

## Влияние полыней и разводий в Арктике на структуру атмосферного пограничного слоя и региональный климат

И.А. Репина<sup>1,2,3</sup>, Д.Г. Чечин<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> *Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН  
119017, Москва, Пыжевский пер., 3  
E-mail: repina@ifaran.ru*

<sup>2</sup> *Институт космических исследований РАН  
117997, Москва, Профсоюзная, 84/32*

<sup>3</sup> *Российский государственный гидрометеорологический университет  
195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98*

В работе рассматривается важность диагностики и моделирования динамики арктических полыней для усовершенствования глобальных и региональных моделей климата. Дан краткий обзор методов спутникового мониторинга полыней. Для разработки параметризаций с целью интерпретации спутниковых данных используются результаты метеорологических и микрометеорологических измерений в Арктике в районах с неоднородной сплоченностью льда. Исследуется динамика атмосферного пограничного слоя в районах полыней и разводий, а также его структура. На основе большого массива данных установлена зависимость коэффициентов обмена от различных метеорологических параметров в условиях конвективных процессов. С помощью мезомасштабного моделирования проводится исследование изменчивости метеорологических величин при натекании холодного воздуха на полынь. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 11-05-00679-а, 12-05-01068-а, 11-05-12019-офи-м), гранта Лаборатории им. Отто Шмидта и в рамках гранта Правительства РФ (договор № 11.G34.31.0078) для поддержки исследований под руководством ведущих ученых.

Ключевые слова: Климат Арктики, полыньи и разводья, дистанционное зондирование площади полыней, атмосферный пограничный слой, параметризации обменных процессов.

### Введение

В настоящее время Северный Ледовитый океан наиболее уязвим для задач климатического моделирования. Многие процессы, которые влияют на глобальный климат региона, оказываются вне разрешения моделей. Особенно это касается динамики полыней и разводий (Hibler, Bryan, 1987).

Полярной зимой холодная атмосфера и относительно теплый океан разделены мощным слоем льда, что препятствует их взаимодействию. Но при образовании разрывов льда из-за большой разницы температур воды и окружающего воздуха возникают мощные конвективные потоки. Разница температур океана и воздуха в этих местах достигает 20...40 °С, и это позволяет большому количеству скрытого и явного тепла поступать из океана в атмосферу. Возможны два типа таких разрывов: полыньи — большие участки открытой воды размером от нескольких сотен метров до сотен километров, которые образуются зимой и, как правило, в одних и тех же местах, и разводья (каналы и трещины) — линейные подвижки льда, приводящие к разрывам шириной 1 м – 1 км и длиной 1...100 км. Тепловые потоки над полыньями на один-два порядка больше, чем над паковым льдом (Maykut, 1978). Зимой и ранней весной из-за большой разницы температур могут возникать потоки тепла величиной до 500...1000 Вт/м<sup>2</sup> (Andreas, Cash, 1999).

Неотъемлемой особенностью арктических морей являются так называемые заприпайные полыньи. Они систематически образуются в зимний период между неподвижным припаем и сплоченными дрейфующими льдами и представляют собой значительные пространства чистой воды и молодых льдов толщиной до 30 см. Механизмы образования заприпайных полы-

ней могут быть связаны как с устойчивыми береговыми ветрами (Piase, 1987; Winsor, Björk, 2000), так и внутренними океанскими процессами (Schneider, Budeus, 1995). В результате отдачи тепла в атмосферу в полыньях происходит интенсивное ледообразование, которое, в свою очередь, приводит к формированию уплотненной воды, влияющей на океанографические процессы на шельфе (Ivanov, Golovin, 2007) Несмотря на то, что исследованию заприпайных полыней посвящено достаточное количество работ (см. например (Захаров, 1966; Aagaard et al., 1981; Martin et al., 1989; Dethleff et al., 1998; Дмитренко и др., 2001, Карелин, 1981)), их роль в формировании климата Арктики до сих пор не определена. В последние десятилетия проводились как модельные (Goosse, Fichefet, 2001; Winsor, Björk, 2000), так и спутниковые исследования (Cavalieri, Martin, 1994; Weingartner et al., 1998). Оценки потоков тепла над полыньями основаны, как правило, на совместном использовании спутниковых данных, данных метеорологических станций и специализированных экспериментов.

Крупномасштабный мониторинг арктического ледяного покрова невозможен без использования спутниковых данных. Это единственный способ получить представление о глобальной и региональной изменчивости состояния ледового покрова. Но возможности спутникового мониторинга ограничены радиометрическими свойствами датчиков и их пространственным разрешением. Традиционно для исследования полыней по пространственным и временным характеристикам наиболее приемлемыми считаются данные пассивного микроволнового зондирования (радиометры SSM/I, SSMR) (Cavalieri, Martin, 1985, 1994; Zwally et al., 1985; Markus et al., 1998). Но полыньи (и тем более разводья) часто оказываются вне зоны разрешения традиционных алгоритмов определения площади ледового покрова (Bootstrap и NASA Team алгоритм), то есть в подпиксельной области пассивного микроволнового зондирования. Для решения этой проблемы был разработан специальный алгоритм PSSM (Polynya SSM/I Signature Model (PSSM)) с разрешением порядка 6,25 км для определения динамики площади заприпайных полыней из данных микроволнового зондирования (Markus, Burns, 1995). Лучше картографировать полыньи позволяет более высокое пространственное разрешение AMSR-E, но участки открытой воды меньше 6 км шириной все равно оказываются за пределами обзора спутника (Martin et al., 2005). Радары синтезированной апертуры (PCA) представляют снимки высокого разрешения (порядка 25 м) вне зависимости от времени суток и наличия облачного покрова. Для определения динамики полыней и разводий с помощью PCA разработан достаточно надежный алгоритм (Dokken et al., 2002). Но существенным недостатком является довольно низкое временное разрешение получаемых снимков при значительной временной изменчивости процессов в Арктике.

Спутниковый мониторинг динамики полыней крайне затруднен (Cavalieri, 1994; Winsor, Björk, 2000) и по той причине, что при оценке площади полыней не учитываются участки, покрытые молодым льдом (Cavalieri, 1994; Winsor, Björk, 2000). Исключение из площади полыньи участков новообразованного тонкого льда приводит к существенной недооценке поступления тепла из океана в атмосферу в течение полярной зимы (Репина, Смирнов, 2000).

Другим источником ошибок при оценке тепло- и влагообмена над полыньями является использование в алгоритмах балк-параметризации для расчета потоков тепла и влаги (Репина и др., 2011). В случае полыней и разводий процессы взаимодействия оказываются сильно зависимы от направления ветра, расстояния от кромки полыньи и многих других трудно параметризуемых факторов (Gawarkiewicz, Chapman, 1995).

Динамика границ полыньи, а также потоки тепла и импульса на поверхности полыньи определяются в большой мере приповерхностной скоростью ветра. Несмотря на свою важность, вопрос изменчивости скорости ветра над полыньями остается малоизученным. Результаты предыдущих исследований указывают как на возможное усиление скорости ветра над полыней (Dare, Atkinson, 2000; Savijärvi, 2011), так и на ее уменьшение (Fiedler et al., 2010), по сравнению с вышележащими слоями атмосферы и натекающим потоком. В некоторых работах (Dare, Atkinson, 2000; Savijärvi, 2011) указывается возможная существенная

роль мезомасштабных градиентов давления, связанных с прогревом воздуха над полыней, в изменчивости скорости ветра. Кроме того, указывается возможная роль полыней в формировании мезомасштабных циркуляций (Hebbinghaus et al., 2007; Ebner et al., 2011).

Поэтому для задач интерпретации спутниковых изображений крайне важным является проведение экспериментальных и модельных исследований атмосферных процессов над полынями и разработка соответствующих параметризаций.

В данной работе исследуется динамика атмосферного пограничного слоя в районах полыней и разводий, а также его структура. На основе большого массива данных установлена зависимость коэффициентов обмена в балк-формулах от различных метеорологических параметров в условиях конвективных процессов. С помощью мезомасштабного моделирования проводится исследование изменчивости метеорологических величин при натекании холодного воздуха на полыню.

### Коэффициенты обмена в балк-формулах из измерений над полынями

В данной работе используются результаты прямых измерений (eddy-correlation) турбулентных потоков тепла и импульса, (Foken, 2008) проведенные в различных районах Арктики с ледоколов и ледовых станций при наличии участков открытой воды (полыней и разводий).

При численном моделировании пограничного слоя для расчетов осредненных потоков скрытого и явного тепла, а также импульса по измерениям метеопараметров используются так называемые аэродинамические балк-формулы:

$$\tau = \rho C_D u_z^2$$

$$H = \rho c_p C_H u_z (T_0 - T_z)$$

$$LE = L_s C_E u_z (q_0 - q_z)$$

где  $C_D$ ,  $C_H$ ,  $C_E$  - безразмерные коэффициенты обмена (коэффициент сопротивления, число Стентона и число Дальтона соответственно). Для использования балк-формул важно определение этих коэффициентов над различными поверхностями и исследование их зависимости от метеоусловий.

Из комплекса измерений над разводьями различной ширины была получена зависимость значения числа Стентона от безразмерной ширины разводья (рис. 1). Эта зависимость хорошо параметризуется соотношением:

$$C_H = 1,1 + 0,7 \exp[0,05(X/L)]$$

При малых  $x/z$  ( $z$  – высота измерений) этот коэффициент равен  $1,8 \cdot 10^{-3}$ , при больших –  $10^{-3}$ , что соответствует значению, характерному для открытого океана. Это также согласуется с данными других измерений (Макштас, 1984).

Экспериментально полученные значения коэффициентов сопротивления:  $C_D = 1,49 \cdot 10^{-3}$ . Это меньше, чем надо льдом, покрытым торосами, но больше, чем в открытом океане. Эти коэффициенты слабо зависят от скорости ветра при  $U = 1 \dots 6$  м/с и от  $x$  при  $x = 7 \dots 500$  м. (Andreas, Murphy, 1986).

При малых и средних ветрах наблюдается и зависимость коэффициентов от температурной стратификации. На рис. 2 представлены экспериментально полученные зависимости коэффициентов сопротивления и Стентона от скорости ветра и разницы температуры вода – воздух.

В целом характер зависимостей рис. 2 соответствуют зависимостям, полученным в конвективных условиях для открытого океана. Завышенные значения коэффициента сопротивления объясняются краевыми эффектами на границе открытая вода – лед.

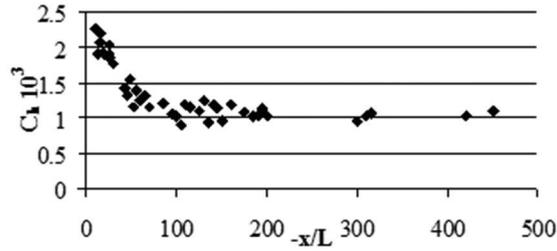


Рис. 1. Зависимость числа Стенстона  $St$  от безразмерной ширины разводья.  $L$  — параметр Монина – Обухова

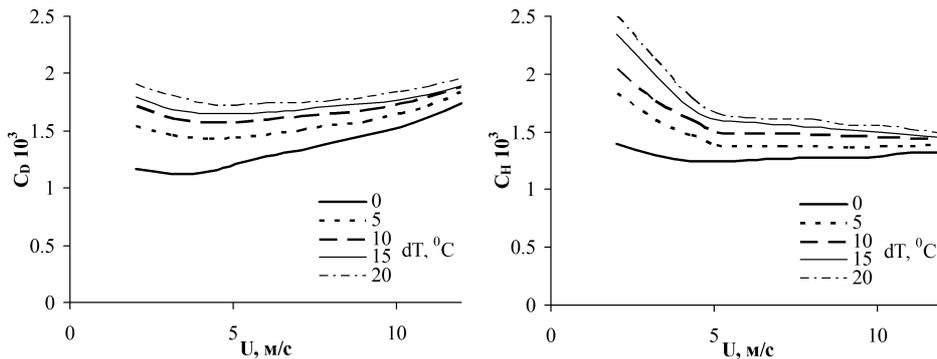


Рис. 2. Зависимость коэффициентов сопротивления  $C_D$  и числа Стенстона  $St$  от температурной стратификации атмосферы

### Изменчивость метеорологических параметров при натекании холодного воздуха на полыню

С помощью трехмерной негидростатической модели NH3D проведен идеализированный численный эксперимент, воспроизводящий ситуацию натекания холодного воздуха на полыню. Параметры эксперимента соответствуют типичным условиям холодного времени года в полярных районах. Для параметризации турбулентного обмена надо льдом и открытой водой использованы турбулентные замыкания, показавшую свою адекватность для соответствующих режимов в Арктике (Lüpkes, Schlünzen, 1996; Vihma et al., 2003).

Трехмерная модель NH3D основана на системе уравнений гидродинамики в сигма-системе координат в негидростатическом приближении (Miller, White, 1984). В прошлом она успешно применялась для моделирования орографических гравитационных волн (Miranda, James, 1992).

Для приложения модели к воспроизведению метеорологических режимов в Арктике в модель были включены параметризации турбулентного обмена, представляющие собой локальное замыкание турбулентности первого порядка, основанное на концепции масштаба пути смешения, а также нелокальное замыкание, описанное в работе (Lüpkes, Schlünzen, 1996).

В данном исследовании использовался горизонтальный шаг сетки равный 4 км. Сетка по вертикали включала 47 уровней, с шагом сетки порядка 50 м до высоты 500 м. Для упрощения мы рассматриваем квазидвумерную задачу натекания воздушного потока на полыню, бесконечную в направлении запад – восток, и имеющую ширину 56 км в направлении север – юг. Условия численного эксперимента соответствуют типичным условиям для холодного времени года в полярных районах. Разница температур между поверхностью открытой воды

( $-1,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) и морского льда была задана равной  $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$  и не менялась во времени. Начальный вертикальный профиль потенциальной температуры надо льдом состоял из перемешанного слоя до высоты примерно 150 м, ограниченного сверху сильной инверсией. Выше инверсии вертикальный градиент потенциальной температуры был задан равным  $0,006\text{ K/км}$  до высоты 1 км, и  $0,01\text{ K/км}$  для высот выше 1 км. В начальный момент времени компоненты скорости ветра были заданы постоянными по высоте и равными северо-восточному геострофическому ветру, соответствующему крупномасштабному градиенту давления. Компонента  $U$  в направлении север – юг была задана равной  $-4,4\text{ м/с}$ , а компонента  $V$  в направлении запад – восток равной  $-6,7\text{ м/с}$ , что соответствовало модулю скорости ветра  $8\text{ м/с}$ . Направление ветра было выбрано таким образом, что в пограничном слое надо льдом с учетом трения и силы Кориолиса, соответствующей широте  $80^{\circ}$ , направление ветра было примерно северным, т. е. близко к перпендикулярному относительно наветренной границы полярной пустыни.

На вертикальных разрезах в плоскости, перпендикулярной границам полярной пустыни, представлены как средние величины (рис. 3), так и турбулентные потоки явного тепла и импульса (рис. 4) по результатам NH3D после достижения стационарного численного решения (20 ч с начала интегрирования).

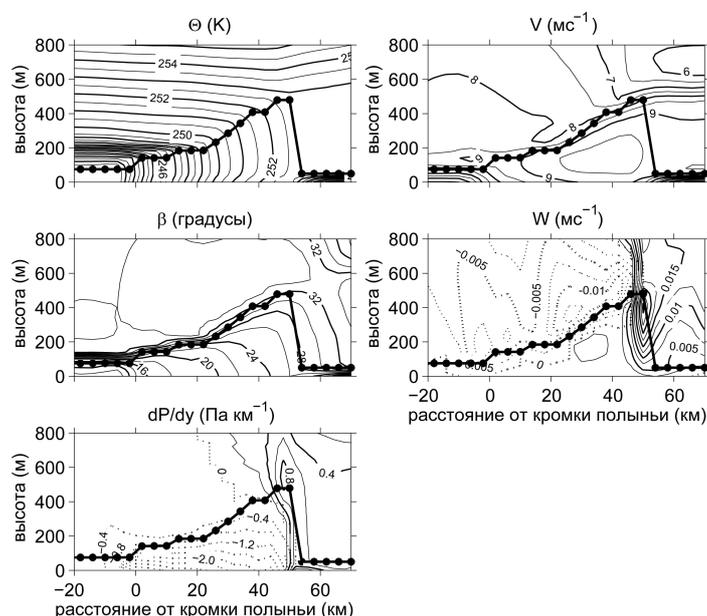


Рис. 3. Вертикальные разрезы в плоскости север – юг, перпендикулярной кромке полярной пустыни, для полей потенциальной температуры  $\Theta$  (K), модуля скорости ветра  $V$  ( $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$ ), его направления  $\beta$ , вертикальной скорости ветра  $W$  и мезомасштабного градиента давления  $dP/dy$  по результатам модели NH3D. Черной линией с кружками показана высота АПС

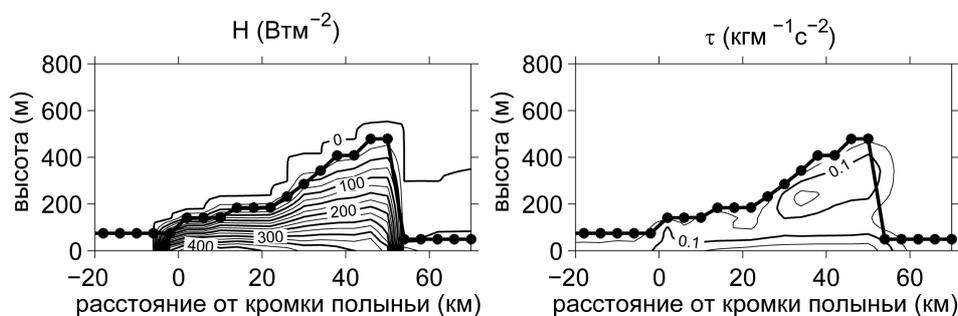


Рис. 4. Вертикальные разрезы в плоскости север – юг, перпендикулярной кромке полярной пустыни, турбулентных потоков явного тепла  $H$  ( $\text{Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ ) и импульса  $\tau$  ( $\text{кг}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{с}^{-2}$ ) по результатам NH3D

Развитие конвективного пограничного слоя (КПС) над полярной пустыней, особенно хорошо выраженное в поле температуры, характеризуется интенсивным прогревом воздуха более чем

на 10 К и ростом высоты КПС до 500 м. Высота КПС диагностировалась по вертикальному градиенту потенциальной температуры. Моделью была воспроизведена типичная вертикальная структура КПС с неустойчивой стратификацией у поверхности и слабоустойчивой стратификацией в верхней части КПС. Это было возможно только благодаря использованию нелокального турбулентного замыкания (Chrobok et al., 1992; Lürkes, Schlünzen, 1996). Над полыньей было получено усиление ветра до величин свыше 9,5 м/с, что превышает скорость геострофического ветра примерно на 20 %. Направление ветра над полыньей постепенно приближается к геострофическому вниз по потоку. Поле вертикальной скорости ветра характеризуется областью нисходящих движений над полыньей и восходящих движений над наветренной кромкой.

Экстремальные значения вертикальной скорости достигают небольших величин порядка 1,5 см/с, поэтому вертикальная адвекция тепла и импульса мала. На рис. 3 приведен также вертикальный разрез мезомасштабного горизонтального градиента давления, который определен как разность полного горизонтального градиента давления и постоянного крупномасштабного градиента. По результатам моделирования давление в КПС над полыньей в связи с прогревом воздуха падает, и максимальный градиент давления составляет до  $-3$  Па/км.

Главной причиной прогрева воздуха над полыньей является вертикальная дивергенция турбулентного потока тепла. Поток тепла имеет максимальные значения в приземном слое и линейно убывает с высотой. Вовлечение на верхней границе ПС в данной конфигурации модели мало и не играет роли в тепловом балансе КПС. Максимальные значения потока тепла в приземном слое получены вблизи наветренной кромки полыньи и достигают значений около 470 Вт/м<sup>2</sup>. Турбулентный поток импульса имеет два максимума — в приземном слое и в верхней части КПС. Это связано с тем, что вертикальный сдвиг ветра достигает наибольших величин именно в этих областях. Наибольших значений порядка  $0,2$  кг·м<sup>-1</sup>·с<sup>-2</sup> поток импульса в приземном слое достигает вблизи подветренной кромки полыньи, что связано с тем, что приземная скорость ветра в этой области максимальна.

Чтобы оценить вклад различных процессов в изменчивость скорости ветра над полыньей, рассмотрим уравнение для кинетической энергии средней скорости ветра, осредненное по высоте ПС:

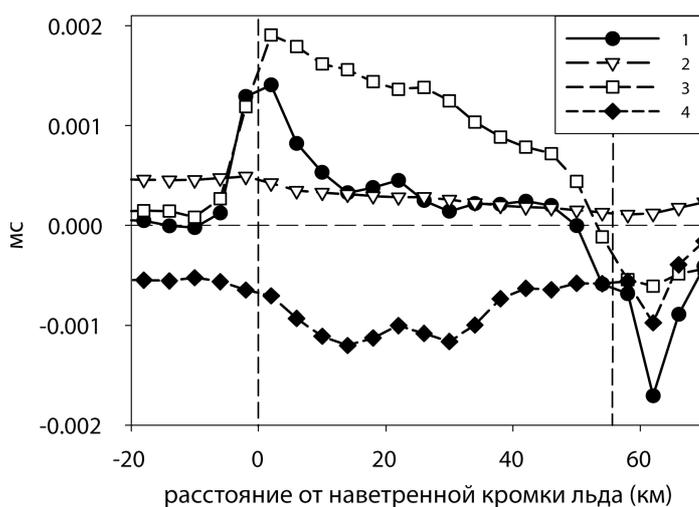


Рис. 5. Изменение средней кинетической энергии, осредненной по высоте пограничного слоя и вклад в него различных членов уравнения (5), как функции расстояния от наветренной кромки полыньи. Цифрами обозначены члены уравнения (5): 1 – изменение средней кинетической энергии вдоль  $y$ ; 2 – вклад крупномасштабного градиента давления; 3 – вклад мезомасштабного градиента давления; 4 – вклада диссипации за счет трения

Оценки источников средней кинетической энергии в КПС по результатам численного моделирования (рис. 5) показывают, что источниками кинетической энергии служат круп-

номасштабный и мезомасштабный градиенты давления, а ее стоком — адвекция и диссипация. Приведенные оценки показывают, что мезомасштабный градиент давления является доминирующим источником средней кинетической энергии, а значит, именно он является причиной увеличения скорости ветра в КПС над полярной льдой. Однако не менее важно и то, что, как видно из рис. 3, диссипация за счет трения убывает с ростом высоты КПС, что, вероятно, является одной из причин положения максимума скорости ветра ближе к подветренной части полярной льды, где выше, чем вблизи наветренной кромки.

### Выводы

Исследование теплообмена над полярными льдами дает ценную информацию как для математического моделирования, так и для разработки алгоритмов интерпретации спутниковых данных. Над участками открытой воды и тонкого молодого льда вклад турбулентного обмена в тепловой баланс превосходит радиационный. Усиление турбулентного энергообмена наблюдается в прикромочной зоне, что приводит к интенсификации атмосферных процессов в прикромочной зоне в осенний период. При отрицательных температурах воздуха поток тепла над полярными льдами и разводьями положителен и может достигать нескольких сотен ватт на квадратный метр.

Коэффициенты обмена, полученные из прямых измерений над полярными льдами и разводьями, не зависят прямо от каких-либо метеорологических параметров, а зависят от комплекса трудно измеряемых величин. Поэтому для построения параметризаций необходимо проведение целенаправленных измерений над зонами открытой воды в полях льда, которые включают в себя профильные измерения в атмосферном пограничном слое, измерения в приземном слое, дистанционные измерения.

Результаты идеализированного численного эксперимента с моделью NH3D показывают, что скорость ветра над полярной льдой может превышать скорость геострофического ветра в вышележащих слоях атмосферы. Горизонтальный градиент давления, формирующийся над полярной льдой за счет прогрева воздуха, является основной причиной увеличения скорости ветра над полярной льдой. В проведенном эксперименте приземная скорость ветра на 12% превышала скорость геострофического ветра. Так как поток тепла в приземном слое зависит от скорости ветра примерно линейно, а поток импульса имеет квадратичную зависимость, то недоучет мезомасштабной изменчивости скорости ветра над полярными льдами в климатических исследованиях на 12 % может приводить к еще большим ошибкам в оценках энергообмена между атмосферой и океаном над полярными льдами.

### Литература

1. *Дмитренко И.А., Кириллов С.А., Грибанов В.А., Кассенс Х.* Оценка ледопродуктивности стационарных полярных льдов на шельфе морей Карского и Лаптевых на основе многолетних гидрологических наблюдений // *Метеорология и гидрология*. 2001. № 12. С. 38–49.
2. *Захаров В.Ф.* Роль заприпайных полярных льдов в гидрохимическом и ледовом режиме моря Лаптевых // *Океанология*. 1966. Вып. 24. С. 168–179.
3. *Карелин И.Д.* Исследования стационарных полярных льдов по данным наблюдений со спутников // *Тр. ААНИИ*. 1981. Т. 388. С. 104–109.
4. *Макитас А.П.* Тепловой баланс Арктических льдов в зимний период. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 87 с.
5. *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.

6. *Репина И.А., Смирнов А.С.* Обмен теплом и импульсом между атмосферой и льдом по данным наблюдений в районе Земли Франца-Иосифа // Изв. РАН. Сер. Физика атмосферы и океана. 2000. Т. 36. № 5. С. 672–680.
7. *Aagaard K., Coachman L.K., Carmack E.* On the halocline of Arctic Ocean // Deep-Sea Research. 1981. V. 28A. N. 6. P. 529–545.
8. *Andreas E.L., Cash B.A.* Convective heat transfer over wintertime leads and polynyas // J. Geophysical Research. 1999. V. 104. N. C11. P. 25 721–25 734.
9. *Andreas E.L., Murphy B.* Bulk transfer coefficients for heat and momentum over leads and polynyas // J. Physical Oceanography. 1996. V. 16. P. 1875–1883.
10. *Cavalieri D.J.* A Microwave Technique for Mapping Thin Sea Ice // J. Geophysical Research. 1995. V. 99. N. C6. P. 12 561–12 572.
11. *Cavalieri D.J., Martin S.* A passive-microwave study of polynyas along the Antarctic Wilkes Land coast // Oceanology of the Antarctic Continental Shelf. Antarctic Research Series / Ed. S.S. Jacobs. AGU. 1985. V. 43. P. 227–252.
12. *Cavalieri D.J., Martin S.* The contribution of Alaskan, Siberian, and Canadian coastal polynyas to the cold halocline layer of the Arctic Ocean // J. Geophysical Research. 1994. V. 99. N. C9. P. 18 343–18 362.
13. *Chrobok G., Raasch S., Ettinger D.* A comparison of local and non-local turbulence closure methods for the case of a cold air outbreak // Boundary-Layer Meteorology. 1992. V. 58. N. 1. P. 69–90.
14. *Dare R.A., Atkinson B.W.* Atmospheric Response To Spatial Variations In Concentration And Size Of Polynyas In The Southern Ocean Sea-Ice Zone // Boundary-Layer Meteorology. 2000. V. 94. N. 1. P. 65–88.
15. *Dethleff D., Loewe P., Kleine E.* The Laptev Sea flaw lead — detailed investigation on ice formation and export during 1991/1992 winter season // Cold regions science and technology. 1998. V. 27. P. 225–243.
16. *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.
17. *Ebner L., Schroder D., Heinemann G.* Impact of Laptev Sea flaw polynyas on the atmospheric boundary layer and ice production using idealized mesoscale simulations // Polar Research. 2011. V. 30. P. 7210. doi: 10.3402/polar.v30i0.7210.
18. *Fiedler E.K., Lachlan-Cope T.A., Renfrew I.A., King J.C.* Convective heat transfer over thin ice covered coastal polynyas // J. Geophysical Research. 2010. V. 115. N. C10. C10051.
19. *Foken T.* Micrometeorology. Springer, 2008. 308 p.
20. *Gawarkiewicz G., Chapman D.C.* A numerical study of dense water formation and transport on a shallow, sloping continental shelf // J. Geophysical Research. 1995. V. 100. P. 4489–4507.
21. *Goosse H., Fichefet T.* Open-ocean convection and polynya formation in a large-scale ice–ocean model // Tellus. 2001. V. 53A. C. 94–111.
22. *Hebbinghaus H., Schlunzen H., Dierrer S.* Sensitivity studies on vortex development over a polynya // Theoretical and Applied Climatology. 2007. V. 88. N. 1. P. 1–16.
23. *Hibler W.D., Bryan K.* A diagnostic ice–ocean model // J. Physical Oceanography. 1987. V. 17. N. 7. P. 987–1015.
24. *Ivanov V.V., Golovin P.N.* Observations and modelling of dense water cascading from the Laptev Sea shelf // J. Geophysical Research. 2007. V. 112. C09003. P. 1–15. doi: 10.1029/2006JC003882.
25. *Lüpkes C., Schlünzen K.H.* Modelling the arctic convective boundary-layer with different turbulence parameterizations // Boundary-Layer Meteorology. 1996. V. 79. N. 1. C. 107–130.
26. *Markus T., Kottmeier C., Fahrbach E.* Ice formation in coastal polynyas in the Weddell Sea and their impact on oceanic salinity // Antarctic Sea Ice Physical Processes, Interactions and Variability. Antarctic Research Series / Ed. M.O. Jeffries. AGU. 1998. V. 74. P. 273–292.
27. *Markus T., Burns B.A.* A method to estimate sub-pixel scale coastal polynyas with satellite passive microwave data // J. Geophysical Research. 1995. V. 100. N. C3. P. 4473–4487.
28. *Martin S., Cavalieri D.J.* Contribution of the Siberian Shelf Polynyas to the Arctic Ocean Intermediate and Deep Water // J. Geophysical Research. 1989. V. 94. N. C9. P. 12 725–12 738.
29. *Martin S., Drucker R., Kwok R., Holt B.* Improvements in the estimates of ice thickness and production

- in the Chukchi Sea polynyas derived from AMSR-E // *Geophysical Research Letters*. 2005. V. 32. L05505. doi: 10.1029/2004GL022013.
30. *Maykut C.A.* Energy exchange over young sea ice in the central Arctic // *J. Geophysical Research*. 1978. V. 83. P. 3646–3658.
  31. *Miller M.J., White A.A.* On the non-hydrostatic equations in pressure and sigma coordinates // *Quarterly J. Royal Meteorological Soc.* 1984. V. 110. N. 464. P. 515–533.
  32. *Miranda P.M.A., James I.N.* Non-Linear Three-Dimensional Effects On Gravity-Wave Drag: Splitting Flow and Breaking Waves // *Quarterly J. Royal Meteorological Soc.* 1992. V. 118. N. 508. P. 1057–1081.
  33. *Piase C.H.* The size of wind-driven polynyas // *J. Geophysical Research*. 1987. V. 92. P. 7049–7059.
  34. *Savijärvi H.* Antarctic local wind dynamics and polynya effects on the Adélie Land coast // *Quarterly J. Royal Meteorological Soc.* 2011. V. 137. N. 660. P. 1804–1811.
  35. *Schneider W., Budeus G.* On the generation of the Northeast water polynya // *J. Geophysical Research*. 1995. V. 100. P. 4269–4286.
  36. *Vihma T., Hartmann J., Lüpkes C.* A Case Study Of An On-Ice Air Flow Over The Arctic Marginal Sea-Ice Zone // *Boundary-Layer Meteorology*. 2003. V. 107. N. 1. P. 189–217.
  37. *Weingartner T.J., Cavalieri D.J., Aagaard K., Sasaki Y.* Circulation, dense water formation, and outflow on the northeast Chukchi Shelf // *J. Geophysical Research*. 1998. V. 103. C. 7647–7661.
  38. *Winsor P., Björk G.* Polynya activity in the Arctic Ocean from 1958 to 1997 // *J. Geophysical Research*. 2000. V. 105. N. CA. P. 8789–8803.
  39. *Zwally H.J., Comiso J.C., Gordon A.L.* Antarctic offshore leads and polynyas and oceanographic effects Oceanology of the Antarctic Continental Shelf. Antarctic Research Series / Ed. S.S. Jacobs. AGU. 1985. V. 43. P. 203–226.

## **Effect of the Arctic polynyas and leads on the atmospheric boundary layer structure and the regional climate**

**I.A. Repina<sup>1,2,3</sup>, D.G. Chechin<sup>1,3</sup>**

<sup>1</sup> *A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS  
119017, Moscow, Pyzhevski, 3  
E-mail: repina@ifaran.ru*

<sup>2</sup> *Space Research Institute  
117997, Moscow, Profsouznaya, 84/32*

<sup>3</sup> *Russian State Hydrometeorological University  
195196, Saint-Petersburg, Malookhtinsky, 98*

This paper discusses the importance of the dynamics of Arctic polynyas diagnosis and modeling to improve global and regional climate models. A brief review of methods for satellite monitoring of polynyas is proposed. The results of meteorological and micro-meteorological measurements in the Arctic regions above heterogeneous ice surface are used to develop parameterizations and to interpret satellite data. We research the atmospheric boundary layer dynamics in the areas of polynyas and leads, as well as its structure. From a set of data, the dependence of exchange coefficients of various meteorological parameters in convective processes is determined. The investigations of metrological parameter variability under cold-air outbreaks are carried out with mesoscale modeling. This work was supported by RFBR grants 11-05-00679-a, 12-05-01068-a, 11-05-12019-ofi-m, grant OSL, and the grant of the Government of the Russian Federation (contract № 11.G34.31.0078).

**Keywords:** Arctic climate, polynyas and leads, remote sensing methods for polynias size detection, atmospheric boundary layer, exchange processes parameterization.