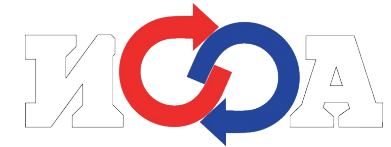


Турбулентный обмен в системе атмосфера – океан – лёд Арктики: современные тренды и роль мелкомасштабных процессов в арктическом усилении



Российская Академия Наук



**Репина И.А., Чечин Д.Г.,
Дебольский А.В., Шестакова А.А.**

Институт физики атмосферы им. А.М.Обухова РАН

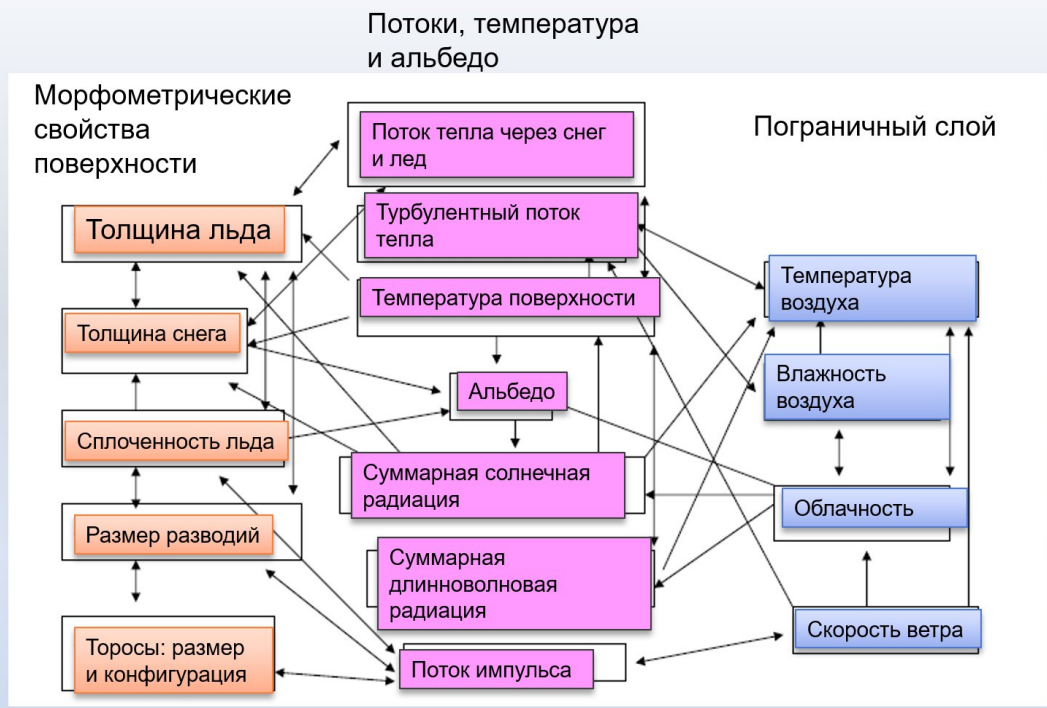
Мотивация

Мелкомасштабные процессы, не представляемые явно в климатических или региональных моделях с разрешением от 1 до 100 км., играют ключевую роль в системе взаимодействия «атмосфера-лёд-океан» в полярных районах.

Эти процессы включают турбулентное перемешивание в атмосфере и океане; микрофизику облаков и аэрозолей; радиационный перенос в атмосфере, через лёд и снег и в верхнем слое океана; турбулентный обмен импульсом, теплом и веществом в системе океан-лёд-снег-атмосфера; мелкомасштабные процессы в морском льду; нарастание и таяние льда; влияние топографии в прибрежных зонах и на континентальном шельфе на динамику океана и атмосферы).

Именно подсеточные процессы вносят основной вклад в полярное усиление – наблюдаемое в настоящее время более быстрое потепление в Арктике в сравнение с другими регионами

Недостаточно надежные параметризации мелкомасштабных явлений служат основной причиной ошибок климатических и региональных моделей в определении теплового баланса Арктики.



Влияние турбулентного обмена на Арктическое усиление

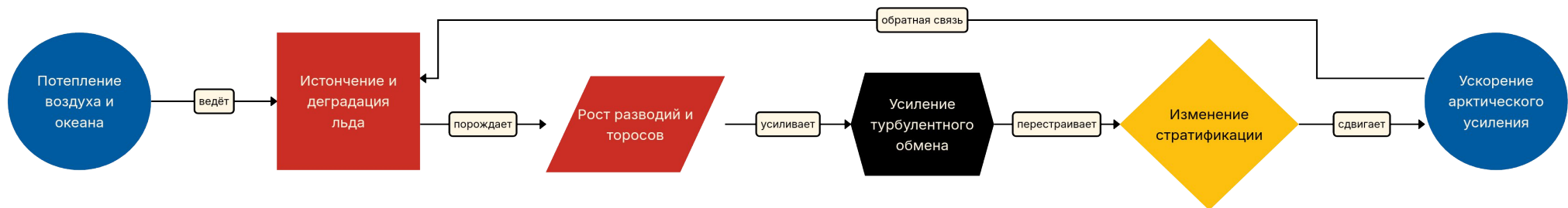
1. Увеличение потока явного тепла (S_H) — при отступлении льда открытая вода зимой нагревает атмосферу.

2. Увеличение потока скрытого тепла (LH) — увлажнение пограничного слоя, усиление парникового эффекта (водяной пар).

3. В районах кромки льда и полыней поток тепла может достигать $400\text{--}500\text{ Вт/м}^2$, что сопоставимо с притоком солнечной радиации.

Влияние арктического усиления на турбулентный обмен

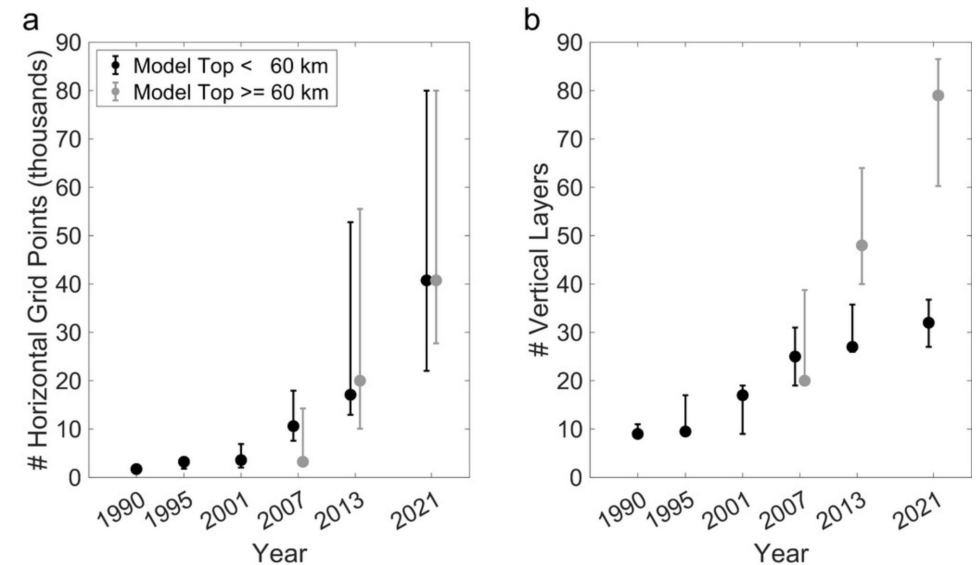
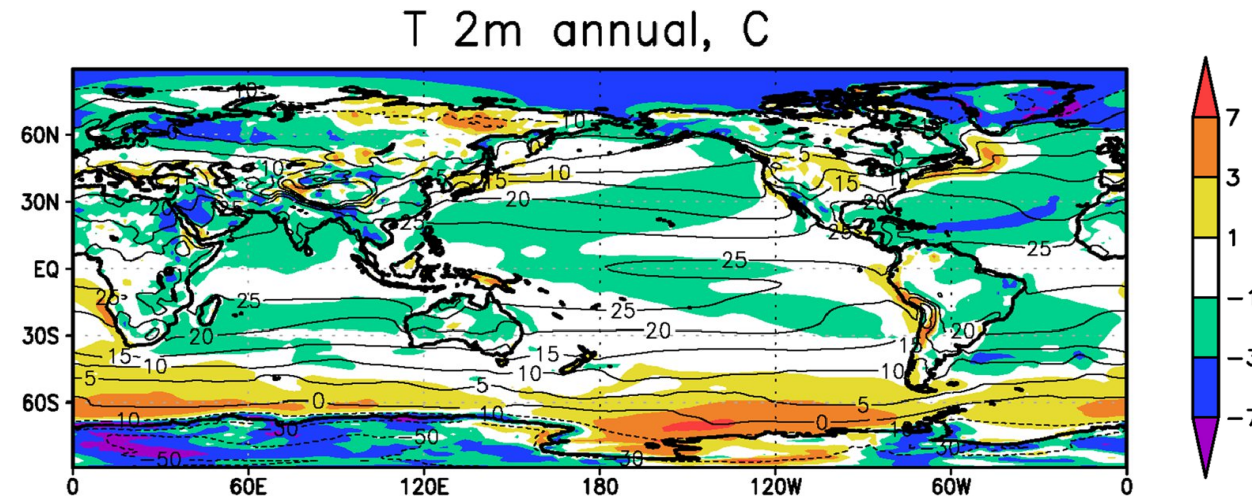
- Тонкий и молодой лед → увеличивается доля разводий и полыней → экспоненциальный рост коэффициента обмена C_H .
- Разрушение многолетнего льда → снижение динамической шероховатости (топография льда сглаживается? НЕТ — наоборот, появляются торосы).
- Увеличение температуры воздуха снижает устойчивость стратификации, что позволяет более интенсивному вертикальному перемешиванию.



Пограничные слои атмосферы и океана

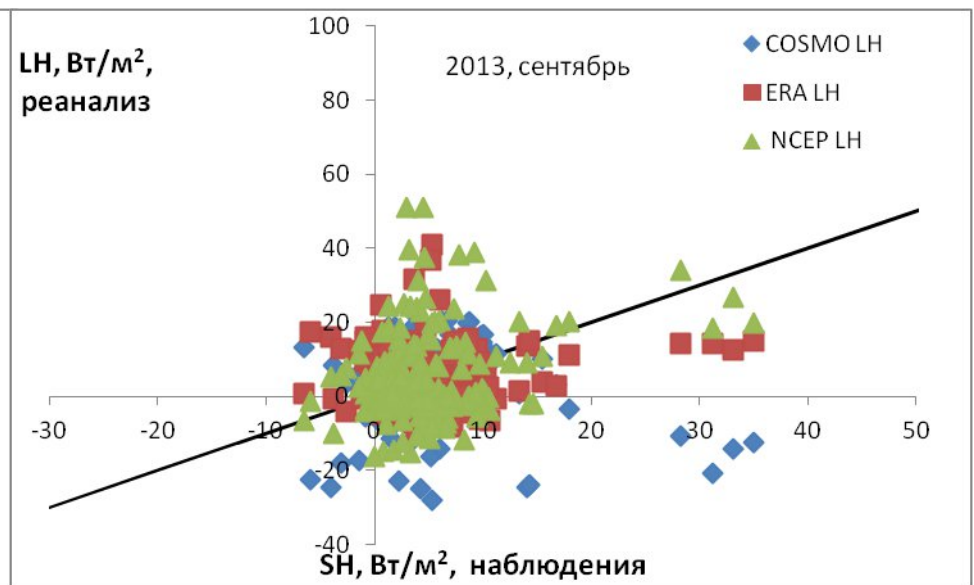
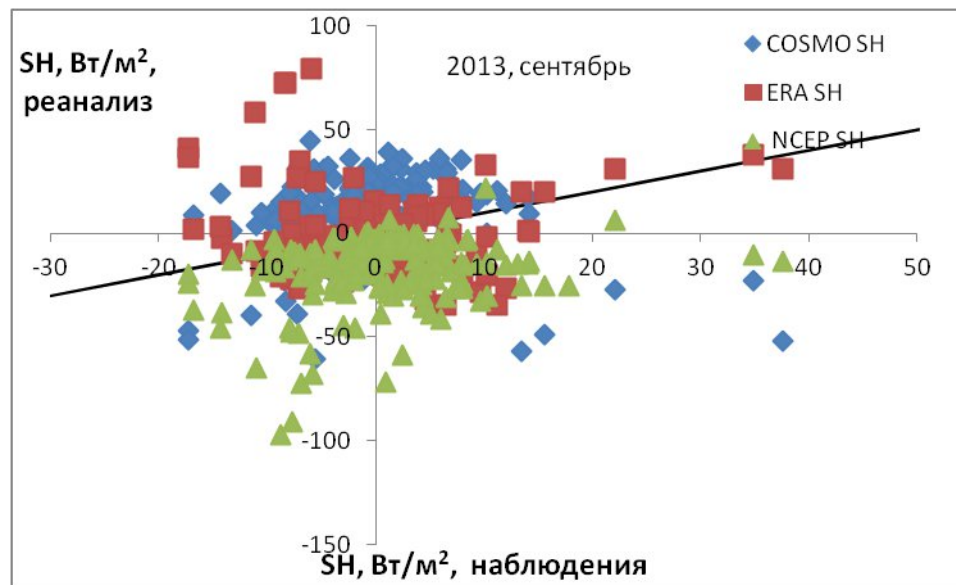
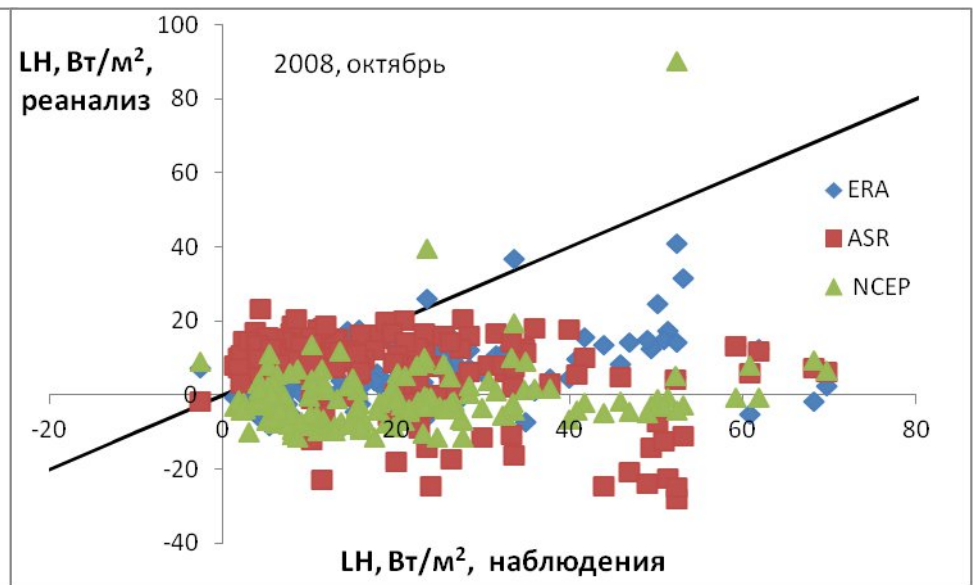
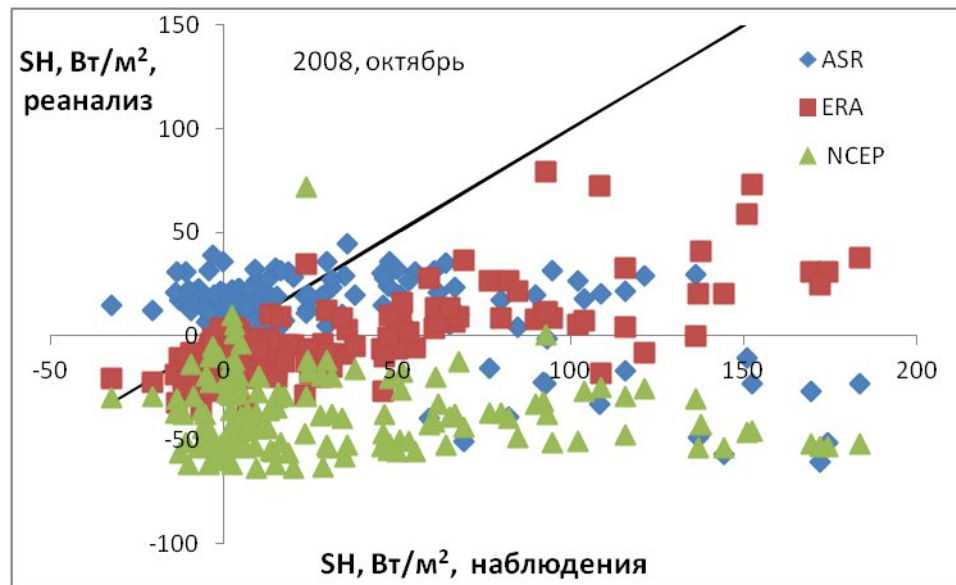
- **Атмосферный пограничный слой**, $H_{ABL} \sim 10^2 - 10^4$ м, $Re \sim 10^9$
- Пограничный слой атмосферы (ПС) определяет обмен импульсом и теплом между атмосферой и океаном/сушей
- **Климатические модели:**
 - **Ошибки в высоте ПС** → величина инверсии в полярных регионах (Esau et al. 2018) → климатический отклик
 - **Ошибки в воспроизведении взаимодействия «Атмосфера – Суша»** → влияние от регионального климата до межгодовой изменчивости (Santanello et al. 2018)
 - **Ошибки в перемешивании** → распределение аэрозолей и облачности нижних ярусов (Sandu et al. 2009)
- Грубая вертикальная сетка (50 м вблизи поверхности – высота первого уровня в INMCM5)

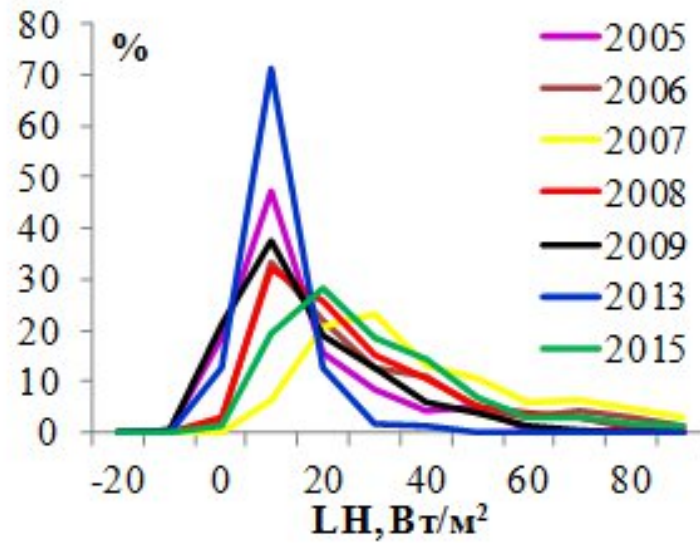
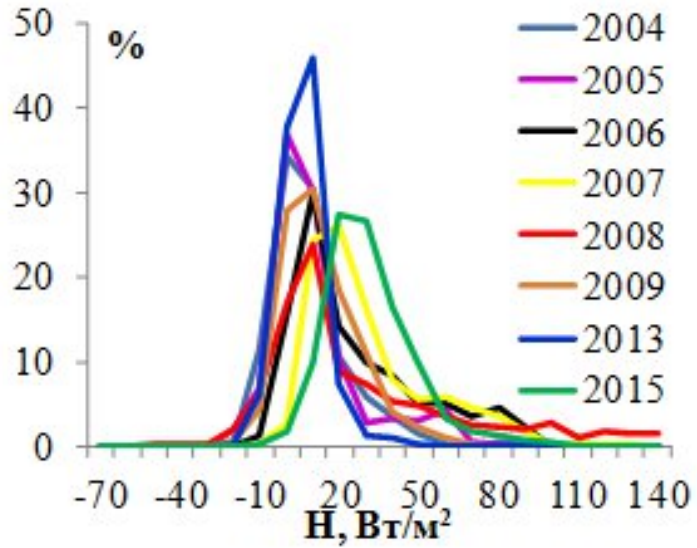
Наибольшие ошибки INMCM в полярных областях



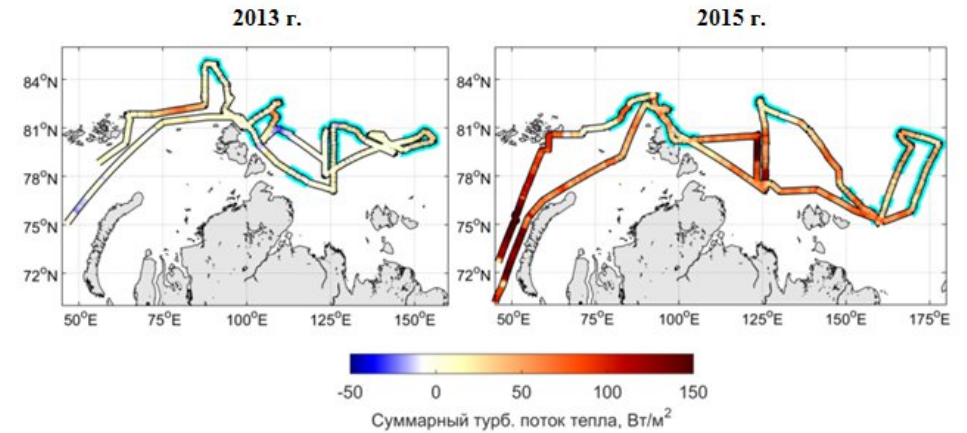
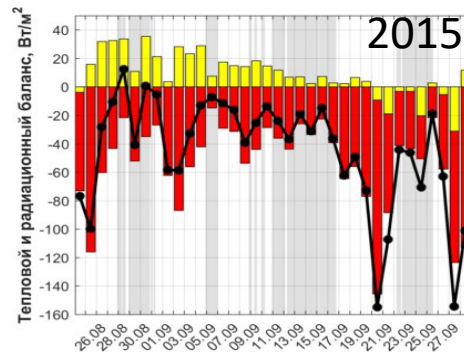
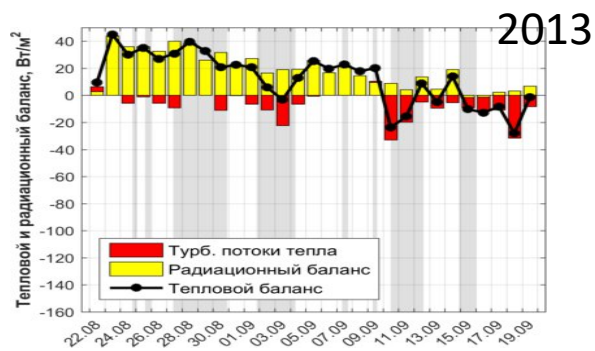
Эволюция горизонтального и вертикального разрешения в моделях, участвующих в CMIP (Smalley et al. 2023)

Сравнение измеренных потоков с данными реанализов





Распределение значений потоков явного и скрытого тепла за период 2004-2015 годы в море Лаптевых в летне-осенний период (Репина и др., 2022)



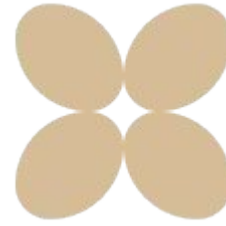
Среднесуточные значения суммарного радиационного баланса, суммы турбулентных потоков тепла (явного и скрытого) и теплового баланса за период измерений в 2013 и 2015 годах. Светло-серый фон обозначает периоды, когда судно находилось во льдах. (Ivanov et al., 2021)

Основные проблемы:



Устойчивая стратификация

В условиях устойчивой стратификации ($RI > 0.25$) турбулентность подавляется, что затрудняет использование традиционных параметризаций.



Интенсивная конвекция

При вторжении холодного воздуха над водой формируются мощные тепловые потоки ($> 300 \text{ Вт/м}^2$) и мезомасштабные циркуляции: необходимы нелокальные схемы турбулентных замыканий

Влияние неоднородности поверхности Арктики на турбулентный обмен

Мозаичная структура Арктики с ледяным покровом, водными участками, снежницами и торосами, обуславливает значительное изменение коэффициентов обмена по сравнению с однородными моделями. Это требует применения композитных методов и учёта мелкомасштабных процессов.

Интегральные модели конвекции

Интегральные модели КПС:

$$\frac{d\left(\frac{1}{2}N^2h^2 - h\Delta b\right)}{dt} = B_s$$

уравнение притока тепла

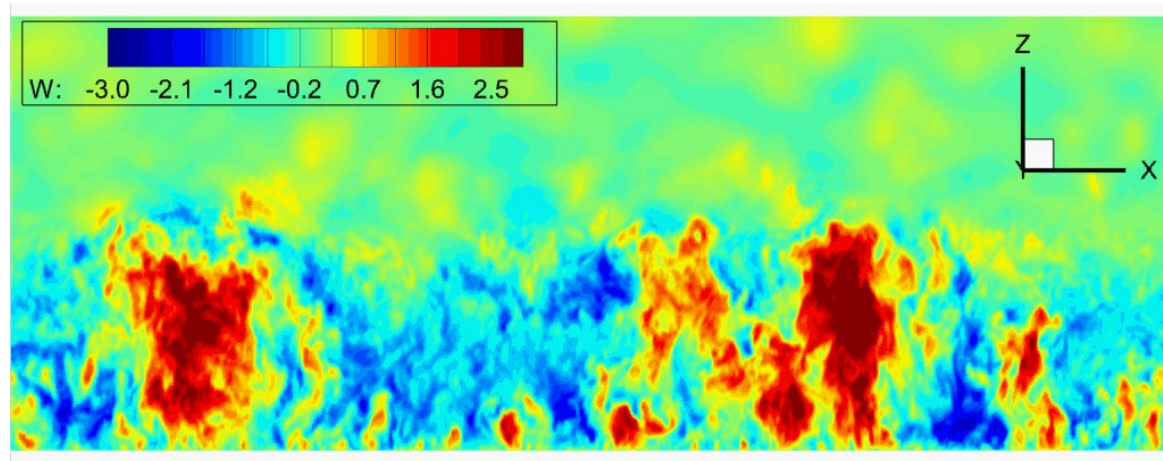
$$-\frac{B_h}{B_s} = \frac{\dot{h}\Delta b}{B_s} = A$$

$$\frac{dh}{dt} = \frac{B_s}{N^2h}$$

(Зубов 1945)

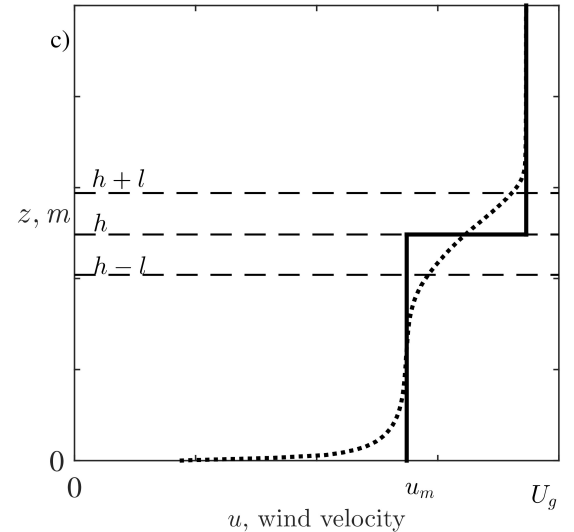
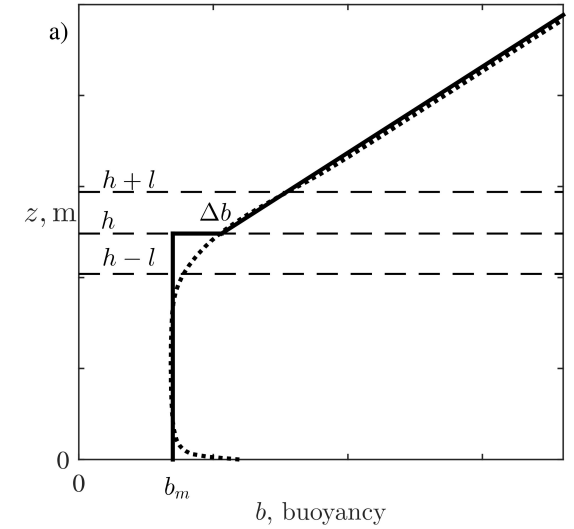
$$\frac{dh}{dt} = (1 + 2A) \frac{B_s}{N^2h}$$

(Carson 1973)



Мгновенное поле вертикальной скорости в КПС по данным LES

Схематичное представление КПС в интегральных моделях нулевого порядка:



Необходимо в диагностике высоты КПС для не градиентного переноса

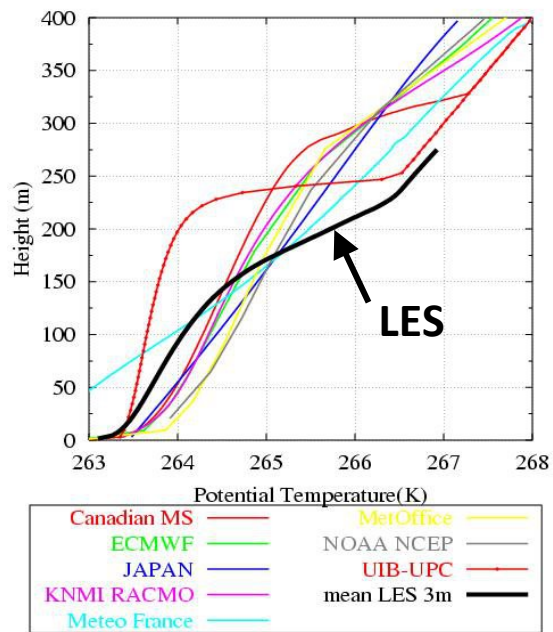
$$\langle \chi' w' \rangle = -K_\chi \left(\frac{\partial \chi}{\partial z} - \Gamma \left(\frac{z}{h} \right) \right)$$

$$C_{TZ} W_*^{-1} \frac{dh}{dt} + C_6 W_*^{-3} \frac{d(V_*^2 h)}{dt} = C_1 - A - C_4 \frac{N^3}{B_s^{3/2}} \left(\frac{A}{1+A} \right)^2 + A_5 \left(\frac{V_*}{W_*} \right)^\varepsilon$$

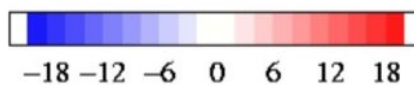
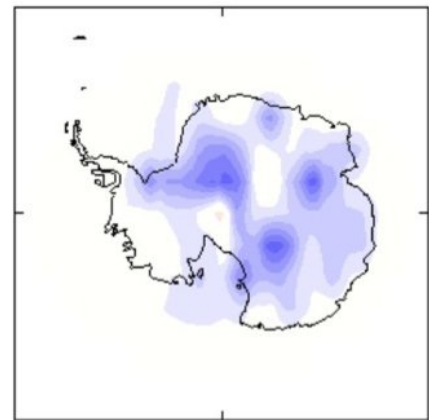
Zilitinkevich et. al. 2012

Устойчивая стратификация

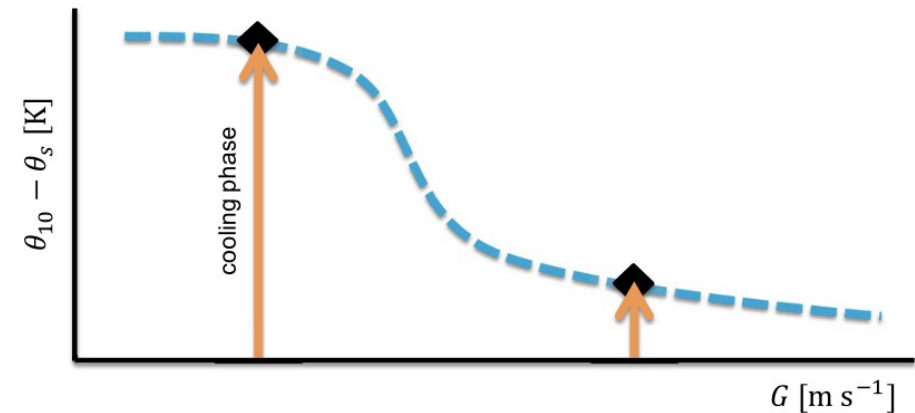
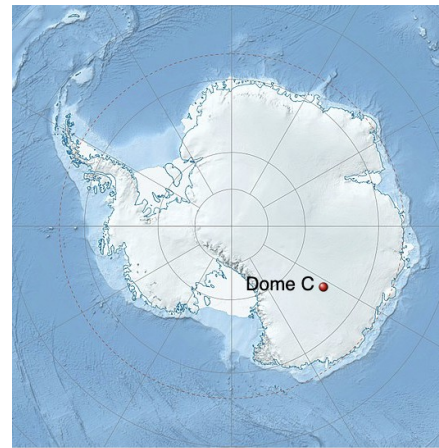
- Проблема воспроизведения устойчивых пограничных слоев характерна для оперативных моделей прогноза погоды и климата
- Проект **GABLS-1** – сравнение 1D замыканий с **LES** моделями для слабо-устойчивого ПС
- Слабая чувствительность к подсеточной LES модели при достаточно точном разрешении
- Эксперименты **VSBL** (van der Linden et al. 2019) + LES НИВЦ МГУ – сильно устойчивый ПС + наличие крупномасштабного оседания (высота ПС 6м в стационарном режиме).
- **Большие ошибки для оперативных моделей**



GABLS-1 [Cuxart et al., 2006]



Разница в приземной температуре



Влияние торосов, краев льдин и снежниц на коэффициент трения

Трение как сумма поверхностного трения и лобового сопротивления (Arya 1975):

$$\vec{\tau} = \vec{\tau}_{skin} + \vec{\tau}_{form}$$

В терминах коэффициента трения C_{dn} :

$$C_{dn} = \underbrace{(1 - A)C_{dn,ow}}_{\text{открытая вода}} + \underbrace{AC_{dn,i}}_{\text{ровный лед}} + \underbrace{C_{dn,fe}}_{\text{края льдин}} + \underbrace{C_{dn,fr}}_{\text{торосы снежницы}}$$

Влияние торосов

1. $C_{d,fr}$ как функция морфологических характеристик торосов (Garbrecht et al. 2002):

$$C_{da,fr}^n = \frac{c_w}{\pi} \frac{h_f}{D_s} \frac{[\ln(h_f/z_0) - 1]^2 + 1}{\ln(h_{ref}/z_0)}$$

h_f – характерная высота тороса

D_s – характерное расстояние между торосами

c_w – коэффициент трения о единичный торос



Зависимость коэффициента сопротивления от средней высоты торосов (Репина и др., 2023)

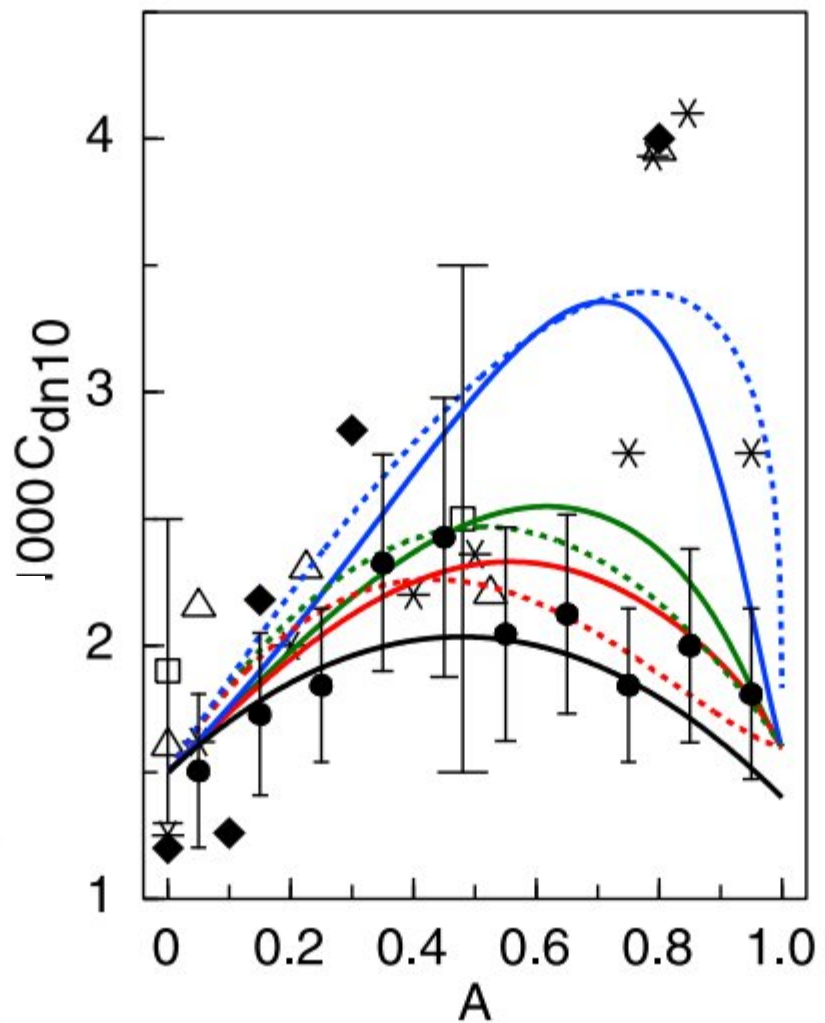
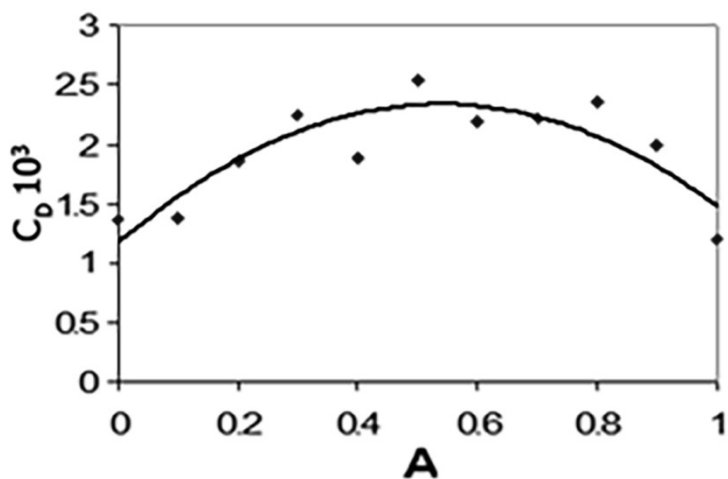
$$C_D \cdot 10^3 = 1.4 + 0.2 \ln E$$



Влияние краев льдин и снежиц

$C_{d,fe}$ как функция
сплоченности льда A
(Lürkes et al. 2012):

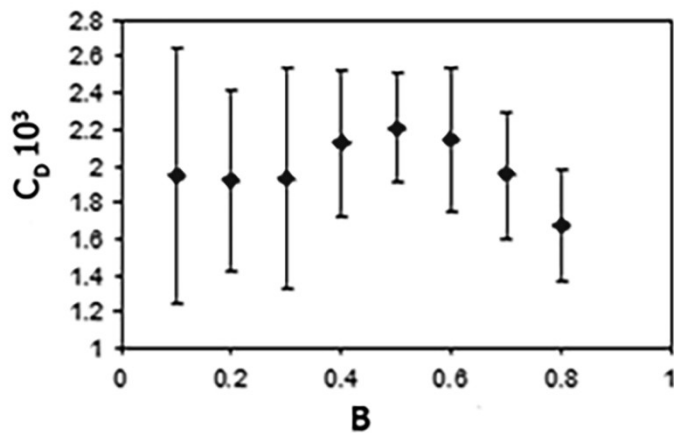
$$C_{d,fe} = C_e A(1 - A)^\beta$$



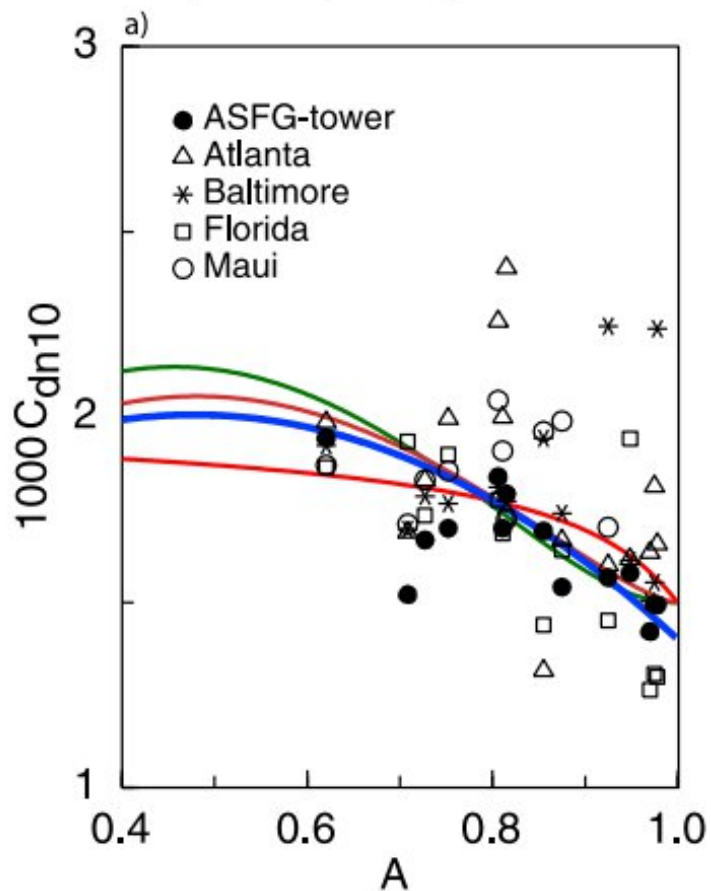
Влияние краев льдин и снежиц

$C_{d,fe}$ как функция доли площади снежиц A (Lürkes et al. 2012):

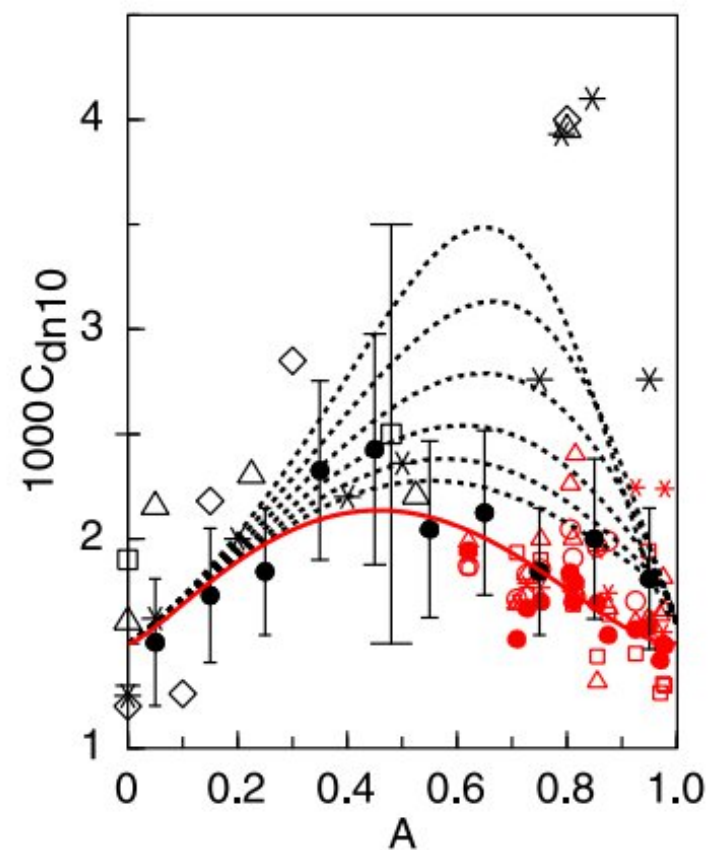
$$C_{d,fe} = C_e A(1 - A)^\beta$$



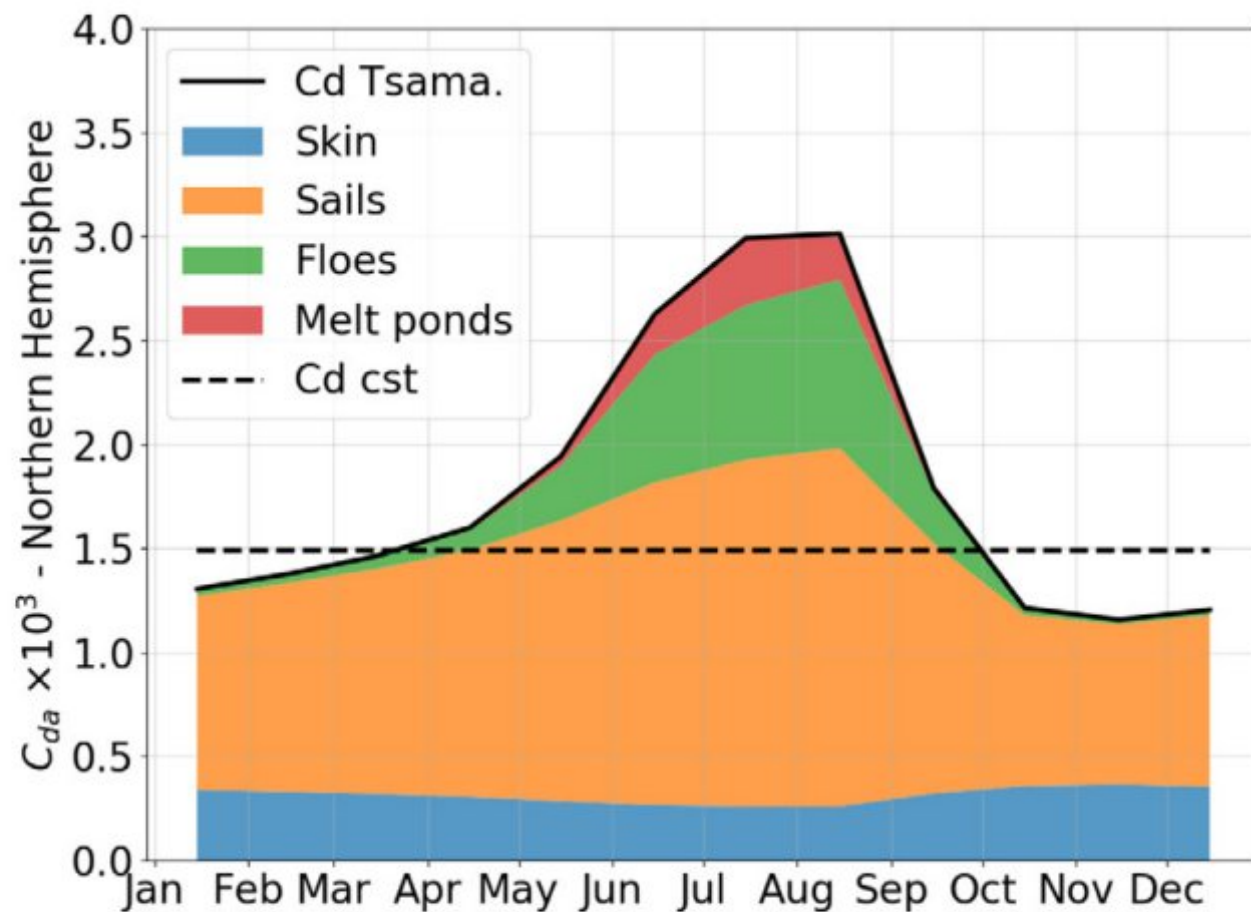
Арктика, лето, SHEBA



И края льдин и снежиц:



Вклад торосов, краев льдин и снежниц

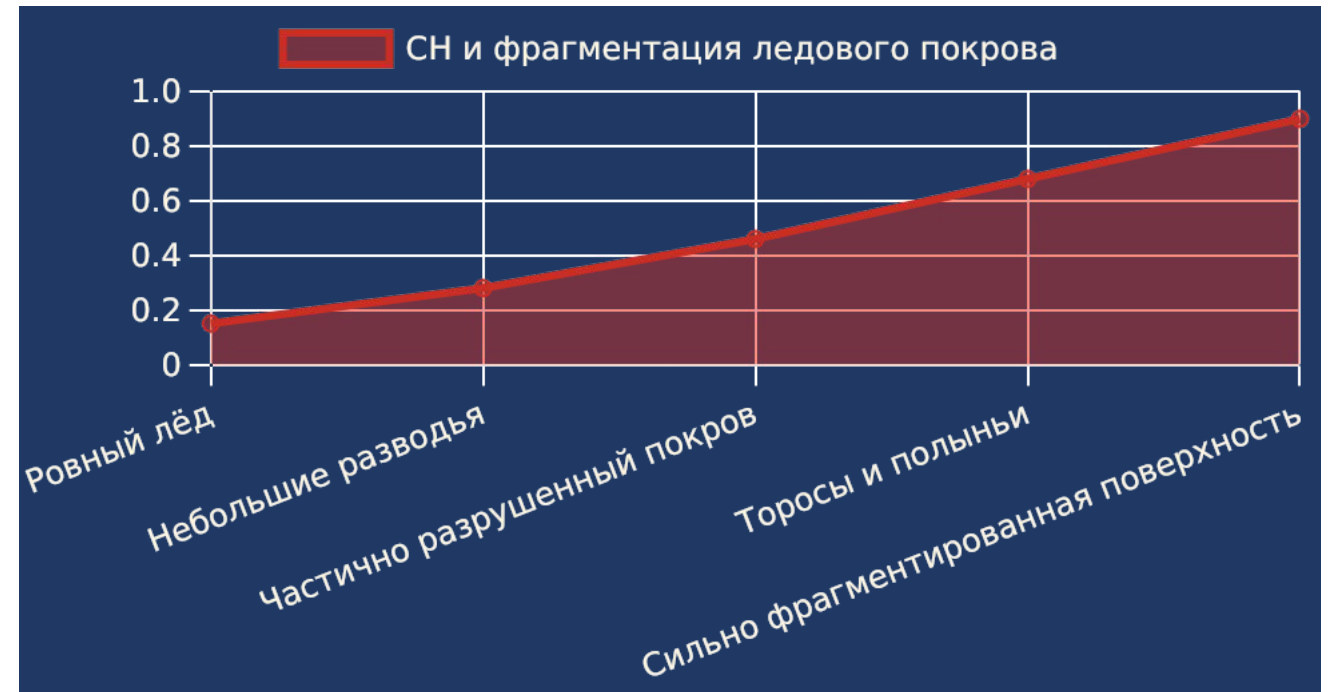


По результатам модели NEMO-LIM3 (Sterlin et al. 2023)

Зависимость коэффициента обмена C_H от доли разводий и торосов

На графике не показана температура как отдельный фактор: её эффект проявляется через изменение шероховатости и доли открытой воды.

Рост C_H усиливается нелинейно по мере фрагментации льда; наибольший скачок связан с переходом к смешанной поверхности.



Схематизированная зависимость по обобщённым выводам из полевых и модельных исследований арктического пограничного слоя.

Параметр шероховатости для скаляров над морским льдом

Параметризация Андреаса (e.g. Andreas et al. 2010):

$\ln(z_s/z_0)$ как функция числа Рейнольдса для шероховатости:

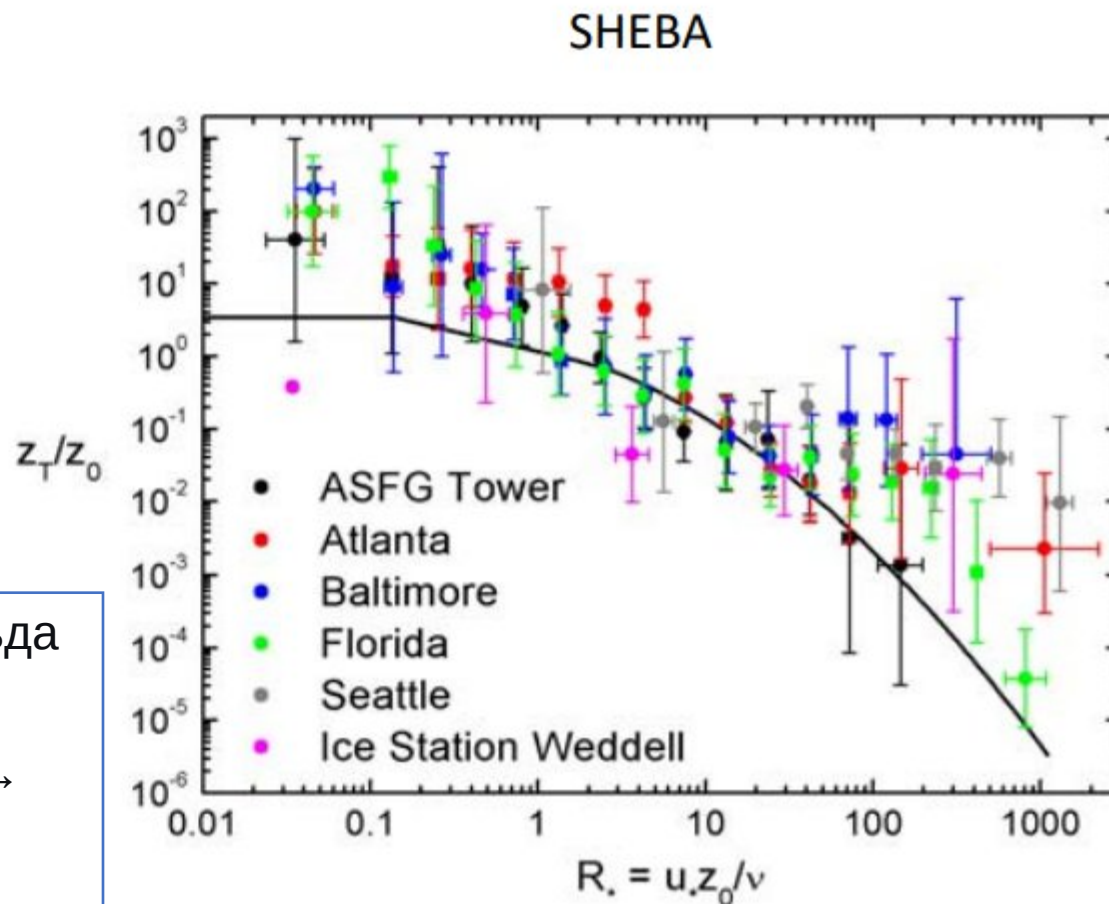
$$\ln(z_s/z_0) = b_0 + b_1 \ln R_* + b_2 (\ln R_*)^2$$

$$R_* = \frac{u_* z_0}{\nu}$$

• Для снега $kB^{-1} \approx 2-3$, для льда или разводий — до 5–7.

• Потепление → таяние снега → растет kB^{-1} → усиливается сопротивление потокам тепла (парадоксальное торможение обмена).

$$\ln(z_0^m/z_0^h) = kB^{-1}$$



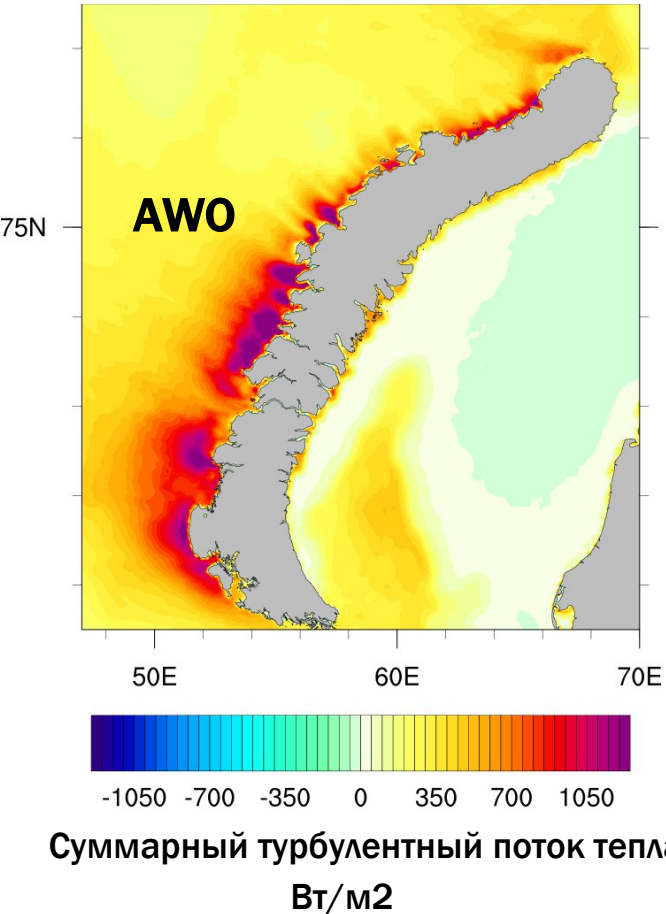
Орография и турбулентный перенос тепла в Арктике

Орография архипелагов оказывает преобладающее влияние на турбулентный перенос тепла. Стоковые ветры и фёны при скорости более 10 м/с значительно увеличивают коэффициент турбулентного обмена до 50–100 м²/с. В этих условиях механическое перемешивание становится доминирующим фактором, превосходя влияние плавучести. Вихревые следы, формирующиеся за архипелагами, такими как Шпицберген, могут достигать до 100 км в длину. Модели климата с сеткой более 10 км, не учитывающие орографию, недооценивают вынос тепла от береговых полыней в 2–3 раза.



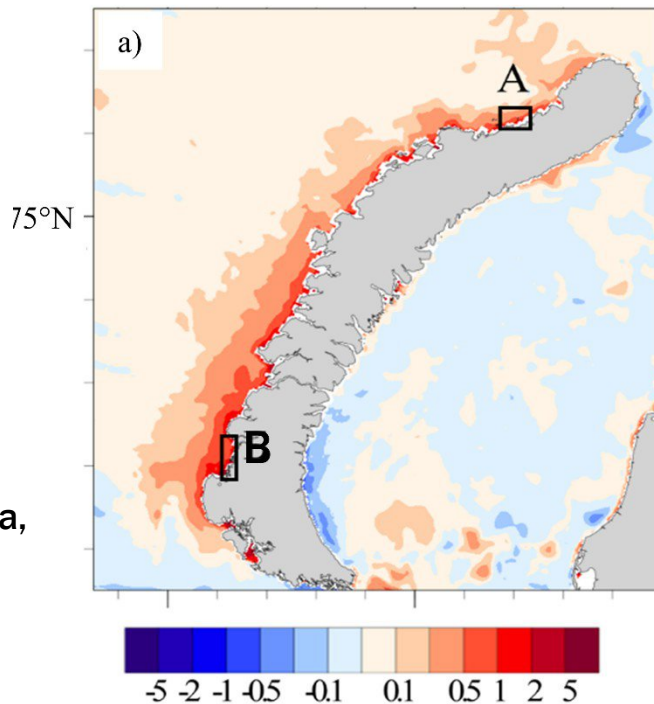
Влияние подветренных бурь на прибрежные воды

Результаты совместного моделирования атмосферы и океана

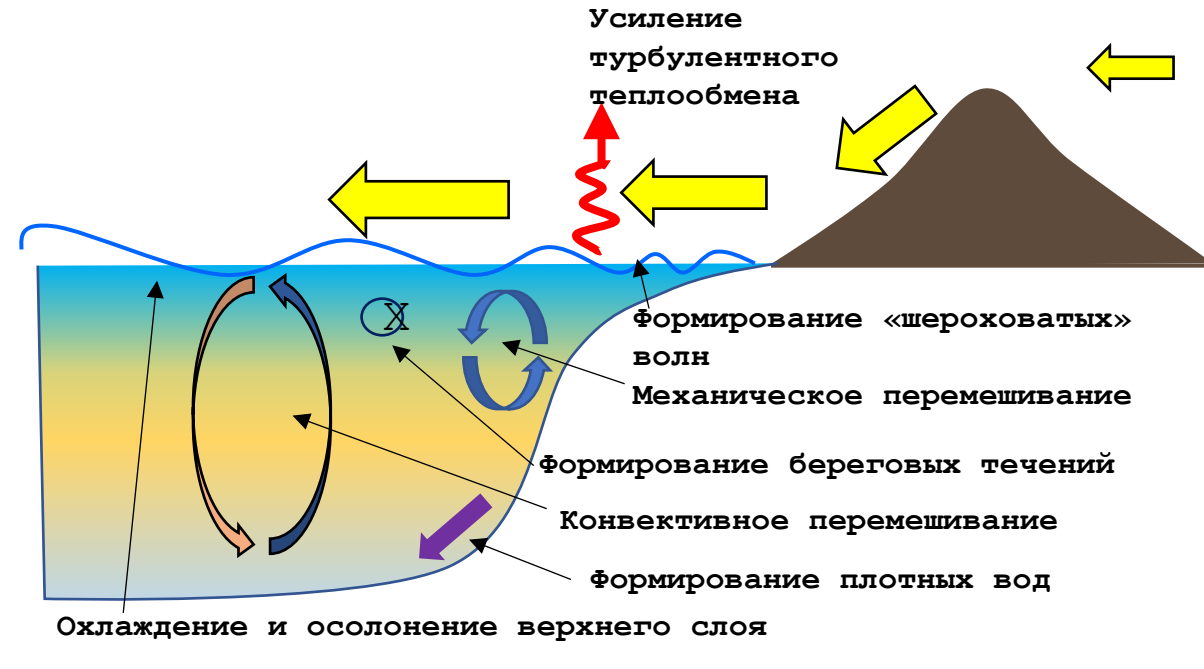
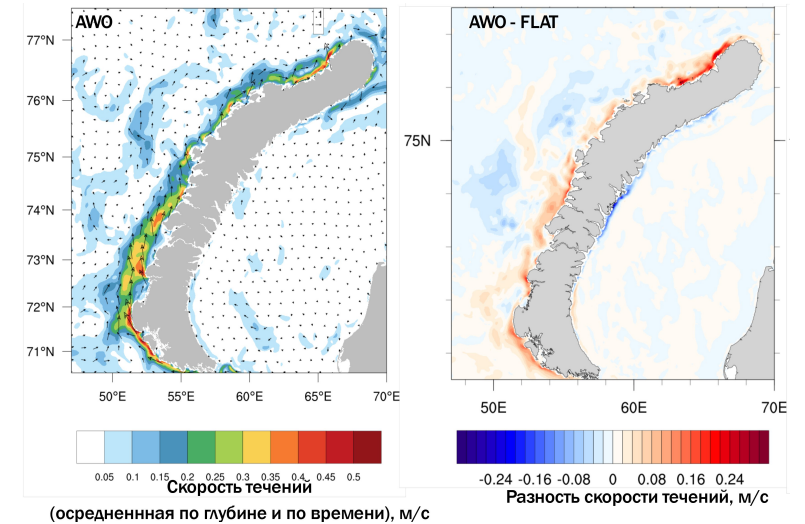


A – атмосферная модель
W – волновая модель
O – океанская модель

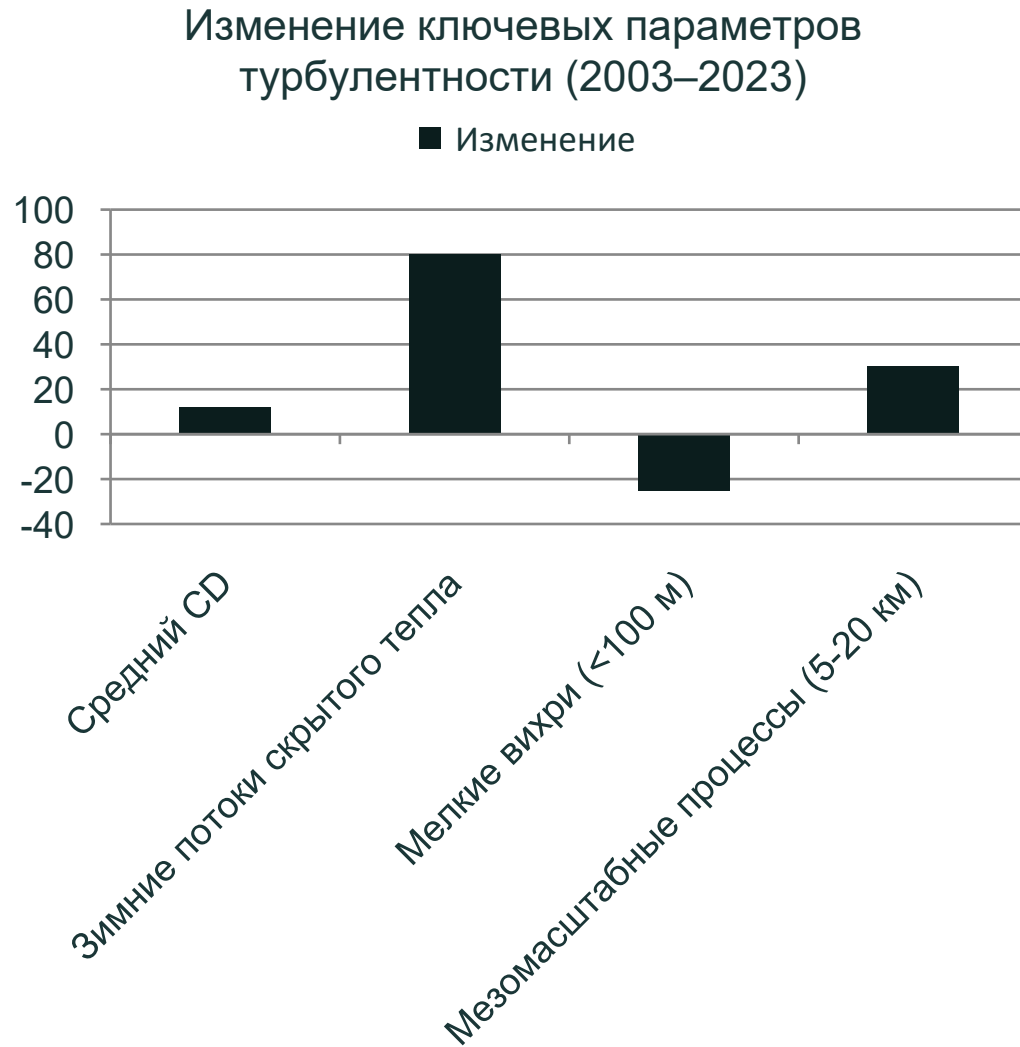
Влияние боры на скорость течений



Уплотнение воды за счет боры, кг/м³



Динамика турбулентности в Арктике: трансформация и интенсификация процессов



Анализ данных за последние 20 лет указывает на существенные изменения в характеристиках турбулентного обмена в Арктике. Отмечается рост среднего коэффициента сопротивления (CD) на 12–15%, что связано с переходом сплошного льда к мозаичной структуре. Зимние потоки скрытого тепла увеличились в 1.8 раза благодаря активности разводий. Происходит спектральный сдвиг, характеризующийся подавлением мелких вихрей (менее 100 м) и интенсификацией мезомасштабных процессов (от 5 до 20 км). Эти изменения требуют коррекции коэффициентов в ведущих климатических моделях, таких как CESM, EC-Earth и INMCM.

Ограничения и источники неопределенности

Именно промежуточные состояния между устойчивой стратификацией и конвекцией хуже всего описываются стандартными схемами, что повышает разброс результатов моделей.

Переходные режимы

Редкость прямых измерений

In situ-наблюдения в Арктике пространственно и сезонно ограничены, поэтому многие оценки строятся по коротким кампаниям и трудно переносятся на другие условия.



Неоднородность ледяной поверхности

Шероховатость, торосистость и доля разводий меняются на малых расстояниях, поэтому усреднение может скрывать локальные пики потоков и ошибочно сглаживать СН.

Ошибки в описании атмосферы

Неопределённости в облачности, тумане и влажности искажают радиационный и турбулентный баланс, особенно при слабой инверсии и вблизи кромки льда.

Масштабное окно между наблюдаемой физикой и глобальной моделью



LES:

LES воспроизводит крупные вихри и локальные конвективные ячейки, поэтому хорошо показывает структуру турбулентного обмена над кромкой льда. На таких расчётах видно, как контрасты температуры и влажности формируют узкие зоны сильных потоков.



RANS: усреднение как необходимое упрощение

В RANS мелкие вихри не вычисляются напрямую, а их влияние переносится в параметры замыкания. Это позволяет описывать средний обмен, но сглаживает резкие переходы между льдом, разводьями и торосами.



GCM: потеря деталей на сантиметровых и метровых масштабах

Глобальные модели почти не различают тонкую структуру пограничного слоя и отдельные элементы ледового покрова. Именно здесь возникает основной источник ошибок: локальные процессы заменяются усреднёнными формулами, которые не всегда применимы в Арктике.

Выводы

- 1. Турбулентный обмен** — не пассивный, а активный драйвер Арктического усиления (особенно зимой).
- 2. Арктическое усиление** усиливает турбулентность через рост площади разводий и снижение устойчивости.
- 3. Проблема стратификации:** стандартные схемы МО не работают в сильно устойчивых и конвективных условиях — нужны ТКЕ-модели.
- 4. Неоднородность** требует композитных коэффициентов обмена вместо учета одного типа подстилающей поверхности.
- 5. Шероховатость:** разделение z_0^m и z_0^h критично, особенно для снежного и торосистого льда.
- 6. Мезомасштабные эффекты** (ветры с архипелагов, конвективные ячейки) не улавливаются моделями с сеткой > 10 км.

Что дальше?

- Внедрение параметризации kB^{-1} от вида льда и стадии таяния.
- Использование LES (Large Eddy Simulation) для выработки поправок к глобальным моделям.
- Межспутниковые проекты (Sentinel, SMOS, ICESat-2) для карт z_0 в реальном времени.

Спасибо!

