

(Объединённая научная сессия Отделения физических наук, Отделения химии и наук о материалах, Отделения энергетики, машиностроения, механики и процессов управления и Отделения наук о Земле Российской академии наук, 19 января 2021 г.)

# Повышение уровня моря в результате таяния ледников и ледяных щитов, вызванного потеплением климата выше доиндустриального уровня

Э. Риньо

*Ледяные щиты в Гренландии и Антарктиде в сочетании с ледниками и ледяными шапками по всему миру быстрее и раньше, чем ожидалось, способствуют повышению глобального уровня моря. Полувековые наблюдения, физические модели и палеоклиматические записи предполагают, что повышение уровня моря в XXI столетии превысит 1 метр, но нельзя исключить и более экстремальные темпы повышения уровня моря. Я рассматриваю современное состояние знаний о балансе масс ледниковых щитов и ледников, его движущих физических механизмах, их влиянии на будущее повышение уровня моря, а также о том, прошли ли или как скоро пройдут наиболее уязвимые участки Антарктиды и Гренландии точку невозврата. Я считаю, что в нескольких секторах Гренландии и Антарктиды многометровое повышение уровня моря неизбежно, но скорость повышения уровня моря будет зависеть от того, насколько скоро мы возьмём под контроль потепление климата и впоследствии вернём нашу климатическую систему к доиндустриальному уровню. Чтобы уменьшить неопределённость прогнозов быстрых темпов повышения уровня моря в наступающем столетии, потребуются значительные инвестиции в исследования климатической системы Земли и в разработку более достоверных моделей связи атмосферы, океана и ледяных покровов, но они на порядки меньше, чем затраты человечества на адаптацию к повышению уровня моря.*

**Ключевые слова:** изменение климата, ледяные щиты, ледники, уровень моря, переломные моменты, нестабильность, воздействие

PACS numbers: 92.40.Vg, 92.70.Jw, 92.70.Mn

DOI: <https://doi.org/10.3367/UFNr.2021.11.039106>

## Содержание

### 1. Введение (1203).

### 2. Записи баланса массы (1205).

### 3. Физические процессы (1206).

3.1. Взаимодействие льда и океана. 3.2. Нестабильность морского ледяного покрова. 3.3. Отступление линии налегания. 3.4. Система мониторинга ледовых щитов. 3.5. Численное моделирование. 3.6. Секторы наибольшего риска. 3.7. Адаптация к повышению уровня моря. 3.8. Инвестиции в науку.

### 4. Заключение (1211).

### Список литературы (1212).

## 1. Введение

Антарктика содержит ледяной покров, который эквивалентен 60 м изменения глобального уровня моря, Гренландия — 7 м, а мировые ледники и ледяные шапки — 0,5 м [1]. В настоящее время эти ледники и ледяные щиты тают и уровень моря поднимается. В XX веке уровень моря повысился на 20 см. Сейчас уровень моря поднимается на 35 см за столетие [2]. Общее изменение уровня моря превысит 1 м к концу XXI века [1].

Палеоклиматические данные показывают, что уровень моря поднялся выше доиндустриальных уровней, повышаясь примерно на 20 м при потеплении на один градус Цельсия или на 50 м при потеплении на 2,5 °C [3]. Однако мы не будем наблюдать такого резкого изменения уровня моря в XXI столетии, потому что ледяным щитам требуется много времени, чтобы приспособиться

Э. Риньо

University of California Irvine, Dept. Earth System Science,  
Irvine, CA 92697, USA

Jet Propulsion Laboratory, Caltech, Pasadena, CA 91109, USA

University of California Irvine,

Dept. Civil and Environmental Engineering, Irvine, CA 92697, USA

E-mail: [erignot@uci.edu](mailto:erignot@uci.edu)

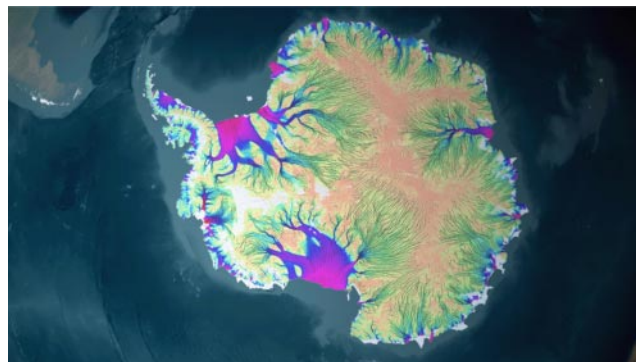
Статья поступила 15 октября 2021 г.

к новому состоянию климата. Палеоклиматические данные указывают на то, что в прошлом уровень моря поднимался быстрее чем на  $3,5 \text{ мм год}^{-1}$ . Во время импульса талой воды 1А, крупного события, которое произошло 14000 лет назад, уровень моря поднимался на 4 м за столетие в течение 400 лет [4]. Только резкое обрушение ледникового покрова могло вызвать такое быстрое повышение уровня моря. Хотя большая часть данных связана с распадом ледяных щитов, покрывающих северное полушарие, нельзя исключать и связь с Антарктидой. Те же физические процессы, которые привели к такому быстрому повышению уровня моря, всё ещё происходит и сегодня, за исключением того что сейчас климатическая система Земли дополнительно находится под действием быстрого роста выбросов парниковых газов, чему не было аналогов в истории Земли за последний миллион лет.

Преобладающая точка зрения на реакцию ледникового щита Гренландии на потепление климата заключалась в том, что снег и лёд тают быстрее на поверхности. Исследования, проведённые в 1990-х гг., показали, что поверхностная талая вода может достигать дна, увеличивать базальное давление воды и увлекать ледяной покров за собой с вкладом в ускорение от нескольких процентов до 30 % [5]. Эффект прекращается после соединения подледниковых каналов и сброса базального давления воды. Следовательно, этот физический процесс работает только во время сезона таяния. Более того, чем больше талой воды закачивается в пласт, тем быстрее соединяются подлёдные каналы и тем быстрее снижается давление воды [6]. Таким образом, быстрое скольжение льда по основанию, вызвавшее увеличение производства талой воды, не является основной причиной быстрого повышения уровня моря ни в настоящее время, ни в будущем.

Данные воздушной (бортовой) альтиметрии, собранные в 1990-х гг., показали, что большая часть потерь массы ледниками была сосредоточена вдоль узких долин, занятых выводными ледниками<sup>1</sup>, это указывало на то, что значительная часть потери массы была связана не с таянием поверхности, а с повышением скорости движения ледников к океану [7]. Изменения в движении ледников играют доминирующую роль в балансе массы ледникового покрова [8]. В дальнейшем было показано, что наличие более тёплых вод океана является основным фактором ускорения ледников [9].

Напротив, потеря массы ледников и ледяных шапок за пределами ледниковых щитов в Антарктике и Гренландии определяется процессами поверхностного баланса массы, т.е. балансом накопления снега на поверхности (за вычетом его испарения), ветрового переноса, поверхностного таяния и стока, а также сублимации [11, 12], при этом разгрузка льда играет второстепенную роль в российской Арктике [13], на Шпицбергене [14] и в Патагонии [15], где ледники заканчиваются в океане. Потеря массы у этих ледников была реконструирована с использованием измерений переменных гравитационных полей со спутников GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) и выходных данных численных климатических моделей земной системы, а также данных региональных климатических моделей [16]. В будущем в горных ледниках в



**Рис. 1.** (В цвете онлайн.) Движение льда (ледяные потоки) в Антарктике, полученное с помощью спутниковых радиолокационных изображений, показывающих исток льда ледниками и ледяными потоками, начинающимися глубоко внутри континента и заканчивающимися узкими каналами вдоль периферии, где ледники встречаются с Южным океаном. Скорость потока льда изменяется от низкой (порядка см/год) (коричневый, зелёный, жёлтый) до высокой (от жёлтого до фиолетового и красного цвета) (порядка км/год) [10]. Некоторые линии потока были нарисованы, чтобы указать направление движения льда.

балансе массы по-прежнему будут доминировать поверхностные процессы, и особенно поверхностное таяние.

В Антарктике климатические модели предсказывали рост льда, так как более тёплый океан усиливает испарение и выпадение снегопадов на ледниковом щите [1]. Однако реконструкция снегопадов с 1979 г. не обнаружила в Антарктике такого эффекта, за исключением небольшого положительного тренда на Земле Королевы Мод в Восточной Антарктиде [17]. С другой стороны, в Антарктиде происходят серьёзные изменения в ледниковом потоке.

Хотя для человеческого глаза ледяные щиты кажутся огромными просторами из белого снега и льда, на спутниковых изображениях они выглядят иначе (рис. 1). Отслеживая движение поверхности льда во времени, спутники обнаружили всю структуру движения ледяных щитов [10] и положение линий налегания<sup>2</sup> [18]. Результаты показали, что ледники и ледяные потоки проникают глубоко в ледяной покров, на сотни и тысячи километров, и тянут лёд к побережью. Эти ледяные реки берут начало около "ледоразделов"<sup>3</sup> на ледниковом покрове. Они контролируют перенос массы с континента в океан посредством движения ледников. Хотя трудно растопить поверхность ледяного покрова быстрее чем в 2–3 раза, по мере потепления климата и при различных его возмущениях таяние ледников может ускориться на порядок. Ледники в тёплой части Гренландии смещаются на несколько километров в год; для сравнения, в Антарктиде скорость ледников составляет сотни метров в год. После обрушения шельфового ледника Ларсена в 2002 г. антарктические ледники ускорились в 3–8 раз и с тех пор не вернулись к своей первоначальной скорости [19]. Если бы скорость движения всех ледников в Антарктиде

<sup>1</sup> Выводной ледник — быстро движущийся ледяной поток на склоне ледникового щита, через который происходит основной расход льда с ледникового покрова (см. Большая российская энциклопедия <https://bigenc.ru/geography/text/2336323>). (Примеч. ред.)

<sup>2</sup> Линия налегания (grounding line) — граница на ледниковом ложе, которая разделяет налегающие (лежащие на суше) и плавающие части ледника (см. <https://Polarpedia.eu/ru>). (Примеч. ред.)

<sup>3</sup> "Ледораздел" (ice divide) — граница на леднике, разделяющая противоположные направления потока льда, аналогично водоразделу. (Примеч. ред.)

увеличилась в 8 раз, то уровень моря повысился бы на 4 м за столетие.

Когда ледники достигают океана, они превращаются в айсберги. Эти айсберги огромны в человеческом масштабе, размером в несколько километров в ширину и длину и до 1 км в толщину и, следовательно, их масса измеряется в гигатоннах (Гт), или миллиардах тонн. Чтобы лучше представить себе, 1 Гт воды — это годовое потребление воды в большом городе, таком как Лос-Анджелес в США или Москва в России. В настоящее время, согласно спутниковым данным, Гренландия теряет примерно 300 Гт массы в год [20], т.е. ежедневно теряет в океане эквивалент одного дополнительного гигантского айсберга, сравнимого с тем, что был бы необходим для сохранения баланса массы ледникового щита Гренландии за счёт снегопадов. В последние годы мы узнали, что откол (calving) айсбергов был лишь частью этой истории и что более важные изменения происходили в нескольких сотнях метров под поверхностью, где тёплые соленые воды океана встречаются с холодным льдом внутренней части айсберга.

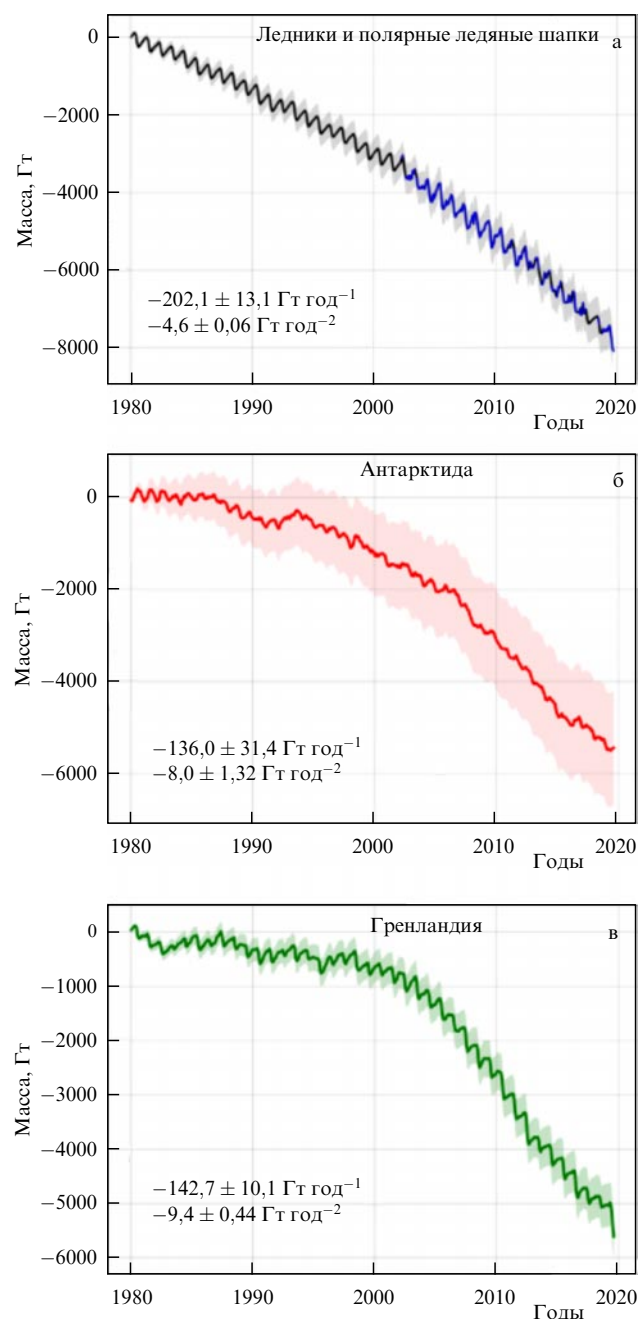
Я рассмотрю измерения баланса массы ледяного покрова, физические процессы, вызывающие эти изменения, регионы (секторы), которым грозит наибольший риск в будущем, и то, как процессы в этих секторах развиваются в настоящее время. Я также рассмотрю влияние указанных наблюдений на прогнозы и современные ограничения наших прогнозов. В заключение я дам ряд рекомендаций по преодолению неизбежного кризиса, связанного с повышением уровня моря.

## 2. Записи баланса массы

В настоящее время мы измеряем потерю массы ледников и ледяных щитов с удивительной точностью и отличными пространственно-временными деталями [21]. Для этого используется три основных метода. Во-первых, сравнение накопления массы в результате снегопада внутри исследуемого региона с массовым стоком ледников на периферии — так называемый метод баланса массы (MBM — Mass Budget Method) [22, 23]. MBM требует измерений стока ледников и общего накопления снега при снегопадах над водосборными бассейнами, при этом сравниваются два больших числа, определяемые с большой погрешностью. Второй метод — метод альтиметрии, в этом случае измеряются изменения высоты поверхности льда с течением времени (например, [7]). Если известна плотность, при которой происходят эти изменения, то, зная вариации объёма, можно определить изменения массы. К сожалению, плотность льда, при которой происходят такие изменения, не очень хорошо известна и может варьироваться в широких пределах: от плотности свежего снега ( $0,3 \text{ г/см}^3$ ) до плотности твёрдого льда ( $0,92 \text{ г/см}^3$ ), т.е. погрешность при её определении около 300 %. В последнем, наиболее современном, третьем методе проводится измерение изменения гравитационного поля во времени, напрямую связанное с изменением массы, но ограниченное с точки зрения пространственных деталей из-за большого расстояния между спутником и местом измерений изменения массы [20, 24]. Гравитационный метод способен обнаружить изменения массы воды толщиной 1 см на диске диаметром 340 км, что составляет порядка 1 Гт. С 2002 г. гравиметрия является самым точным методом опреде-

ления баланса массы при работе с данными на масштабе времени порядка месяца.

Данные эксперимента GRACE демонстрируют для Гренландии сезонный цикл снегопадов и таяния льда [20] и долгосрочное уменьшение массы. Нескольких лет наблюдений оказалось достаточно, чтобы зафиксировать ускорение изменения массы [24] (рис. 2). Более длительные наблюдения в сочетании с методом MBM показали, что потери массы увеличились в 1990-х гг. [25]. Записи GRACE показали, что потеря массы коснулась всех уголков Гренландии.



**Рис. 2.** Баланс массы ледников и ледяных шапок (а), Антарктического ледяного щита (б) и Гренландского ледяного щита (в), реконструированный за последние 40 лет на основе метода баланса массы, данных GRACE и моделей поверхностного баланса массы [26]. Потеря массы указана в гигатоннах ( $10^9$  тонн) в год. Ускорение потерь за пределами доверительного интервала определялось с помощью экстраполяции полиномами второй степени.

В Антарктике данные GRACE показали, что потеря массы затронула три основные области: 1) Антарктический полуостров; 2) северную часть Западной Антарктиды; 3) Землю Уилкса — сектор в Восточной Антарктиде. В остальной части Антарктиды не выявлено значительных изменений. Сигнал GRACE в Антарктиде сильнее зашумлён, чем в Гренландии, потому что континент в семь раз больше Гренландии по площади, а межгодовая изменчивость количества снегопадов выше, чем в Гренландии. Тем не менее запись была достаточно длинной уже в 2006 г., чтобы выявить не только тенденцию потери массы, но и то, что потеря массы увеличивалась со временем [24].

Данные GRACE также использовались для однозначных измерений потери массы у оставшихся 140000 ледников и ледяных шапок по всему миру за пределами Гренландии и Антарктиды [16]. Сигнал GIC (Glaciers and Ice Caps) значительный и усиливается. В период с 2002 по 2016 г. массовая потеря мировых ледников и ледяных щитов увеличивается со скоростью  $440 \text{ Гт год}^{-1}$  ежегодно, что приведёт к повышению уровня моря на 80 см к концу XXI века [25]. В сочетании с тепловым расширением океанов данные наблюдения предсказывают повышение уровня моря на 1 м к концу XXI века.

Результаты альтиметрии показали, что потеря массы льда в Гренландии сосредоточена вдоль выводных ледников, т.е. ледники ускоряются у побережья и в результате истончаются. Данные альтиметрии со спутников ICESat-1 и ICESat-2 показали, что то же самое происходит и далеко от суши в Антарктике [7]. Если предположить, что соответствующие изменения объёма происходят при плотности твёрдого льда, то цифры согласуются с данными GRACE в Гренландии и в большей части Антарктиды [21]. Однако в глубине Восточной Антарктиды такое согласие не установлено. Существует неопределённость в значении плотности, при которой происходят измерения объёмных изменений с помощью альтиметрии, к тому же сигнал искажён из-за десятилетних вариаций накопления снегопадов [27]. GRACE показывает небольшой рост в Восточной Антарктиде, но на сигнал влияет неопределённость в реконструкции изостатической регулировки ледника (GIA), т.е. медленное остаточное подстраивание ледникового щита к исчезновению ледяного покрова за последние 10000 лет [28].

В методе MBM были использованы важные достижения в картировании скоростей [8, 10], картировании толщины льда с помощью бортового радиоэхо-зондирования [29] и реконструкции SMB (Surface Mass Balance) по региональным моделям атмосферного климата [27, 30]. Погрешность при подсчёте потери массы льда и SMB снизилась до уровня нескольких процентов. Модели SMB не ограничиваются локальными данными, они используются только для оценки модели. Улучшение модели обеспечивается данными глобального повторного анализа, которые значительно улучшились за последние десятилетия. Результаты моделей оказались в хорошем согласии с данными GRACE для внутренних областей Антарктиды. При определении потерь массы метод MBM хорошо согласуется с другими методами для Гренландии, на Антарктическом полуострове и в Западной Антарктиде, но не в Восточной Антарктиде. В Восточной Антарктиде модели SMB не показывают прирост массы, многие ледники ускоряются в секторе Земли Уилкса и, следовательно, баланс массы отрицательный. 40-летние записи указывают на то, что указан-

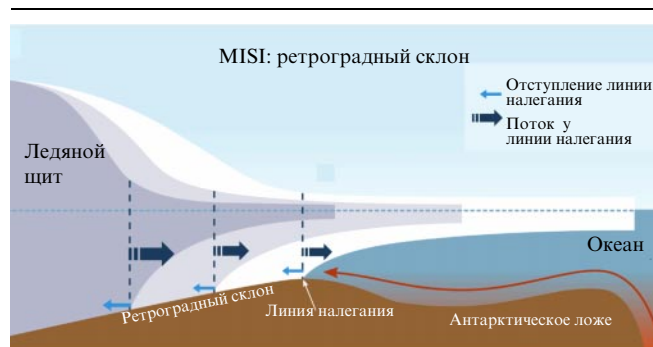
ная потеря массы продолжается уже десятки лет [22]. Это подтверждается данными GRACE о поведении ключевых прибрежных секторов [31].

### 3. Физические процессы

Основная причина, по которой численные модели не смогли предсказать быстрое воздействие ледяных щитов и ледников на уровень моря (особенно в Антарктике) — влияние океана. Ранние модели IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) описывали Гренландию и Антарктику с грубым пространственным разрешением, обусловленным влиянием атмосферы у поверхности. Из-за этого ледяной щит Гренландии таял на периферии и немного увеличивался внутри, в то время как Антарктида росла, потому что потребовалось бы увеличение температуры на несколько градусов, чтобы достичь состояния, когда снег и лёд таяли бы на поверхности [1]. Ледники не были хорошо описаны в этих моделях, а модели ледяного покрова не включали океан, несмотря на то что его определяющая роль в физике ледников была уже хорошо известна [32]. Этот недостаток был вызван отсутствием базовых наблюдений за свойствами океана и скоростью таяния льда [33].

#### 3.1. Взаимодействие льда и океана

В отличие от тропиков, в полярных морях океаническое тепло находится на глубине, а не на поверхности. Тёплая вода с высокой солёностью (следовательно, более плотная) находится на глубине 400 м у Гренландии и на глубине 700 м у Антарктиды (рис. 3). В Гренландии тёплая вода имеет североатлантическое происхождение (NAW — North Atlantic Water) и переносится на север Гольф-стримом [34, 35]. В Антарктиде такая вода происходит из Антарктического циркумполярного течения (АЦТ) (ACC — Antarctic Circumpolar Current) и называется Циркумполярной глубокой водой (ЦПВ) (CDW — Circumpolar Deep Water) [36, 37]. NAW достигает  $6^\circ\text{C}$  на юго-востоке Гренландии и охлаждается до  $2^\circ\text{C}$  на северо-западе. В



**Рис. 3.** (В цвете онлайн.) Нестабильность морского ледяного щита [42]. Если линия налегания (ЛН) начинает отступать по обратному (ретроградному) склону, т.е. высота дна уменьшается в направлении суши, то отступление становится неустойчивым, так как поток льда на ЛН продолжает увеличиваться в направлении суши. Отступление ЛН может быть вызвано таянием льда при его контакте с тёплыми водами океана или разрушением плавучей части ледника или шельфового ледника. Тёплые воды (красная линия) находятся на глубине, как правило, ниже 400–700 м, и вблизи линии налегания крупных антарктических ледников. Доминирующие ветры будут влиять на проникновение тёплой воды на континентальный шельф и глубину термоклина, оба эффекта влияют на скорость таяния и скорость отступления линии налегания.

Антарктиде неразбавленная ЦПВ имеет температуру около  $+2,5^{\circ}\text{C}$ . Важно отметить, что начало таяния льда определяется температурой плавления смеси льда и морской воды, а не температурой плавления пресного льда. Морская вода замерзает при  $-2^{\circ}\text{C}$  на поверхности, при этом температура замерзания понижается на  $0,75^{\circ}\text{C}$  в глубину с каждым километром. На глубине 1 км температура плавления льда составляет  $-2,75^{\circ}\text{C}$ , следовательно, тепловое влияние океана на ЦПВ примерно  $5,2^{\circ}\text{C}$ , что является значительным воздействием. Передача тепла океаном льду также контролируется скоростью течения воды вдоль границы раздела лёд–океан [38].

В 1980-х гг. скорость таяния на гигантских шельфовых ледниках Ронне, Фильхнера и Росса оценивалась в пределах  $10\text{ см год}^{-1}$ . Во многих местах сообщалось о накоплении морского льда, что свидетельствует о том, что ледники не тают в океане, а накапливают массу. Однако результаты, полученные в конце 1990-х с помощью спутниковых и авиабортовых радаров, показали иную картину для небольших шельфовых ледников. Шельфовый ледник перед ледником Петерманна в Гренландии имеет скорость таяния  $25\text{ м/год}$  вблизи линии налегания [39]. Ледник Пайн-Айленд в Западной Антарктиде тает со скоростью  $58\text{ м/год}$  [40]. Эти темпы настолько велики, что к тому времени, когда плавающая часть ледника превращается в столообразные (с плоской вершиной) айсберги, половина ледяной массы уже растаяла снизу. Для сравнения: темп абляции на поверхности меньше  $0,3\text{ м/год}$ , но у подножия ледника он больше  $100\text{ м/год}$ . Небольшое изменение скорости базального таяния, вызванное потеплением океана, может оказать огромное влияние на баланс массы плавучих шельфовых ледников [41].

В Антарктике перенос тепла от АЦТ к континенту контролируется преобладающими ветрами. Западные ветры увлекают АЦТ по часовой стрелке вокруг Антарктиды [43]. Из-за силы Кориолиса это движение толкает поверхностные воды на  $90^{\circ}$  влево в южном океане, т.е. на север, и на  $90^{\circ}$  вправо под поверхность, т.е. на юг. Западные ветры усилились и сузились в южном направлении примерно с 1980-х гг. в результате двух основных процессов [44]. Один из этих процессов — охлаждение стратосферы за счёт уменьшения концентрации стратосферного озона в реакциях с хлорфторуглеродами (ХФУ) [45]. Другой процесс заключается в том, что Антарктика не нагревается из-за выбросов парниковых газов так быстро, как остальная планета, отчасти это связано с тем, что здесь нет обратной связи по альбедо (нет уменьшения морского льда и снежного покрова). Оба процесса приводят к увеличению разницы температур между Антарктидой и остальной частью теплеющего мира, что увеличивает силу западных ветров, направляя больше ЦПВ в Антарктиду, что приводит к ещё большему таянию ледников и шельфовых ледников [33, 46].

В Гренландии Арктика нагревается в 2–3 раза быстрее по сравнению со среднемировым уровнем в результате сокращения морского ледяного покрова, снежного покрова и уменьшения альбедо, а также сложных изменений в структуре нижней и средней атмосферы [47]. Уменьшение разницы температур между Арктикой и остальным миром ослабило струйные течения (jet stream). Струйный поток колеблется, эти колебания становятся стационарными на больших временах из-за топографических барьеров на поверхности Земли, наличие которых приводит к движению более тёплых воздушных и океанских

масс в Гренландию, а более холодных воздушных масс — в Восточную часть США. Такой тренд усложняется десятилетними колебаниями Атлантики, подобно тому как это происходит в Антарктике с десятилетними колебаниями Тихого океана. В целом, однако, потепление климата приводит к тому, что более тёплая атлантическая вода соприкасается с ледниками Гренландии [9], а более тёплая вода ЦПВ находится в контакте с ледниками Антарктиды [33].

### 3.2. Нестабильность морского ледяного покрова

Ещё в 1970-х гг. гляциологи (например, Йоханнес Вертман, Терри Хьюз, Роберт Томас и др.) понимали, что ледяной щит, покоящийся на ретроградном склоне, т.е. на основании, которое углубляется во внутреннем направлении, имеет только два стабильных состояния: либо ледяной щит простирается до края континентального шельфа, либо становится плавучим шельфовым ледником [48]. Другими словами, ледяной покров на ретроградном склоне неустойчив (см. рис. 3). Причина в том, что, по мере того как линия налегания (граница ледника и суши) отступает в более толстый лёд, поток льда увеличивается пропорционально третьей степени толщины льда, истончение слоя возрастает, что вызывает ещё большее отступление. Процесс останавливается только в том случае, когда линия налегания отступает до холма, т.е. до крутого склона основания. В реальном ледяном щите совокупность выступов и впадин в рельефе дна создаёт смесь устойчивых и неустойчивых положений. Однако нестабильность морского ледяного покрова была хорошо задокументирована гляциологами на Аляске во время случаев быстрого отступления приливных ледников вдоль ретроградных склонов [49].

Наряду с концепцией нестабильности морского ледяного покрова (MISI — Marine Ice Sheet Instability) важную роль играет его подпирание. Поскольку шельфовые ледники сдвигаются вдоль стен долин и островов, последние служат опорой и оказывают сопротивление стоку ледника в океан. Если потепление климата уберёт защитный шельфовый ледник, как это было на Антарктическом полуострове в 1995 и 2002 гг., то движение ледников ускорится и поднимется уровень моря. Обрушение шельфового ледника может вызвать резкое увеличение потери массы ледником и повышение уровня моря. Однако потеря шельфового ледника — не единственный процесс, влияющий на укрепление (подпирание) ледника. Ещё больший эффект оказывает положение его линии налегания, т.е. места, где лёд соприкасается с океаном и становится плавучим.

### 3.3. Отступление линии налегания

В начале 2000-х гг. стало понятно, что не нужно привлекать механизм обрушения шельфового ледника для объяснения его наблюдаемых изменений. Например, ледник Пайн-Айленд ускорился и отступил с почти неповреждённым участком шельфа. Фактически, отступление линии налегания играет более важную роль в эволюции ледника, чем обрушение шельфового ледника [50]. Если шельфовый ледник не ограничен, т.е. не сдвигается вдоль стенок долины или островов, то его удаление не оказывает влияния на баланс сил, действующих на ледник. Если шельфовый ледник ограничен, т.е. сдвигается вдоль стенок долины и поднимает уровень льда, то его потеря ослабляет подпирающее сопротивление и при-

водит к ускорению ледника. Боковой сдвиг ледника вдоль стенок долины приводит к появлению давления на стенки порядка 1 бар (100 кПа), базальная нагрузка на дно ледника также находится в этих пределах. Когда ледник шириной 20 км, такой как Пайн-Айленд, отступает на 1 км/год, то "подпирающая" сила уменьшается на  $20 \text{ км} \times 1 \text{ км} \times 100 \text{ кПа} = 2 \text{ ТН}$  каждый год ( $1 \text{ Т} = 10^{12}$ ). И наоборот, если его 50-километровый шельфовый ледник истончается на 10 м, "подпирающая" (опорная) сила уменьшается на  $50 \times 0,01 \times 100 \text{ кПа} = 0,05 \text{ ТН}$ , что в 40 раз меньше. Однако если полностью удалить шельфовый ледник толщиной 400 м, опорная сила уменьшится на  $50 \times 0,4 \times 100 \text{ кПа} = 2 \text{ ТН}$ . Следовательно, отступление на 1 км линии налегания ледника Пайн-Айленд эквивалентно удалению всего его шельфового ледника. Это означает, что процессы, отвечающие за отступление линии налегания, являются более важным фактором динамики ледников, чем процессы, определяющие толщину шельфового ледника.

Есть два фундаментальных физических процесса, которые определяют смещение линии налегания. Первый — это флотация. По мере того как ледник истончается, он быстрее всплывает и, следовательно, линия налегания отступает. Скорость такого отступления зависит от уклона поверхности, уклона дна и скорости истончения [51]. При истончении ледника со скоростью 1 м/год на склоне в 1 % отступление составляет 100 м/год. Однако наблюдаемая скорость отступления на порядок выше [52, 53]. Второй процесс изучен значительно хуже — это прямое таяние льда на линии налегания. В случае ледников, оканчивающихся отвесной ледяной скалой, океанические воды подрезают ледник. Подрезание моделировалось в [54] и наблюдалось в работах [55–57]. Прямое удаление окаменевшего льда океаном снижает подпирающую силу, действующую на ледник, и вынуждает его отступить. Скорость подрезания ледников Гренландии достигает 1–2 м в сутки. Что касается шельфовых ледников, то прямых наблюдений за таянием и подрезанием льда для них не проводилось, но имеющиеся данные говорят в пользу того, что эти процессы вполне возможны [53]. Повышение температуры воды в океане усилит таяние льда и вынудит отступить линию налегания [58].

### 3.4. Система мониторинга ледовых щитов

Чтобы правильно смоделировать эволюцию ледяного покрова, нам необходимо правильно описать приповерхностный климат и процессы SMB (Surface Mass Balance), а также учесть влияние океана и реакцию на него ледников. Для моделирования переноса тепла океаном требуются модели океана с учётом вихрей, данные о температуре и солёности океана, а также точные данные о глубине морского дна, особенно о наличии желобов, которые облегчают доступ тёплой воды к ледникам или к подножиям ледников, а также могут заблокировать его. В настоящее время значительный прогресс был достигнут в картографировании морского дна (bathymetry — батиметрии) вокруг Гренландии и нескольких секторов Западной Антарктики, но ещё остаются значительные пробелы, особенно в Восточной Антарктике. Что касается температуры океана, у нас ещё нет постоянной системы наблюдений у Гренландии или Антарктиды, но количество и качество наблюдений постоянно растёт.

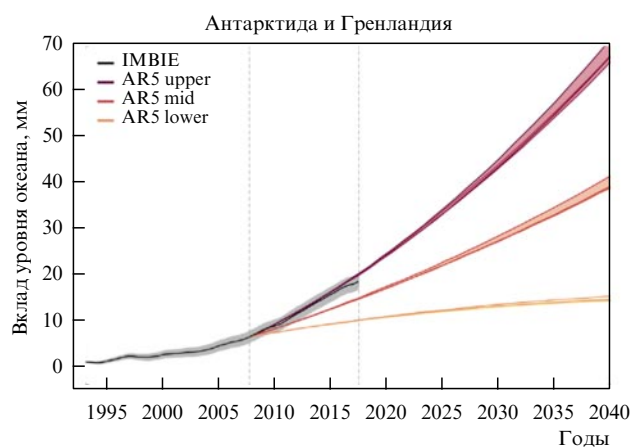
С поверхности учёные используют спутники для измерения параметров льда: его скорость — с помощью

радаров и оптических датчиков, его высоту поверхности — высотомерами и тепловизорами, а также накопления снега — "снежными" радарными, установленными на летательных аппаратах. Толщина льда измеряется с бортовых авиаплатформ (поскольку не использовались радары космического базирования). Глубже нескольких сантиметров от поверхности океана у нас уже нет спутниковой информации о температуре и солёности океана, а температура его поверхности не является ключевым параметром. Гравиметрия или альтиметрия дают представление только о суммарных (интегральных) изменениях в ледяном покрове. Только роботизированные зонды, наподобие Арго (установленные на батискафах), способны измерять нужные характеристики океана, но такие зонды плохо работают на мелководье и в районах, покрытых льдом. Поэтому научному сообществу не хватает подробной информации и длительных измерений температуры и солёности океана на границах ледяных щитов. Важной задачей было бы развитие сети наблюдений за океаном и завершение батиметрического картирования, особенно в Антарктике.

### 3.5. Численное моделирование

Значительные успехи были достигнуты в моделировании ледяного покрова, итогом которых стали проекты CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project 6) и ISMIP6 (Ice Sheet Model Intercomparison Project 6) [59–61]. Работа по численному моделированию климата объединяет большое количество международных групп и использует данные о взаимодействии океана и атмосферы из модели CMIP5 и сценариев RCP8.5 и RCP2.6 (которые описывают разные уровни выбросов парниковых газов). Предыдущие исследования показали, что результаты моделей могут различаться на два порядка в зависимости от начальных условий, учитываемых физических процессов и свойств параметризации модели. Сравнение разных моделей при использовании одинаковых условий снимает некоторые из расхождений и снижает разброс в неопределённости.

Прогнозы для Антарктиды и Гренландии для разных сценариев выбросов парниковых газов представлены на рис. 4. Основными источниками неопределённости яв-



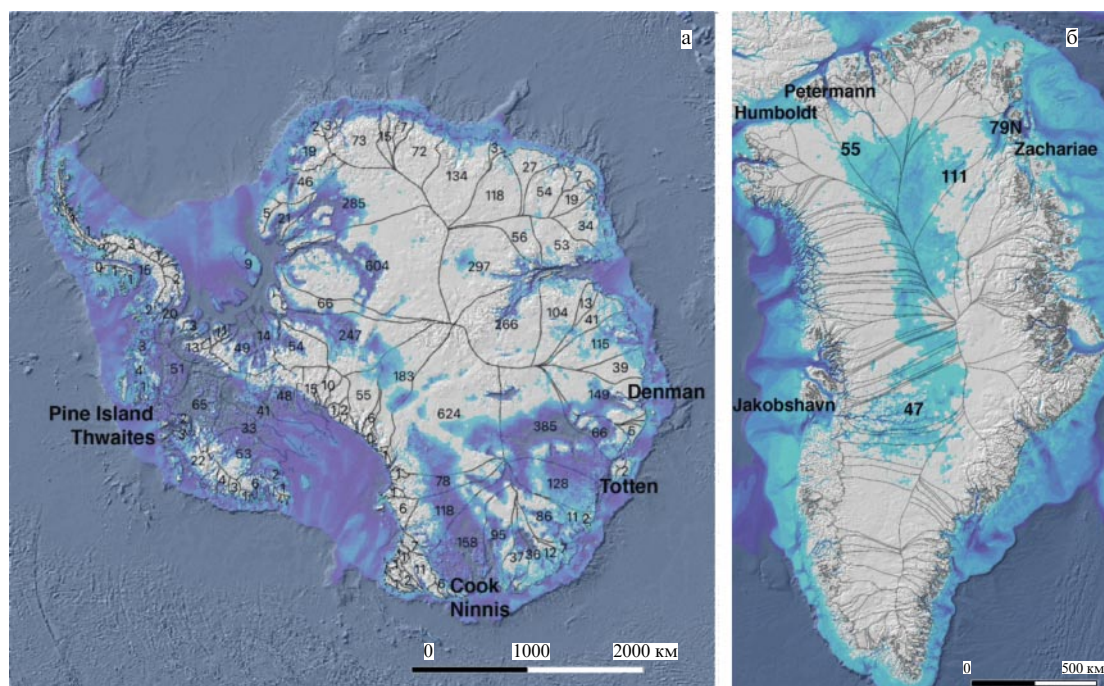
**Рис. 4.** Измеренные потери льда в Гренландии и Антарктиде, сопоставленные с прогнозами Пятого оценочного доклада МГЭИК. Верхний диапазон AR5 относится к обычному сценарию RCP8.5, тогда как нижний диапазон AR5 соответствует сценарию сильного сокращения выбросов углекислого газа RCP.6 [42]. (Из [62].)

ляются физика моделей, описывающих течение льда, используемые при создании модели климатические условия и характеристика взаимодействия льда и океана у подножия ледников (на линии их соприкосновения). Для первого из них модели используют различные упрощённые представления уравнения Стокса, но на них также влияет наше недостаточное понимание и реализация в модели процессов откола при описании разрушения ледовых масс. Что касается описания климата, то климатические модели ещё не позволяют надёжно моделировать миграцию и усиление западных ветров Антарктики, вызывающих вторжение ЦПВ на ледники [63], или моделировать колебания струйных течений в Арктике и ассоциированные с этим эффектом блокирующие явления в Гренландии, влияющие на перенос атлантических вод (AW) к ледникам [47]. Модели океана не имеют достаточного пространственного разрешения (нужно разрешение менее километра вместо используемых масштабов порядка 100 км), которое необходимо для описания переноса тепла океана на континентальный шельф и в гренландские фьорды или полости антарктического шельфового ледника. Батиметрия (изучение рельефа дна) вокруг Гренландии и фьордов была впервые нанесена на карту совсем недавно, и её результаты показывают, что атлантическим водам доступны гораздо более глубокие каналы достижения ледников, чем это было известно ранее. Многие участки прибрежной Антарктиды не нанесены на карту, особенно полости под шельфовым ледником, в результате ещё не выявлены пути переноса океанического тепла. Для описания взаимодействия льда и океана научному сообществу не хватает элементарных наблюдений процессов откола айсбергов в Гренландии или вблизи линии налегания антарктических ледников.

Снижение неопределённостей потребует заполнения некоторых пробелов в наблюдательных данных, улучшения наших знаний о ключевых процессах, таких как, например, откалывание айсбергов и взаимодействие льда с океаном вдоль линий их соприкосновения (налегания), а также включения этих знаний в математические модели. Также важно отметить, что модельные прогнозы часто даются на основе современного состояния климата, а недавние его изменения, выявленные из спутниковых наблюдений, редко используются для улучшения моделей. Наконец, большинство моделей климата не учитывает быстропротекающие процессы, так что получаемые в результате наблюдений результаты, скорее всего, окажутся выше, а не ниже прогнозируемых [42].

### 3.6. Секторы наибольшего риска

В Гренландии есть три крупных подводных бассейна: 1) бассейн Якобсхавн Исбра (JKS) в центральной части западной Гренландии с так называемым эквивалентом уровня моря (ЭУМ), равным 0,6 м (параметр SLE (Sea Level Equivalent), или ЭУМ, определяет, насколько поднимется уровень океана при таянии ледника); 2) комплекс Ниогхалвфьердс-фьорд и Захария-Исстрём северо-восточного ледяного потока на северо-востоке Гренландии с ЭУМ 1,1 м; 3) комплекс Петерманна/Гумбольдта на северо-западе Гренландии с ЭУМ 0,6 м (рис. 5б). Эти бассейны составляют секторы, выходящие к морю и простирающиеся внутрь ледникового щита, находящегося ниже уровня моря. Другие секторы, например, Хельхейм, Кангерлуссуак, Юго-Восточная Гренландия и большинство ледников на северо-западе, не проникают в глубокие подводные бассейны далеко на суше и поэтому риск осушения большей части Гренландии невелик. В какой-то момент в будущем эти ледники



**Рис. 5.** (В цвете онлайн.) Топография дна (а) Антарктиды [65] и (б) Гренландии [66] с секторами, расположенными ниже уровня моря, они выделены синим цветом. Указаны секторы с высоким риском быстрого повышения уровня моря, например, ледники Пайн-Айленд и Туэйтс в Западной Антарктиде, влияние которых определяет изменения в Антарктиде в настоящее время, основные морские ледники в Восточной Антарктиде и три крупных морских бассейна в Гренландии. Вклад в уровень моря в сантиметрах рассчитывается на основе количества льда выше уровня плавучести. Считалось, что повышение уровня моря на 0,1 см эквивалентно массе растаявшего льда в 365 Гт.

перестанут достигать океана, тогда как в трёх наиболее крупных бассейнах лёд всегда будет соприкасаться с океанической водой.

JKS отступает со скоростью 0,5 м/год по глубокому каньону вдоль ретроградных склонов [64]. Отступление замедляется из-за сильного сдвига по краям каньона, но морская часть ледников простирается до центра Гренландии. В последние годы отступление замедлилось, поскольку воды во фьорде Илулссат немного остыли. Однако ледник, вероятно, продолжит отступать и в ближайшие десятилетия.

Захария-Исстрём и Ниогхалвфьердс-фьорд в северо-восточном секторе Гренландии истокают северо-восточный ледяной поток, самый большой и длинный ледяной поток в Гренландии и ближайший аналог гигантских ледников в Антарктиде. Эти два соседних ледника теряют массу по-разному из-за различий в воздействии на них тёплых вод [53]. Захария-Исстрём более подвержен воздействию тёплых вод, он потерял свой шельфовый ледник в 2014 году и с тех пор отступает со скоростью 0,5 км год<sup>-1</sup> по ретроградным склонам. Ниогхалвфьердс-фьорд не потерял своего шельфового ледника, который защищён несколькими фронтальными островами, и его линия налегания медленно отступает по продольным склонам. В будущем Ниогхалвфьердс-фьорд ускорит своё отступление, поскольку линия налегания достигнет ретроградных склонов. Дальше вверх по течению два ледника объединятся и будут двигаться по проходу, который останется ниже уровня моря вплоть до вершины Гренландии.

Не менее важен третий сектор с ледниками Гумбольдта и Петерманна. Ледник Гумбольдта испытал наибольшую потерю льда из всех ледников Гренландии с 1970-х гг. [23]. Его северный сектор отступает со скоростью 0,5 км год<sup>-1</sup>, он стоит в тёплой воде атлантического происхождения, его небольшой шельфовый ледник исчез после 1996 г., а его основание (ледниковое ложе) находится ниже уровня моря на протяжении многих сотен километров в глубь суши [52]. Петерманн потерял 35 % шельфового ледника в 2010 г. [67] и соединяется с внутренней частью ледникового покрова через глубокий, но очень узкий каньон. Поскольку изменения в данном секторе будут усиливаться, следует ожидать, что в ближайшие десятилетия его вклад в повышение уровня моря значительно возрастёт. Указанная эволюция крупных подводных ледников предполагает, что ледники Гренландии смогут вызвать повышение глобального уровня моря на 2,3 м, по мере того как их отступление по морским секторам будет продолжаться.

В Антарктиде много водостоков с гораздо более крупными подводными бассейнами (см. рис. 5а). Сектор Пайн-Айленд/Туэйтс в Западной Антарктиде вносит в настоящее время самый большой вклад в повышение уровня моря и имеет запас льда, эквивалентный 1,2 м ЭУМ. Этот сектор подвержен высокому риску разрушения уже в XXI столетии, и некоторые исследования утверждают, что коллапс уже начался [68–70]. Ледники отступают с характерной скоростью 1 км/год, а ледники Смита, Поупа и Колера даже быстрее: 2–3 км/год.

В Восточной Антарктиде секторы, подверженные наибольшему риску, находятся в районе Земли Уилкса, которая находится ближе всего к тёплой ЦПВ. Этот широкий сектор включает ледник Тоттен с ЭУМ 3,9 м и ледник Денман с ЭУМ 1,5 м, они имеют отступающие

линии налегания [71, 72], быстро теряют массу [73] и испытывают динамическое истончение [74]. Ледник Тоттен защищён 50 километрами склонов дна вдоль его основного ствола, поэтому он не подвержен серьёзному риску, но в дальнейшем ледник отступит в глубоководный морской бассейн Авроры. Денман висит на гребне хребта перед крутым глубоким жёлобом, самым глубоким в Антарктиде [65] и, следовательно, это случай высокого риска в Восточной Антарктиде. В указанном секторе недостаточно океанографических данных (о температуре и глубине) [75], но вполне вероятно, что тёплые ЦПВ их достигают.

Другие части Антарктиды, в том числе остальная часть Западной Антарктиды, *a priori* более стабильны. Сектор Фильхнера/Ронне, включающий в себя Evans Ice Stream (0,2 м ЭУМ), Institute (0,5 м ЭУМ), Foundation (0,5 м ЭУМ), Academy (2,5 м ЭУМ), Recovery (6,0 м ЭУМ) и Бейли (0,2 м ЭУМ), и сектор побережья Сипла в море Росса (1,9 м ЭУМ) находятся далеко от ЦПВ и представляют случай низкого риска разрушения, если только в море Уэдделла не произойдет серьёзное изменение циркуляции океана [76]. Другие морские секторы в Восточной Антарктиде включают сектор шельфового ледника Амери (7,8 м ЭУМ), расположенный вдали от ЦПВ, и секторы, подверженные риску, но с недостаточными океанографическими данными или без них, например ледник Фроста/Холмса (ЭУМ 1,0 м), Ninnis (ЭУМ 1,0 м) и шельфовый ледник Кука (ЭУМ 1,6 м). Современные исследования определённо показывают, что сектор залива моря Амундсена (ASE — Amundsen Sea Embayment) с высокой вероятностью находится в зоне с высоким риском коллапса, а сектор Земли Уилкса находится в зоне небольшого риска разрушения, но с высокой степенью неопределённости.

Ледники в ASE являются наиболее быстро движущимися ледниками в Антарктиде, с характерной скоростью около 4 км год<sup>-1</sup> и скоростью отступления от 1 до 2,5 км год<sup>-1</sup>. Скорость отступления ледников в Альпах — несколько километров в столетие. Скорость отступления наиболее быстро движущихся ледников в Гренландии составляет до 0,5 км год<sup>-1</sup>. Следовательно, ледники в ASE являются наиболее быстро отступающими ледниками на Земле. Такой высокой скорости в Антарктиде нельзя было ожидать, рассматривая модели, которые учитывали только поверхностные процессы. В годы с более низкой температурой океана мы также наблюдали меньшее отступление [77], что указывает на то, что это отступление сильно зависит от температуры океана и, в частности, от преобладающих ветров.

### 3.7. Адаптация к повышению уровня моря

Наблюдения, собранные за последние 40 лет и особенно с 2002 г., показывают, что ледники и ледяные щиты тают с растущим темпом, который к концу текущего столетия приведёт к повышению уровня моря до 80 см. Хотя мы не знаем, сохранятся ли эти темпы или увеличатся, на самом деле лёд тает с угрожающей скоростью. Повышение уровня моря на 1 м окажет значительное глобальное влияние на береговую линию и огромное косвенное воздействие на оставшуюся сушу.

Палеоклиматические данные последнего межледникового периода показывают, что когда климат Земли был немного теплее настоящего или примерно таким же тёплым, то уровень моря был на 6–9 м выше [78]. Палео-

климатические данные не дают нам информации о том, сколько времени потребовалось на такое повышение уровня моря. Воздействие на климат также было другим, поскольку не было сильного увеличения выбросов парниковых газов в атмосферу. Указанные данные говорят о том, что при температуре в климатической системе на  $1-1,5^{\circ}\text{C}$  выше доиндустриальной конечное состояние уровня моря на 6–9 м выше, чем в настоящее время. Такое высокое значение уровня моря означает отступление всех морских секторов в Гренландии (2,3 м), ASE в Западной Антарктиде (1,2 м) и остальной морской части Западной Антарктиды (3 м), а также некоторой части Восточной Антарктиды, например ледников Тоттен и Денман, питающих бассейнов Авроры (5,4 м).

Самым незамедлительным действием человека для защиты себя от быстрого повышения уровня моря является адаптация. Это потребует строительства защитных сооружений вдоль береговой линии, покупки домов и земли для перемещения людей и предприятий в глубь суши, отказа от некоторых участков земли, которые не могут быть защищены, оперативного принятия правильных решений и поиска общественной поддержки для осуществления таких дорогостоящих и драматических решений. В каждом большом городе мира стоимость адаптации будет составлять миллиарды долларов [79].

Инфраструктуру для защиты береговой линии нужно строить на 30–40 лет ранее. Для изменения климатической системы, например, для того чтобы сократить выбросы парниковых газов, повлиять на потепление климата и достичь нового состояния климата, потребуется несколько десятилетий. Ледники и ледяные щиты быстро отреагируют на такое изменение и замедлят своё отступление. Таким образом, человечество должно сыграть важную роль в контроле за темпом изменения уровня моря в оставшуюся часть века, в частности для того, чтобы избежать сценариев многометрового повышения уровня моря. Адаптация потребует социального равенства, совместного использования технологий и социальной справедливости.

Стратегии смягчения последствий должны быть внедрены как можно скорее, чтобы избежать наихудших сценариев через несколько десятилетий. В связи с этим будет необходимо не только свести к нулю наши выбросы углерода в атмосферу, но и разработать доступные масштабируемые стратегии для захоронения атмосферного углерода обратно в землю — процесс, который известен как секвестрация (связывание) углерода. С точки зрения перспектив ледникового покрова в мире с температурой на  $1,5^{\circ}\text{C}$  выше доиндустриальной мы не сохраним Гренландию и Западную Антарктиду [1], даже если ситуация с температурой будет намного лучше, чем в случае, когда она выше доиндустриальной на  $2,0^{\circ}\text{C}$ .

### 3.8. Инвестиции в науку

США, Великобритания и другие партнёры за 4 года вложили несколько миллионов долларов в изучение эволюции ледника Туэйтс в Западной Антарктиде в рамках Международного консорциума по ледникам Туэйтса (ITGC). Работа ITGC — это блестящая международная попытка расширить наши научные знания, и она позволит получить бесценные результаты полевых исследований, которые должны быть объединены с данными бортовых и спутниковых наблюдений, для того чтобы улучшить численные модели и уменьшить неопределён-

ность прогнозов будущего для ледника Туэйтс [69, 80]. Однако маловероятно, что эти прогнозы значительно улучшатся в течение того же периода времени (4 года) и что большая часть научных вопросов будет устранена за пару полевых сезонов. Большинство крупных научных достижений происходит не за 3–4 года, а за десятилетие или два. Работа ITGC демонстрирует уровень усилий, предпринимаемых научным сообществом и финансирующими агентствами для уменьшения неопределённости модельных прогнозов. Финансовые обязательства отстают от растущих затрат на адаптацию к повышению уровня моря.

Важные решения должны быть приняты политиками и другими заинтересованными сторонами и без полностью завершённых научных рекомендаций. Казалось бы, необходимо активизировать наши усилия в области науки о повышении уровня моря, чтобы лучше подготовиться к растущим издержкам. Помимо адаптации, не менее важно развивать науку и технологии, чтобы сократить выбросы углерода и довести климат до состояния, при котором полярные ледяные массы будут таять очень медленно. Некоторые из этих решений уже доступны, как описано в других статьях этого номера.

## 4. Заключение

Я рассмотрел состояние знаний о повышении уровня моря в результате таяния льда в полярных регионах и на третьем полюсе — в высокогорных регионах. Наземный лёд тает раньше и быстрее, чем ожидалось, и неослабевающее потепление климата заставит систему Земли поднять на несколько метров уровень моря. Уровень моря, скорее всего, поднимется более чем на один метр в XXI столетии, но нельзя исключать более быстрого подъёма в ближайшие десятилетия. Физические причины изменений хорошо изучены, но необходимы дополнительные наблюдения, чтобы наиболее надёжным образом включить их в численные модели, отвечающие за прогнозирование.

Несмотря на проблемы, связанные с составлением надёжных прогнозов, социальные выгоды от уменьшения неопределённости этих прогнозов обещают значительную отдачу от инвестиций. Между тем, спутниковые сенсоры, бортовые приборы и наземные полевые группы продолжают фиксировать быстрые темпы изменений ледников и с каждым днём всё яснее показывают необходимость принятия мер для ограничения скорости таяния наземного льда и скорости повышения уровня моря.

В других статьях этого выпуска читатели увидят, что есть готовые решения этой проблемы, но в глобальном масштабе сложно реализовать их быстро и сложно это сделать справедливым и экономически жизнеспособным образом. Нет никаких сомнений в необходимости принятия мер по защите планеты от повышения уровня моря на несколько метров в грядущем столетии.

**Благодарности.** Данная работа финансировалась программами NASA Earth Sciences Programs, Cryosphere, Program, Modelling Analysis and Prediction и программой Making Earth System Data Records. Мы с благодарностью выражаем признательность космическим агентствам, на протяжении многих лет предоставлявшим бесплатные спутниковые данные для наблюдения за изменениями трёх полюсов Земли. Благодарим организаторов фо-

рума "USPEKHI-2021", которые послужили источником идеи и мотивации для этой статьи.

Перевод с английского: А.Б. Соколова

Научный консультант и редактор перевода: Б.А. Клумов

## Список литературы

- Oppenheimer M et al. "Sea level rise and implications for low-lying islands, coasts and communities", IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate (Eds H-O Portner, D C Roberts, V Masson-Delmotte, P Zhai, M Tignor, E Poloczanska, K Mintenbeck, A Alegria, M Nicolai, A Okem, J Petzold, B Rama, N M Weyer) (2020)
- Cazenave A, Meyssignac B, Ablain M, Balmaseda M, Bamber J, Barletta V "Global sea-level budget 1993-present" *Earth Syst. Sci. Data* **10** (3) 1551 (2018)
- Archer D *The Global Carbon Cycle* (Princeton, NJ: Princeton University Press, 2010)
- Deschamps P et al. "Ice-sheet collapse and sea-level rise at the Bolling warming 14,600 years ago" *Nature* **483** 559 (2012)
- Zwally H J, Abdalati W, Herring T, Larson K, Saba J, Steffen K "Surface Melt-Induced Acceleration of Greenland Ice-Sheet Flow" *Science* **297** 218 (2002)
- Schoof C "Ice-sheet acceleration driven by melt supply variability" *Nature* **468** 803 (2010)
- Smith B, Fricker H A, Gardner A S, Medley B, Nilsson J, Paolo F S et al. "Pervasive ice sheet mass loss reflects competing ocean and atmosphere processes" *Science* **368** 1239 (2020)
- Rignot E, Kanagaratnam P "Changes in the Velocity Structure of the Greenland Ice Sheet" *Science* **311** 986 (2006)
- Wood M et al. "Ocean forcing drives glacier retreat in greenland" *Sci. Adv.* **7** eaba7282 (2021)
- Rignot E, Mouginot J, Scheuchl B "Ice Flow of the Antarctic Ice Sheet" *Science* **333** 1427 (2011)
- Larsen C, Burgess E, Arendt A A, O'Neil S, Johnson A J, Kienholz C "Surface melt dominates Alaska glacier mass balance" *Geophys. Res. Lett.* **42** 5902 (2015)
- Millan R, Mouginot J, Rignot E "Mass budget of the glaciers and ice caps of the Queen Elizabeth Islands, Canada, from 1991 to 2015" *Environ. Res. Lett.* **12** 024016 (2017)
- Ciraci E, Velicogna I, Sutterley T C "Mass Balance of Novaya Zemlya Archipelago, Russian High Arctic, Using Time-Variable Gravity from GRACE and Altimetry Data from ICESat and CryoSat-2" *Remote Sensing* **10** (11) 1817 (2018)
- Noël B, Jakobs C, van Pelt W, Lhermitte S, Wouters B, Kohler J et al. "Low elevation of Svalbard glaciers drives high mass loss variability" *Nat. Commun.* **11** 4597 (2020)
- Mouginot J, Rignot E "Ice motion of the Patagonian Icefields of South America: 1984–2014" *Geophys. Res. Lett.* **42** 1441 (2015)
- Ciraci E, Velicogna I, Swenson S "Continuity of the Mass Loss of the World's Glaciers and Ice Caps From the GRACE and GRACE Follow-On Missions" *Geophys. Res. Lett.* **47** e2019GL086926 (2020)
- Medley B, McConnell J R, Neumann T A, Reijmer C H, Chellman N, Sigl M, Kipfstuhl S "Temperature and Snowfall in Western Queen Maud Land Increasing Faster Than Climate Model Projections" *Geophys. Res. Lett.* **45** 1472 (2018)
- Rignot E, Mouginot J, Scheuchl B "Antarctic grounding line mapping from differential satellite radar interferometry" *Geophys. Res. Lett.* **38** L10504 (2011)
- Rignot E, Casassa G, Gogineni P, Krabill W, Rivera A, Thomas R "Accelerated ice discharge from the Antarctic Peninsula following the collapse of Larsen B ice shelf" *Geophys. Res. Lett.* **31** L18401 (2004)
- Velicogna I, Sutterley T C, van den Broeke M R "Regional acceleration in ice mass loss from Greenland and Antarctica using GRACE time-variable gravity data" *Geophys. Res. Lett.* **41** 8130 (2014)
- Shepherd A, Ivins E, Rignot E, Smith B, van den Broeke M, Velicogna I et al. (The IMBIE Team) "Mass balance of the Greenland Ice Sheet from 1992 to 2018" *Nature* **579** 233 (2020)
- Rignot E, Mouginot J, Scheuchl B, van den Broeke M, van Wessem M J, Morlighem M "Four decades of Antarctic Ice Sheet mass balance from 1979–2017" *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* **116** (4) 1095 (2019)
- Mouginot J, Rignot E, Björk A A, van den Broeke M, Millan R, Morlighem M et al. "Forty-six years of Greenland Ice Sheet mass balance from 1972 to 2018" *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* **116** 9239 (2019)
- Velicogna I "Increasing rates of ice mass loss from the Greenland and Antarctic ice sheets revealed by GRACE" *Geophys. Res. Lett.* **36** L19503 (2009)
- Rignot E, Velicogna I, van den Broeke M R, Monaghan A, Lenaerts J T M "Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise" *Geophys. Res. Lett.* **38** L05503 (2011)
- He Z, Velicogna I, Ciraci E, Hsu C, Mohajerani Y, Rignot E, Mouginot J "Four decades of observation-based sea level fingerprint of land-ice" *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* (2021) in press
- van Wessem J M et al. "Modelling the climate and surface mass balance of polar ice sheets using RACMO2 — Part 2: Antarctica (1979–2016)" *Cryosphere* **12** 1479 (2018)
- Velicogna I, Mohajerani Y, Landerer F, Mouginot J, Noel B, Rignot E et al. "Continuity of Ice Sheet Mass Loss in Greenland and Antarctica From the GRACE and GRACE Follow-On Missions" *Geophys. Res. Lett.* **47** e2020GL087291 (2020)
- MacGregor J A et al. "The Scientific Legacy of NASA's Operation IceBridge" *Rev. Geophys.* **59** e2020RG000712 (2021)
- van de Berg W J, van den Broeke M R, Reijmer C H, van Meijgaard E "Reassessment of the Antarctic surface mass balance using calibrated output of a regional atmospheric climate model" *J. Geophys. Res. Atmos.* **111** D11104 (2006)
- Mohajerani Y, Velicogna I, Rignot E "Evaluation of Regional Climate Models Using Regionally Optimized GRACE Mascons in the Amery and Getz Ice Shelves Basins, Antarctica" *Geophys. Res. Lett.* **46** 13883 (2019)
- Warner R C, Budd W K "Modelling the long-term response of the Antarctic ice sheet to global warming" *Ann. Glaciology* **27** 161 (1998)
- Holland D M, Nicholls K W, Basinski A "The Southern Ocean and its interaction with the Antarctic Ice Sheet" *Science* **367** 1326 (2020)
- Holland D M, Thomas R H, de Young B, Ribergaard M H, Lyberth B "Acceleration of Jakobshavn Isbræ triggered by warm subsurface ocean waters" *Nat. Geosci.* **1** 659 (2008)
- Rignot E, Fenty I, Menemenlis D, Xu Y "Spreading of warm ocean waters around Greenland as a possible cause for glacier acceleration" *Ann. Glaciology* **53** (60) 257 (2012)
- Jacobs S S, Jenkins A, Giulivi C F, Dutrieux P "Stronger ocean circulation and increased melting under Pine Island Glacier ice shelf" *Nat. Geosci.* **4** 519 (2011)
- Jacobs S S, Hellmer H H, Jenkins A "Antarctic Ice Sheet melting in the southeast Pacific" *Geophys. Res. Lett.* **23** 957 (1996)
- Holland D M, Jenkins A "Modeling thermodynamic ice-ocean interactions at the base of an ice shelf" *J. Phys. Oceanogr.* **29** 1787 (1999)
- Rignot E "Tidal motion, ice velocity and melt rate of Petermann Gletscher, Greenland, measured from radar interferometry" *J. Glaciology* **42** (142) 476 (1996)
- Rignot E "Fast Recession of a West Antarctic Glacier" *Science* **281** 549 (1998)
- Rignot E, Jacobs S S "Rapid Bottom Melting Widespread near Antarctic Ice Sheet Grounding Lines" *Science* **296** 2020 (2002)
- Siebert M, Alley R B, Rignot E, Englander J, Corell R "Twenty-first century sea-level rise could exceed IPCC projections for strong-warming futures" *One Earth* **3** 691 (2020)
- Spence P, Griffies S M, England M H, Hogg A M, Saenko O A, Jourdain N C "Rapid subsurface warming and circulation changes of Antarctic coastal waters by poleward shifting winds" *Geophys. Res. Lett.* **41** 4601 (2014)
- Abram N J, Mulvaney R, Vimeux F, Phipps S J, Turner J, England M H "Evolution of the Southern Annular Mode during the past millennium" *Nat. Clim. Change* **4** 564 (2014)
- Thompson D W J, Solomon S "Interpretation of Recent Southern Hemisphere Climate Change" *Science* **296** 895 (2002)
- Holland P R, Bracegirdle T J, Dutrieux P, Jenkins A, Steig E J "West Antarctic ice loss influenced by internal climate variability and anthropogenic forcing" *Nat. Geosci.* **12** 718 (2019)
- Hanna E, Fettweis X, Hall R J "Brief communication: Recent changes in summer greenland blocking captured by none of the cmip5 models" *Cryosphere* **12** 3287 (2018)
- Weertman J "Stability of the Junction of an Ice Sheet and an Ice Shelf" *J. Glaciology* **13** (67) 3 (1974)
- Meier M F, Post A "Fast tidewater glaciers" *J. Geophys. Res.* **92** (B9) 9051 (1987)
- Thomas R H "Force-perturbation analysis of recent thinning and acceleration of Jakobshavn Isbræ, Greenland" *J. Glaciology* **50** (168) 57 (2004)

51. Thomas R H, Bentley C R "A Model for Holocene Retreat of the West Antarctic Ice Sheet" *Quaternary Res.* **10** (2) 150 (1978)
52. Rignot E, An L, Chauche N, Morlighem M, Jeong S, Wood M et al. "Retreat of Humboldt Gletscher, North Greenland, Driven by Undercutting From a Warmer Ocean" *Geophys. Res. Lett.* **48** e2020GL091342 (2021)
53. An L, Rignot E, Wood M, Willis J K, Mouginot J, Khan S A "Ocean melting of the Zachariae Isstrom and Nioghalvfjærdsbrae Jorden glaciers, Northeast Greenland" *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* **118** (2) e2015483118 (2021)
54. Xu Y, Rignot E, Fenty I, Menemenlis D, Flexas M M "Subaqueous melting of Store Glacier, west Greenland from three-dimensional, high-resolution numerical modeling and ocean observations" *Geophys. Res. Lett.* **40** 4648 (2013)
55. Rignot E, Fenty I, Xu Y, Cai C, Kemp C "Undercutting of marine-terminating glaciers in West Greenland" *Geophys. Res. Lett.* **42** 5909 (2015)
56. Fried M J, Catania G A, Bartholomaeus T C, Duncan D, Davis M, Stearns L A et al. "Distributed subglacial discharge drives significant submarine melt at a Greenland tidewater glacier" *Geophys. Res. Lett.* **42** 9328 (2015)
57. Sutherland D A et al. "Direct observations of submarine melt and subsurface geometry at a tidewater glacier" *Science* **365** 369 (2019)
58. Begeman C B, Tulaczyk S, Padman L, King M, Siegfried M R, Hodgson T O, Fricker H A "Tidal Pressurization of the Ocean Cavity Near an Antarctic Ice Shelf Grounding Line" *J. Geophys. Res. Oceans* **125** e2019JC015562 (2020)
59. Seroussi H et al. "ISMIP6 Antarctica: a multi-model ensemble of the Antarctic ice sheet evolution over the 21st century" *Cryosphere* **14** 3033 (2020)
60. Goelzer H et al. "The future sea-level contribution of the Greenland ice sheet: a multi-model ensemble study of ISMIP6" *Cryosphere* **14** 3071 (2020)
61. DeConto R M, Pollard D, Alley R B, Velicogna I, Gasson E, Gomez N et al. "The Paris Climate Agreement and future sea-level rise from Antarctica" *Nature* **593** 83 (2021)
62. Slater T, Hogg A E, Mottram R "Ice-sheet losses track high-end sea-level rise projections" *Nat. Clim. Change* **10** 879 (2020)
63. Goyal R, Gupta A S, Jucker M, England M H "Historical and Projected Changes in the Southern Hemisphere Surface Westerlies" *Geophys. Res. Lett.* **48** e2020GL090849 (2021)
64. An L, Rignot E, Elieff S, Morlighem M, Millan R, Mouginot J et al. "Bed elevation of Jakobshavn Isbr?, West Greenland, from high-resolution airborne gravity and other data" *Geophys. Res. Lett.* **44** (8) 3728 (2017)
65. Morlighem M, Rignot E, Binder T, Blankenship D, Drews R, Eagles G et al. "Deep glacial troughs and stabilizing ridges unveiled beneath the margins of the Antarctic ice sheet" *Nat. Geosci.* **13** (2) 132 (2020)
66. Morlighem M, Williams C N, Rignot E, An L, Arndt J E, Bamber J L et al. "BedMachine v3: Complete Bed Topography and Ocean Bathymetry Mapping of Greenland From Multibeam Echo Sounding Combined With Mass Conservation" *Geophys. Res. Lett.* **44** (21) 11051 (2017)
67. Münchow A, Padman L, Washam P, Nicholls K W "The Ice Shelf of Petermann Gletscher, North Greenland, and Its Connection to the Arctic and Atlantic Oceans" *Oceanography* **29** (4) 84 (2016)
68. Favier L, Durand G, Cornford S L, Gudmundsson G H, Gagliardini O, Gillet-Chaulet F et al. "Retreat of Pine Island Glacier controlled by marine ice-sheet instability" *Nat. Clim. Change* **4** (2) 117 (2014)
69. Joughin I, Smith B E, Medley B "Marine Ice Sheet Collapse Potentially Under Way for the Thwaites Glacier Basin, West Antarctica" *Science* **344** 735 (2014)
70. Rignot E, Mouginot J, Morlighem M, Seroussi H, Scheuchl B "Widespread, rapid grounding line retreat of Pine Island, Thwaites, Smith, and Kohler glaciers, West Antarctica, from 1992 to 2011" *Geophys. Res. Lett.* **41** 3502 (2014)
71. Li X, Rignot E, Morlighem M, Mouginot J, Scheuchl B "Grounding line retreat of Totten Glacier, East Antarctica, 1996 to 2013" *Geophys. Res. Lett.* **42** 8049 (2015)
72. Brancato V, Rignot E, Milillo P, Morlighem M, Mouginot J, An L, et al. "Grounding Line Retreat of Denman Glacier, East Antarctica, Measured With COSMO-SkyMed Radar Interferometry Data" *Geophys. Res. Lett.* **47** (7) e2019GL086291 (2020)
73. Rignot E, Mouginot J, Scheuchl B, van den Broeke M, van Wessem M J, Morlighem M "Four decades of Antarctic Ice Sheet mass balance from 1979 to 2017" *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* **116** (4) 1095 (2019)
74. Smith B, Fricker H A, Gardner A S, Medley B, Nilsson J, Paolo F et al. "Pervasive ice sheet mass loss reflects competing ocean and atmosphere processes" *Science* **368** 1239 (2020)
75. Rintoul S R, Silvano A, Peña-Molino B, van Wijk E, Rosenberg M, Greenbaum J S, Blakenship D D "Ocean heat drives rapid basal melt of the Totten Ice Shelf" *Sci. Adv.* **2** e1601610 (2016)
76. Hellmer H H, Kauker F, Timmermann R, Determann J, Rae J "Twenty-first-century warming of a large Antarctic ice-shelf cavity by a redirected coastal current" *Nature* **485** (7397) 225 (2012)
77. Christianson K et al. "Sensitivity of Pine Island Glacier to observed ocean forcing" *Geophys. Res. Lett.* **43** 10817 (2016)
78. Dutton A, Lambeck K "Ice Volume and Sea Level During the Last Interglacial" *Science* **337** 216 (2012); Sutherland D A et al. "Direct observations of submarine melt and subsurface geometry at a tidewater glacier" *Science* **365** 369 (2019)
79. Kopp R E, Gilmore E A, Little C M, Lorenzo-Trueba J, Ramenzoni V C, Sweet W V "Usable Science for Managing the Risks of Sea-Level Rise" *Earth's Future* **7** 1235 (2019)
80. Yu H, Rignot E, Seroussi H, Morlighem M "Retreat of Thwaites Glacier, West Antarctica, over the next 100 years using various ice flow models, ice shelf melt scenarios and basal friction laws" *Cryosphere* **12** 3861 (2018)

### Sea level rise from melting glaciers and ice sheets caused by climate warming above pre-industrial levels

**E. Rignot**

*University of California Irvine, Dept. Earth System Science, Irvine, CA 92697, USA*

*Jet Propulsion Laboratory/Caltech, Pasadena, CA 91109, USA*

*University of California Irvine, Dept. Civil and Environmental Engineering, Irvine, CA 92697, USA*

*E-mail: erignot@uci.edu*

The ice sheets in Greenland and Antarctica, combined with glaciers and ice caps around the world, are contributing faster and sooner than expected to global sea level rise. Half a century of observations, physical models, and paleoclimate records suggest that sea level rise will exceed 1 meter this century, but more extreme rates of sea level rise can not be ruled out. I review the current state of knowledge on ice sheet and glacier mass balance, its driving physical mechanisms, their impacts on future sea level rise, and whether the most vulnerable sectors of Antarctica and Greenland have passed, or will soon pass, a point of no return. In several sectors of Greenland and Antarctica, I conclude that multi-meter sea level rise is inevitable, but the rate of sea level rise will depend on how urgently we keep climate warming under control and subsequently bring the climate system back toward pre-industrial levels. To reduce the uncertainties of projecting rapid rates of sea level rise in the coming century, significant research investments will be required, orders of magnitude lower than the cost of adapting to sea level rise, to obtain critical observations and develop more reliable atmosphere-ocean-ice coupled models.

**Keywords:** climate change, ice sheets, glaciers, sea level, tipping points, instability, impacts

PACS numbers: 92.40.Vg, 92.70.Jw, 92.70.Mn

Bibliography — 80 references

*Uspekhi Fizicheskikh Nauk* **192** (11) 1203–1213 (2022)

DOI: <https://doi.org/10.3367/UFNr.2021.11.039106>

*Received 15 October 2021*

*Physics – Uspekhi* **65** (11) (2022)

DOI: <https://doi.org/10.3367/UFNe.2021.11.039106>