробное обоснование возможности использования и целесообразности каждой из идеализаций.

Кроме того, во второй главе представлена система уравнений и описана численная реализация интегральной модели АПС. Вывод системы уравнений модели приводится в Приложении А.

Результаты второй главы опубликованы в работах Чечина и др. (2010a,b) [1, 2] и Чечина и др. (2011a,b) [3, 4], а также в принятой к печати работе Чечина и др. (2013) [5].

**В третьей главе** приводится верификация модели NH3D на основе сравнения с данными наблюдений во время случая холодного вторжения в проливе Фрама 4-го марта 1993 г, а также результатами модели METRAS. Показано (см. рис. 1), что модель хорошо воспроизводит прогрев и рост конвективного АПС, а также амплитуду и горизонтальный масштаб СТЛБ. Кроме того, показано, что результаты NH3D находятся в очень хорошем согласии с результатами другой мезомасштабной модели METRAS, и точность воспроизведения

наблюдений обеими моделями одинакова.

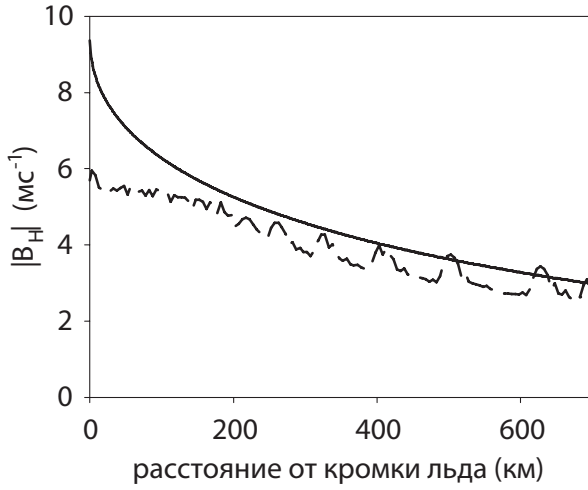


Рис. 2. Модуль бароклинной составляющей геострофической скорости ветра  $|\mathbf{V}_H|$ , осредненной по высоте АПС, как функция расстояния от кромки льда для случая холодного вторжения в проливе Фрама 3-го марта 1993 года, по оценкам, полученным с помощью (2) (сплошная линия) (при  $\theta_w - \theta_{ice} = 30$  К,  $\alpha = 33.4^\circ$ ,  $\gamma_\theta = 0.0085$  Км $^{-1}$ ,  $C_H = 1.8 \times 10^{-3}$ ,  $f = 1.432 \times 10^{-4}$  с $^{-1}$ ,  $\beta = 0.05$ ) и результатам NH3D (пунктир).

метеорологических полей связана с модификацией холодной воздушной массы и имеет масштаб порядка нескольких сотен километров. Рассматривая простую модель перемешанного АПС по аналогии с работой Венкатрама [16], получены аналитические оценки амплитуды и характерного горизонтального масштаба крупномасштабной изменчивости скорости ветра. Сделан вывод о том, что усиление скорости ветра в АПС определяется в первую очередь бароклинной составляющей геострофического ветра, связанной с прогревом АПС:

$$\mathbf{V}_H = \frac{gz_i}{2f\theta_m} \frac{\partial \theta_m}{\partial y} \cdot \mathbf{i}, \quad (1)$$

где  $\mathbf{V}_H$  - осредненная по высоте АПС бароклинная составляющая геострофического ветра;  $z_i$  - высота АПС;  $\theta_m$  - осредненная по высоте АПС потен-

В третьей главе также приводится анализ пространственной изменчивости моделируемых метеорологических параметров во время холодного вторжения в проливе Фрама. На основе анализа результатов модели NH3D показано, что можно выделить крупно- и мезомасштабную изменчивость скорости ветра. Физические механизмы, определяющие изменчивость метеорологических полей рассматриваются далее отдельно для крупно- и мезомасштабной изменчивости.

Показано, что крупномасштабная изменчивость различных метеорологических полей

циальная температура;  $\mathbf{i}$  - единичный вектор в направлении, параллельном кромке льда;  $g$  и  $f$  - ускорение свободного падения и параметр Кориолиса, соответственно.

Для области метеорологических параметров, соответствующей типичным холодным вторжениям, получена аналитическая зависимость убывания  $|\mathbf{B}_H|$  в зависимости от расстояния  $\bar{y}$  от кромки льда:

$$\ln\left(\frac{|\mathbf{B}_H|}{B_0}\right) - \frac{|\mathbf{B}_H|}{B_0} + 1 = -C\bar{y}, \quad (2)$$

где  $B_0$  - максимальное значение  $|\mathbf{B}_H|$  в точке  $\bar{y} = 0$ , совпадающей с положением кромки льда:

$$B_0 = \frac{g(1 + \beta)C_H(\theta_w - \theta_{ice})}{2f\theta_0 \cos\alpha}. \quad (3)$$

В (3)  $g$  - ускорение свободного падения;  $\beta$  - скорость вовлечения;  $C_H$  - коэффициент турбулентного обмена для потока тепла в приземном слое;  $\theta_w$  и  $\theta_{ice}$  - температуры поверхности открытой воды и льда, соответственно;  $f$  - параметр Кориолиса;  $\theta_0$  - характерная потенциальная температура воздуха;  $\alpha$  - направление крупномасштабного геострофического ветра относительно нормали к кромке льда. Постоянный коэффициент  $C = (1 + \beta)^2 C_H / [(1 + 2\beta) \cos\alpha]$ , а расстояние от кромки льда нормировано на характерную высоту АПС:  $\bar{y} = \gamma_{\theta} y / (\theta_w - \theta_{ice})$ , где  $\gamma_{\theta}$  - вертикальный градиент потенциальной температуры. На рисунке 2 показано сравнение оценок  $|\mathbf{B}_H|$ , сделанных с помощью (2), с результатами NH3D для случая холодного вторжения в проливе Фрама 4-го марта 1993 года. Рисунок 2 демонстрирует, что выражение (2) хорошо аппроксимирует крупномасштабное убывание  $|\mathbf{B}_H|$  с расстоянием от кромки льда.

В главе 3 также демонстрируется, что мезомасштабная изменчивость скорости ветра обусловлена агеострофическими движениями в АПС и приспособлением воздушного потока к резко меняющимся в районе кромки льда горизонтальному градиенту давления и высоте АПС. Выявлена обратная связь между процессами в АПС и в вышележащих слоях атмосферы. В частно-



сти, показано, что дивергенция массы в АПС вследствие агеострофических движений приводит к вертикальным движениям над АПС и, как следствие, возникновению дополнительных горизонтальных градиентов давления внутри АПС. На основе сравнения результатов НЗД и интегральной модели АПС продемонстрирована существенная роль такой обратной связи в определении характеристик СТЛБ.

На основе результатов серии численных экспериментов в Главе 3 также приводятся количественные оценки характеристик СТЛБ в широкой области внешних параметров (см. рис. 4). Получено выражение, дающее качественное объяснение зависимости амплитуды СТЛБ от внешних параметров путем учета бароклиной составляющей геострофического ветра в АПС, вызванной прогревом АПС над открытой водой:

$$\frac{|\mathbf{G}_m|}{|\mathbf{V}_b|} = \left[ 1 + 2 \frac{\mathbf{V}_H \cdot \mathbf{i}}{|\mathbf{V}_b|} \sin \alpha + \left( \frac{\mathbf{V}_H \cdot \mathbf{i}}{|\mathbf{V}_b|} \right)^2 \right]^{1/2}, \quad (4)$$

где  $|\mathbf{G}_m|$  - модуль осредненного по высоте АПС геострофического ветра;  $|\mathbf{V}_b|$  - модуль крупномасштабного баротропного геострофического ветра;  $\mathbf{V}_H \cdot \mathbf{i}$  - компонента бароклиной составляющей геострофического ветра, направленная вдоль кромки льда и осредненная по высоте АПС;  $\alpha$  - угол между направлением вектора  $\mathbf{V}_b$  и нормалью к кромке льда.

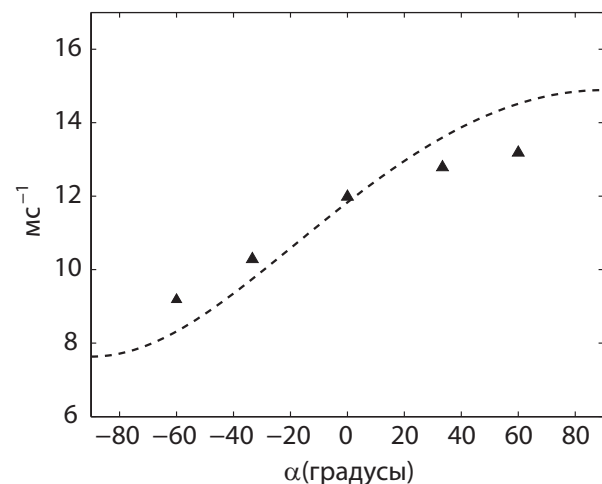


Рис. 3. Модуль скорости ветра, осредненной по высоте АПС, на расстоянии 200 км от кромки льда по результатам НЗД и по оценкам, полученным подстановкой различных  $\alpha$  в выражение (4).

Подстановка в (4) в качестве характерного значения бароклиной составляющей ее максимального значения  $V_0$  (см. формулу (3)) показывает,

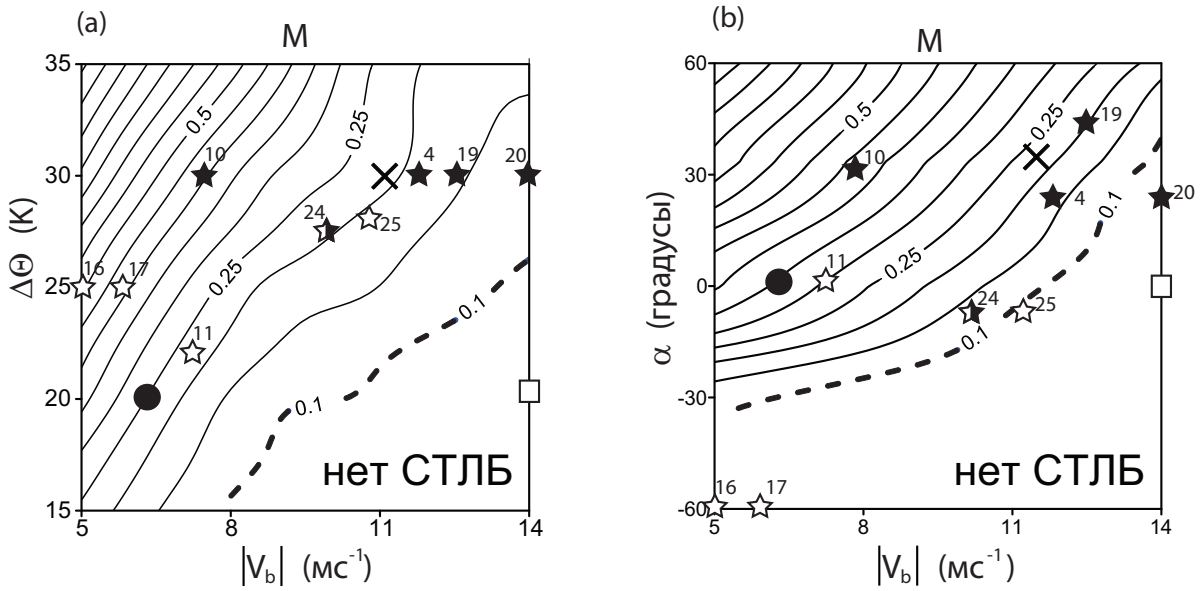


Рис. 4. Амплитуда струйного течения ледового бриза по результатам ННЗД как функция модуля скорости крупномасштабного баротропного ветра  $|\mathbf{V}_b|$ , разности температуры поверхности между водой и льдом  $\Delta\theta$  и направления  $\alpha$  крупномасштабного баротропного ветра относительно нормали к кромке льда. Закрашенными фигурами показано положение случаев холодных вторжений, во время которых наблюдалось или было получено СТЛБ, а пустыми - когда СТЛБ отсутствовало. Звездами показаны наблюдения Брюмера [5] (числа соответствуют дню марта 1993 года), окружность обозначает холодное вторжение, воспроизведенное Бехтольдом и др. [4], а квадратом обозначен случай холодного вторжения, исследуемый в работе Вакер и др. [17].

что  $|\mathbf{G}_m|/|\mathbf{V}_b|$  наиболее сильно зависит от следующих внешних параметров:  $\Delta\theta = \theta_w - \theta_{ice}$ ,  $|\mathbf{V}_b|$  и  $\alpha$ . По результатам ННЗД показано (см. рисунок 4), что, действительно, амплитуда СТЛБ  $M$  наиболее чувствительна к указанным внешним параметрам. Рисунок 3 демонстрирует существенную чувствительность скорости ветра в АПС к направлению крупномасштабного ветра  $\alpha$  на расстоянии 200 км от кромки льда по результатам ННЗД и оценкам, полученным подстановкой различных значений  $\alpha$  в выражение (4).

Кроме того, в Главе 3 определена область параметров, в которой СТЛБ существует, что в целом хорошо подтверждается имеющимися в литературе данными наблюдений и численного моделирования (см. рис. 4).

Результаты третьей главы опубликованы в работах Чечина и др. (2010с)

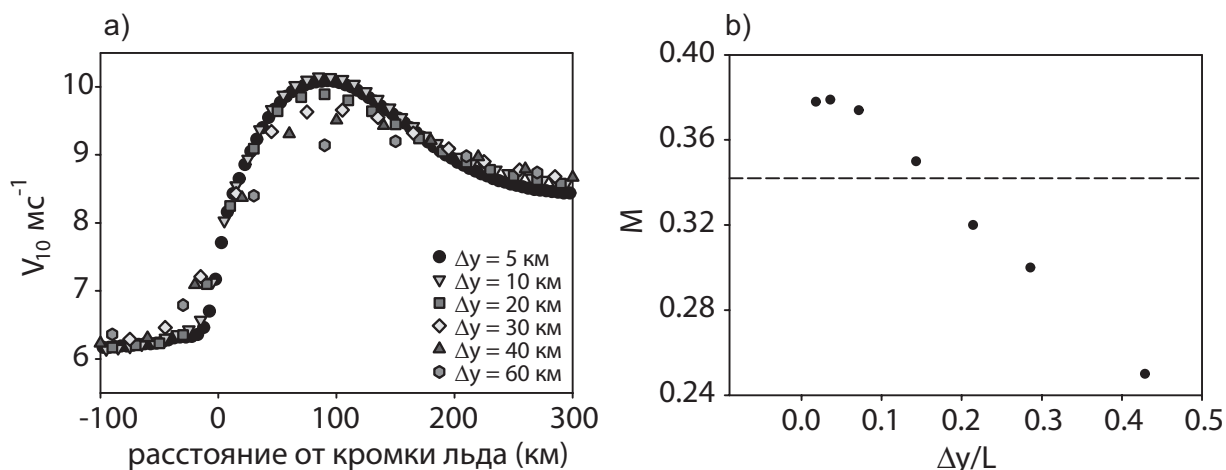


Рис. 5. Модуль скорости ветра на высоте 10 м (график а) как функция расстояния от кромки льда и амплитуда (график b) струйного течения ледового бриза по результатам NH3D с использованием горизонтального шага сетки  $\Delta y = 2.5$  (показано только на графике b), 5, 10, 20, 30, 40 и 60 км

[6], Чечина и др. (2011a,b) [3, 4], Репиной и др. (2011) [7] и Репиной и Чечина (2012) [8], а также в принятой к печати работе Чечина и др. (2013) [5].

**В четвертой главе** представлено сравнение результатов численных экспериментов по воспроизведению холодного вторжения в проливе Фрама с использованием в NH3D горизонтальных шагов сетки  $\Delta y = 5$  и 60 км. Показано, что грубое разрешение приводит амплитуды мезомасштабной изменчивости скорости ветра в АПС и над ним. Занижение значений вертикальной скорости ветра достигает 50%. Потoki импульса и явного тепла также оказываются занижены при использовании  $\Delta y = 60$  км.

Также в Главе 4 приведено сравнение результатов серии экспериментов с моделью NH3D с использованием горизонтального шага сетки  $\Delta y = 5$  км и  $\Delta y = 60$  км, проведенных в широкой области внешних параметров. Приведены количественные оценки влияния грубого пространственного разрешения численных моделей атмосферы на воспроизводимые характеристики СТЛБ и приземные турбулентные потоки тепла и импульса.

Кроме того, показана сходимость результатов в отношении моделируемой скорости ветра при уменьшении горизонтального шага сетки от  $\Delta y =$

60 км до  $\Delta y = 2.5$  км (см. рис. 5) и сделан вывод о максимальном шаге сетки, необходимом для удовлетворительного воспроизведения амплитуды СТЛБ.

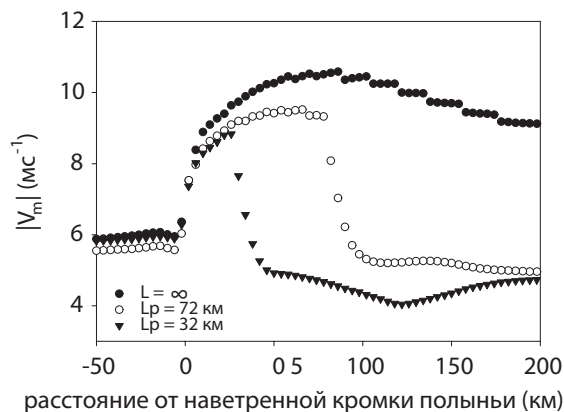


Рис. 6. Модуль скорости ветра, осредненной по высоте АПС, по результатам численных экспериментов с моделью NH3D с шириной полыньи  $L_p$ , заданной равной 28 и 72 км, а также бесконечности.

Показано, что локальное замыкание, включенное в NH3D, позволяет успешно воспроизвести вертикальную структуру устойчивого АПС и турбулентные потоки тепла и импульса.

В Главе 4 также приведены результаты идеализированных экспериментов по натеканию холодного воздуха на полярную конечной ширины. Показано, несмотря на то, что размер полыньи влияет на скорость ветра в АПС над полярной (см. рис. 6), рассматриваемый режим аналогичен режиму холодных вторжений. В данной главе также обсуждается физический механизм влияния размера полыньи на скорость ветра в АПС над ней.

Результаты четвертой главы опубликованы в работах Репиной и Чечина (2012) [8], Репиной и др. (2011) [7], а также в принятой к печати работе Чечина и др. (2013) [5].

**В Заключении** приводится обобщение полученных результатов, и обсуждается их научная и практическая ценность. В частности, наряду с подведением итогов исследования, в данном разделе отмечается вклад настоящей

В Главе 4 также приводятся результаты численных экспериментов по воспроизведению устойчивого пограничного слоя надо льдом в Арктике при помощи одномерной модели АПС с включенным в нее локальным замыканием турбулентности. Условия эксперимента в точности соответствуют условиям эксперимента GABLS I [7], и результаты одномерной модели сравниваются с опубликованными результатами вихреразрешающих моде-

работы в развитие мезомасштабной модели NH3D, расширение знаний о процессах энергообмена атмосферы и океана в Арктике, а также обсуждается возможное применение полученных результатов для развития численных моделей атмосферы.

### **Основные результаты работы:**

1. В негидростатическую модель NH3D встроены локальные и нелокальные замыкания турбулентности для параметризации подсеточного перемешивания в устойчивом и конвективном АПС, соответственно. Проведена верификация локального замыкания турбулентности на основе сравнения с результатами эксперимента GABLS I. На основании сравнения результатов NH3D с данными наблюдений для случая холодного вторжения в проливе Фрама показано, что модель NH3D хорошо воспроизводит поля потенциальной температуры и скорости ветра внутри атмосферного пограничного слоя. Также показано, что результаты NH3D находятся в очень хорошем согласии с результатами другой мезомасштабной модели METRAS.
2. На основании анализа результатов численного воспроизведения холодного вторжения в проливе Фрама показано, что характерной чертой холодных вторжений является струйное течение ледового бриза (СТЛБ) - усиление скорости ветра над открытой водой с максимумом внутри конвективного АПС на расстоянии около 100-150 км от кромки льда. Показано, что усиление скорости ветра связано как с крупномасштабной изменчивостью, обусловленной прогревом холодной массы над открытой водой, так и с мезомасштабной изменчивостью, связанной с адаптацией метеорологических полей к резко меняющимся потокам тепла на поверхности. Сравнение результатов NH3D и интегральной модели АПС показало, что важную роль в определении характеристик СТЛБ играет обратная связь между усилением скорости ветра в АПС и баро-

клинностью в вышележащих слоях атмосферы.

3. На основе аналитического решения идеализированного уравнения притока тепла, осредненного по высоте АПС, а также по результатам NH3D показано, что крупномасштабная изменчивость, связанная с модификацией холодной воздушной массы над открытой водой, имеет масштаб порядка нескольких сотен километров.

По результатам серии численных экспериментов с моделью NH3D показано, что характерная амплитуда СТЛБ  $M$  зависит от метеорологических параметров и меняется от 0.1 до 0.5, что соответствует усилению скорости ветра внутри АПС на 10-50% по сравнению со скоростью крупномасштабного геострофического ветра. Наибольшее усиление ветра получено при малых скоростях крупномасштабного ветра, большой разнице температур поверхности открытой воды и льда и северо-восточном направлении крупномасштабного геострофического ветра (при расположении кромки льда в направлении север-юг). Горизонтальный масштаб СТЛБ  $L$  меняется в пределах от 80 до 300 км и наиболее чувствителен к скорости и направлению крупномасштабного геострофического ветра.

4. Сравнение результатов экспериментов с использованием горизонтального шага сетки  $\Delta y = 5$  км и  $\Delta y = 60$  км показало, что использование грубой сетки приводит к занижению моделируемой амплитуды СТЛБ на величину до 50%, а также потоков явного тепла и импульса на поверхности до 20% в области первых 120 км над открытой водой. Показано, что при уменьшении горизонтального шага сетки от  $\Delta y = 60$  км до  $\Delta y = 2.5$  км моделируемые значения скорости ветра в АПС сходятся к полученным при  $\Delta y = 2.5$  км. При этом, для воспроизведения амплитуды СТЛБ с точностью 10% относительно результатов эксперимента с  $\Delta y = 2.5$  км необходим горизонтальный шаг сетки не более  $L/7$ , т.е. примерно 15-20 км.

5. Численные эксперименты по воспроизведению режима натекания холодного воздуха на заприпайные полыньи продемонстрировали, что ширина полыньи влияет на скорость ветра в АПС над полыньей, причем, чем меньше размер полыньи, тем меньше усиление скорости ветра. Однако изменение размера полыньи приводит к изменению скорости ветра в АПС не более чем на  $1 \text{ мс}^{-1}$  в рассматриваемой области внешних параметров.

### Список публикаций Чечина Д.Г.

1. Чечин Д. Г., Репина И. А., Степаненко В. М. Численное моделирование влияния холодной пленки на тепловой баланс и термический режим водоемов. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2010а. Т. 46, № 4. С. 538–550.
2. Chechin D. G., Repina I. A., Stepanenko V. M. Numerical modeling of the influence of cool skin on the heat budget and thermal regime of water pools // Geophysical Research Abstracts, EGU General Assembly. Vol. 12. 2010b. P. 56.
3. Чечин Д. Г., Люпкес К., Репина И. А. Мезомасштабное моделирование вторжений холодного воздуха в районе границы морского льда с различным пространственным разрешением // Сборник тезисов международной конференции “Climate Changes in Polar and Subpolar Regions”. 2011а. С. 27–28.
4. Чечин Д. Г., Люпкес К., Репина И. А. Мезомасштабное моделирование вторжений холодного воздуха в Арктике: влияние пространственного разрешения и численного сглаживания на энергообмен океана и атмосферы // Тезисы международной конференции по вычислительно-информационным технологиям для наук об окружающей среде CITES-2011. 2011b.

5. Chechin D. G., Lüpkes C., Repina I. A., Gryanik V. M. Idealized dry quasi-2D mesoscale simulations of cold-air outbreaks over the marginal sea-ice zone with fine and coarse resolution // J. Geophys. Res. 2013. Vol. XX, no. XX (принята к печати).
6. Chechin D. G., Lüpkes K., Repina I. A. Nonhydrostatic modeling of the Arctic convective boundary layer. // Research in the Laptev Sea region : Proceedings of the joint Russian-German workshop. Ed. by Sebastian Wetterich. 2010c. Vol. 623 of Reports on polar and marine research. P. 78.
7. Репина И. А., Артамонов А. Ю., Смирнов А. С., Чечин Д. Г. Исследование взаимодействия океана и атмосферы в полярных районах в рамках международного полярного года. Метеорологические и геофизические исследования. Под ред. Г.В. Алексева. М. - СПб., 2011. С. 236–250.
8. Репина И. А., Чечин Д. Г. Влияние полыней и разводий в Арктике на структуру атмосферного пограничного слоя и региональный климат // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9, № 4. С. 162–170.

## **Цитированная литература**

1. Алексеев Г. В., Данилов А. И., Катцов В. М. и др. Изменения площади морских льдов северного полушария в XX и XXI веках по данным наблюдений и моделирования // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45, № 6. С. 723–735.
2. Макштас А. П., Тимачев В. Ф. Параметризация процессов энергообмена в прикромочной зоне дрейфующих льдов // Закономерности крупномасштабных процессов в Норвежской энергоактивной зоне и прилегающих районах, Под ред. Г. В. Алексеев, П. В. Богородский. СПб.: Гидрометеопиздат: ААНИИ, 1994. С. 164–178.



3. Стратегия развития Арктической зоны Российской Федерации и обеспечения национальной безопасности на период до 2020 года, утвержденная Президентом Российской Федерации 20 февраля 2013 года. // <http://government.ru/docs/22846/>.
4. Bechtold P., Fravallo C., Pinty J.-P. A study of a two-dimensional cloudiness transition during a cold air outbreak event // *Boundary-Layer Meteorology*. 1992. Vol. 60, no. 3. P. 243–270.
5. Brümmer B. Boundary-layer modification in wintertime cold-air outbreaks from the Arctic sea ice // *Boundary-Layer Meteorology*. 1996. Vol. 80, no. 1. P. 109–125.
6. Chapman W. L., Walsh J. E. Simulations of arctic temperature and pressure by global coupled models // *J. Climate*. 2007. Vol. 20, no. 4. P. 609–632.
7. Cuxart J., Holtslag A., Beare R. et al. Single-Column Model Intercomparison for a Stably Stratified Atmospheric Boundary Layer // *Boundary-Layer Meteorology*. 2006. Vol. 118, no. 2. P. 273–303.
8. Glendening J. W. Dependence of boundary layer structure near an ice-edge coastal front upon geostrophic wind direction // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99, no. D3. P. 5569–5581.
9. Kattsov V., Källen E. Future climate change: modeling and scenarios for the Arctic // *Arctic Climate Impact Assessment — Scientific Report*. Cambridge: Cambridge University Press, 2005. P. 99 – 150.
10. *Lessons and Legacies of the International Polar Year 2007-2008*. The National Academies Press, 2012.
11. Lüpkes C., Schlünzen K. H. Modelling the arctic convective boundary-layer with different turbulence parameterizations // *Boundary-Layer Meteorology*. 1996. Vol. 79, no. 1. P. 107–130.

12. Miranda P. M. A., James I. N. Non-Linear Three-Dimensional Effects On Gravity-Wave Drag: Splitting Flow and Breaking Waves // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 1992. Vol. 118, no. 508. P. 1057–1081.
13. Schlünzen K. Numerical Studies on the Inland Penetration of Sea Breeze Fronts at a Coastline with Tidally Flooded Mudflats // Beitr. Physik Atm. 1990. Vol. 63. P. 254–256.
14. Tjernström M., Zagar M., Svensson G. et al. Modelling the arctic boundary layer: An evaluation of six arcmip regional-scale models using data from the Sheba project // Boundary-Layer Meteorology. 2005. Vol. 117, no. 2. P. 337–381.
15. Troen I. B., Mahrt L. A simple model of the atmospheric boundary layer; sensitivity to surface evaporation // Boundary-Layer Meteorology. 1986. Vol. 37, no. 1. P. 129–148.
16. Venkatram A. A model of internal boundary-layer development // Boundary-Layer Meteorology. 1977. Vol. 11, no. 4. P. 419–437.
17. Wacker U., Potty K., Lüpkes C. et al. ‘A Case Study on a Polar Cold Air Outbreak over Fram Strait using a Mesoscale Weather Prediction Model’ // Boundary-Layer Meteorology. 2005. Vol. 117, no. 2. P. 301–336.
18. Yuen C.-W., Young J. A. Dynamical Adjustment Theory for Boundary Layer Flow in Cold Surges // Journal of the Atmospheric Sciences. 1986. Vol. 43, no. 24. P. 3089–3108.