

Р. Б. Крапивнер

**«ПРАВИЛО СЛОНА» И «ПРИНЦИП ВЕРХОГЛЯДСТВА»
В ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ**

Обсуждение проблемы и некоторые альтернативы

Часть I

**Физические свойства глетчерного льда и ограничения, которые
они накладывают на его геологическую деятельность**

Р. Б. Кративнер

«ПРАВИЛО СЛОНА»
И «ПРИНЦИП ВЕРХОГЛЯДСТВА»
В ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ

ОБСУЖДЕНИЕ ПРОБЛЕМЫ
И НЕКОТОРЫЕ АЛЬТЕРНАТИВЫ

Часть 1

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГЛЕТЧЕРНОГО ЛЬДА
И ОГРАНИЧЕНИЯ,
КОТОРЫЕ ОНИ НАКЛАДЫВАЮТ
НА ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКУЮ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ



ПОЛИТЕХ-ПРЕСС

Санкт-Петербургский
политехнический университет
Петра Великого

Санкт-Петербург

2023

УДК 551.79:551.324:551.322:53

ББК 26:26.222.8

К78

Рецензенты:

Доктор географических наук,
ведущий научный сотрудник отдела географии полярных стран
Арктического и антарктического научно-исследовательского института
Д. Ю. Большианов

Кандидат геолого-минералогических наук, заместитель генерального директора,
заведующий отделом геологического картирования
Всероссийского научно-исследовательского института геологии
и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И. С. Грамберга
Е. А. Гусев

Крапивнер Р. Б. «Правило слона» и «принцип верхоглядства» в четвертичной геологии. Обсуждение проблемы и некоторые альтернативы. В 3 ч. Ч. 1. Физические свойства глетчерного льда и ограничения, которые они накладывают на его геологическую деятельность / Р. Б. Крапивнер. – СПб. : ПОЛИТЕХ-ПРЕСС, 2023. – 70 с.

Рудольф Борисович Крапивнер – доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник АО «ГИДЕК». В своей публикации он анализирует основные положения учебного пособия «Четвертичная геология суши» (В. И. Астахов, 2020). Показано, что многие выводы автора противоречат данным современной теоретической гляциологии и базируются на ошибочном понимании термина «механическое напряжение». Выполнены некоторые альтернативные интерпретации приводимых В. И. Астаховым фактов.

krapivner@inbox.ru

Корректор *А. А. Миндрик*

ISBN 978-5-7422-8184-9 (ч. 1)

ISBN 978-5-7422-8176-4

© Крапивнер Р. Б., 2023

© Санкт-Петербургский политехнический университет Петра Великого, 2023

СОДЕРЖАНИЕ

Часть I. Физические свойства глетчерного льда и ограничения, которые они накладывают на его геологическую деятельность

<i>Введение</i>	5
1. К истории развития ледниковой теории и гляциологии	8
2. Свойства глетчерного льда, причины и типы его движения	12
2.1. О физическом содержании термина «механическое напряжение» .	12
2.2. Роль наклона поверхности глетчерного льда в механизме его движения	14
2.3. Свойства глетчерного льда	16
2.4. Критика представлений о движении ледника по плоскостям внутренних надвигов и путем глыбового скольжения	22
3. Гляциотектоника, гляциоэвстазия и гляциоизостазия или тектоника земной коры?	29
3.1. О тангенциальной гляциотектонике В. И. Астахова	29
3.2. Природа последней планетарной трансгрессии Мирового океана	31
3.3. Радиальная гляциотектоника В. И. Астахова и современные представления о гляциоизостазии в геологической науке	38
3.4. О результатах исследований гляциоизостазии на Кольском полуострове	43
3.5. О проявлениях дифференцированных вертикальных движений земной коры в «поздне- и послеледниковое» время в пределах Северо-Восточной возвышенности Баренцевоморского шельфа .	52
3.6. О других проявлениях радиальной гляциотектоники	54
4. Физический механизм формирования ледниковых отложений ...	57
4.1. О термине «диамиктон»	57
4.2. Основная морена	58
4.3. Абляционная морена	60
4.4. Краевые морены	61
5. Ледниковая эрозия и некоторые общие выводы	62
<i>Список литературы</i>	65

ВВЕДЕНИЕ

В 2020 году вышла в свет монография «Четвертичная геология суши», которую ее автор, профессор Санкт-Петербургского университета В. И. Астахов позиционирует как учебное пособие для магистрантов, аспирантов и молодых специалистов, связанных с полевым изучением приповерхностных пород. Она написана общедоступным языком, по стилю изложения напоминая научно-популярную литературу и для лучшего понимания текста обильно иллюстрирована (277 рисунков, 10 таблиц). Монография состоит из предисловия (с. 3, 4) и трех глав: 1. «Общее понятие о четвертичной геологии» (с. 5–37), 2. «Главные генетические типы четвертичных отложений» (с. 38–220) и 3. «Историко-геологические результаты» (с. 221–417). В последующем изложении используется аббревиатура книги (ЧГС), а в ссылках указываются только номера страниц.

Принципы и методика изучения четвертичных (исключительно осадочных) отложений рассматриваются в последней главе. Приведен достаточно полный перечень видов лабораторных исследований, кратко проанализированы физические основы и разрешающая способность палеомагнитного, кислородно-изотопного и разных видов геохронометрического анализов. В составе полевых исследований главными считаются структурно-геологический и седиментологический методы, которые «закключаются в выделении, описании и **измерении** (выделено мной – *Р. К.*) элементов залегания геологических тел, их контактов» (с. 224). По отношению к проблеме генезиса отложений показательны следующие замечания автора. «Степень приближения к генетической истине прямо связана с размерностью изучаемых объектов... Чем крупнее наблюдаемые части геологической формации, тем быстрее и увереннее заключение о его природе... Это явление, известное в фотогеологии как принцип обзорности, можно назвать «правилом слона»: для опознавания крупного животного и отделения его от других похожих требуется увидеть крупную деталь вроде хобота, или лучше профиль целого зверя, после чего анализы ДНК или другие лабораторные ухищрения для уточнения его вида становятся излишними» (с. 223, 224). «Увлечение аналитическими методами в региональной геологии обычно мало оправдано, что следует из упоминавшегося «правила слона». Обозревая на карте, аэрофотоснимке или в натуре с больших высот объект во всей его природной целостности, например, полосу аллювия в долине реки или дугу краевой морены, мы отбрасываем многочисленные возмож-

ности трактовки его происхождения, оставляя только самоочевидные определения» (с. 228). Можно посоветовать автору добавить к «правилу слона» еще и «принцип верхоглядства». Свой скепсис по отношению к использованию лабораторных методов определения генезиса слоев автор ЧГС объясняет сложностью выделения автохтонных компонентов, вследствие чего истолкование аналитических данных никогда не бывает однозначным, хотя геологи нередко воспринимают их как объективную и безгрешную информацию» (с. 227). Этот вывод относится и к определениям видов макро- и микробиоты, которые «дают мало информации при первичном расчленении осадочных образований и определении их генезиса» (с. 231). «Чем оно (геологическое тело – *P. K.*) больше, тем меньше шансов, что сигнал о его происхождении содержится в мелких деталях типа микроскопической органики» (с. 231).

Подобный подход к решению сложных проблем демонстрировали герои Грибоедова: «...Есть проект насчет лицеев, школ, гимназий; там будут лишь учить по-нашему: раз, два; а книги сохранят так: для больших оказий» (Скалозуб).

Конечно, образцы для лабораторных анализов следует отбирать для проверки рабочей гипотезы о генезисе и стратиграфической позиции отложений, сложившейся в результате полевых наблюдений, но «экономия» времени и расходов на эти анализы, руководствуясь «правилом слона» и «принципом верхоглядства» – проявление крайнего субъективизма. Пропагандируемые В. И. Астаховым принципы изучения четвертичных отложений положены в основу его деятельности и как практикующего геолога, и как автора многочисленных публикаций, в том числе ЧГС.

В книге рассматриваются четвертичные отложения суши Северного полушария от мыса Дежнева на востоке до тихоокеанского побережья США и Канады на западе с экскурсами в материковое оледенение Антарктиды. К сожалению, эффект широты охвата анализируемой проблемы нивелируется весьма поверхностным анализом фактического материала, на котором базируется решение разных ее аспектов. Так, фотографии демонстрируют лишь фрагменты разрезов без сведений об ориентировке «экзарационных» контактов, дислоцированных слоев, границ «ледниковых отторженцев» и т. п. И, хотя автор продекларировал необходимость измерения элементов залегания геологических тел и их контактов (см. выше), на фотографиях дислоцированных четвертичных отложений, экспонированных в посещавшихся им обнажениях, *нет ни одного замера пространственной ориентировки элементов геологической структуры горным компасом*. Впрочем, их нет и на фотографиях, приведенных по литературным данным. *Возникает такое ощущение, что горный компас не входит в состав инструментария, необходимого геологу для полевого изучения четвертичных отложений*. В тексте книги нет ни одной иллюстрации естественного или техногенного обнажения четвертичных отложений, на которой условия залегания

слоев показаны в нормальном (1 : 1) соотношении вертикального и горизонтального масштабов изображения. Вертикальный масштаб геологических разрезов, составленных по буровым данным, превышает горизонтальный в десятки и сотни раз, поскольку расстояние между скважинами, как правило, превышает мощность четвертичных отложений в таком же соотношении. Подобные разрезы, поэтому, отображают лишь представления составителей о геологическом строении четвертичного покрова местности, которую эти разрезы пересекают, а не реальные соотношения между слоями, вскрытыми бурением. В. И. Астахов использует их как материальное свидетельство того, что четвертичные отложения служат геологическим свидетельством ледникового периода с частыми глобальными колебаниями климата, приводившими к чередованию ледниковых и межледниковых эпох. На с. 98 и 99 читатель узнает, что четвертичный период – это время развития огромных ледников как на суше, так и в морях, и что «сердцем науки о четвертичном периоде является великая ледниковая теория». Последующее изложение посвящено критике этого постулата.

1. К ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ЛЕДНИКОВОЙ ТЕОРИИ И ГЛЯЦИОЛОГИИ

История зарождения и после непродолжительной дискуссии практически всеобщего признания ледниковой теории освещена бегло. Ее, как пишет В. И. Астахов, «стремительное торжество» произошло в 1870-х годах и связано с выходом в свет книги шотландца Дж. Гейки «The Great Ice Age (1874) и с докладом шведского геолога Тореля в Берлине (1875), а в России – с докладом в Русском географическом обществе и книгой П. А. Кропоткина (1874, 1876), после чего дрейфовая гипотеза Лайеля стала «историческим воспоминанием». Она возродилась только в Советском Союзе в 1950–1960-х годах, в условиях отсутствия систематического образования в области четвертичной геологии, и до сих пор проповедуется в некоторых государственных учреждениях» (с. 100). Это заявление, мягко выражаясь, не вполне справедливо, так как в России и Советском Союзе ледниковая теория никогда не была общепризнанной [Великоцкий, 2016; Крапивнер, 2018], а возрождение дрейфовой гипотезы в 50–60-е годы прошлого века было обусловлено активизацией картировочных, геологоразведочных и инженерно-геологических работ в Тимано-Печорской провинции и на севере Западной Сибири в связи с поисками месторождений углеводородного сырья и проектом переброски стока северных рек на юг. Результаты маршрутных и аэрофотогеологических исследований обширных площадей, рельеф которых не преобразован хозяйственной деятельностью, в условиях хорошей обнаженности территории и привели ряд специалистов к выводу об отсутствии плейстоценовых покровных оледенений на значительной части Российского Севера. Эти специалисты защищали диссертации по специальности «Четвертичная геология». Их работу осложняло не отсутствие систематического образования, а существенная ограниченность сведений о составе, строении и биоте четвертичных отложений современных северных и арктических морей. К тому же методы тектонофизического анализа деформационных структур, с помощью которых позднее была обоснована альтернатива феноменологическим представлениям о гляциодислокациях и ледниковых отторженцах, только начали обсуждаться в литературе [Гзовский, 1963; Anderson, 1951; Sandford, 1959; Chinnery, 1966a, b]. Международная рабочая группа по Проекту «Четвертичные оледенения Северного полушария» посетила в 1978 году север Западной Сибири и не нашла там следов морских обстановок, что, как утверждает автор ЧГС «заключило дискуссии по этой теме в научной литературе» (с. 347).

В. И. Астахов не рассматривает общее состояние науки и, что особенно важно, гляциологии в период зарождения и развития ледниковой теории. Здесь уместно привести некоторые сведения по этому поводу. Основателем научной гляциологии считают швейцарского геолога О. Б. Соссюра автора трехтомника «Путешествие в Альпах» (1779–1796). Первый этап развития гляциологии охватил XIX и начало XX века, то есть он начался одновременно с зарождением геологической ледниковой теории и продолжался несколько

десятилетий после ее торжества. На этом этапе изучались формы горного оледенения, а с 1882–1883 годов (Первый международный полярный год) – ледники Арктики и Антарктики. Результаты исследований носили описательный характер [Войтковский, 1999], то есть причинно-следственные связи выяснялись на феноменологическом уровне. Коренное изменение состояния теоретической гляциологии произошло в середине XX века, что зафиксировано в высказываниях некоторых ведущих специалистов. «В последние годы удалось проникнуть в суть ледниковых процессов, познать физику этого природного явления. Гляциология XIX и начала XX века – наука географического профиля, современная гляциология – это прежде всего отрасль геофизики» [Котляков, 1966, с. 97]. «Должное понимание механизма течения льда в ледниках было достигнуто лишь к середине XX века» [Патерсон, 1972, с. 10]. К этому времени геологическая ледниковая теория уже многие десятилетия функционировала как успешное учение, «предсказавшее» существование гигантских ледниковых покровов Гренландии и Антарктиды, а также гляциоизостатическое поднятие Канадского и Балтийского кристаллических щитов, гляциоэвстатические колебания уровня Мирового океана и существенные глобальные изменения климата в четвертичное время. В научной и практической деятельности обособилась активная когорта специалистов, объясняющих особенности рельефа, состава и строения четвертичного осадочного покрова равнин умеренных и высоких широт на феноменологическом уровне с учетом также феноменологических наблюдений гляциологов (см. выше). На западе их иногда называют гляциогеологами и так для краткости они будут именоваться далее. Большинство гляциогеологов не считает нужным знакомиться с физической природой геологической деятельности ледников, но некоторые сотрудники НИИ подкрепляют свою интерпретацию полевых наблюдений и теоретические выводы ссылками на работы профессиональных гляциологов, из которых наиболее значимой является монография известного советского ученого П. А. Шумского «Основы структурного ледоведения», опубликованной в 1955 году. Ниже приводятся некоторые критические замечания в адрес той части этой монументальной работы, которая касается геологической деятельности ледников. В разделах, посвященных природе движения глетчерных льдов, узловой, по мнению Шумского, проблеме гляциологии, он приводил аргументы против набравших популярность новых физически обоснованных представлений, ставших впоследствии основой современной теоретической гляциологии. П. А. Шумский называл эти представления теорией вязкого течения льда и отстаивал вывод о ее преимущественно пластической природе, не принимая во внимание тот факт, что новая теория анализировала только механизм медленного крипа глетчерного льда без учета скольжения подошвы ледника по поверхности его ложа и создавалась для ледников, латеральные размеры которых многократно превышают их мощность [Nau, 1952]. Приведу утверждение популярного ученого, которое вряд ли может быть принято современным профессиональным гляциологом, но, тем не менее, широко используется на практике (обычно, по умолчанию) современными гляциогеологами. «Остальная (не превысившая предел упругости – *P. K.*) часть продольного напряжения передается нормально, как в твердых телах, так, что каждый данный участок ледника толкает расположенные впереди

или тянет за собой расположенные позади участки, находящиеся в условиях иной скорости пластического течения... Такой дополнительный импульс лишь частично может вызвать ускорение ламинарного течения, а в основном вызывает скольжение по ложу» [Шумский, 1955, с. 336]. Другое ошибочное, как будет показано далее по тексту, высказывание этого автора принято не только гляциогеологами, но и многими гляциологами: «Основным первичным механизмом движения ледников является пластическое течение. Но единственным типом движения оно остается только в истоках ледника. Несвершенство текучести льда, отличающее его от текучести жидкости, в процессе течения порождает движение глыбового типа – глыбовое скольжение по ложу, переходящее отчасти (вследствие малой прочности льда) в скольжение серии пластин по внутренним плоскостям разрывов» [Шумский, 1955, с. 337]. Фрагментарно оба эти утверждения были повторены автором учения о генетических типах континентальных осадочных образований профессором Е. В. Шанцером: «Несмотря на свою значительную пластичность, лед сохраняет свойства твердого тела, и поэтому горизонтальные напряжения передаются в его толще на большие расстояния, суммируясь на протяжении больших отрезков пути и создавая возможность крайне интенсивного напора ледяных масс на преграждающие их движение препятствия» [Шанцер, 1966, с. 214]. На выводах о геологической деятельности ледников, изложенных в монографии Шумского, базируются основные положения докторской диссертации ученика Шанцера нынешнего председателя комиссии по изучению четвертичного периода РАН Ю. А. Лаврушина [Лаврушин, 1976]. Ссылки на эту монографию придают академический вес ошибочным положениям авторов методического пособия по изучению ледниковых образований при геологической съемке [Каплянская, Тарноградский, 1993], попыткам создать общую теорию гляциотектоники [Левков, 1980] и т. п.

Даже после того, как была установлена физическая причина движения глетчерного льда, большинство профессиональных гляциологов не сомневаются в существовании великих покровных оледенений недавнего геологического прошлого (инерция мышления). Некоторые из них пытаются подвести под эти представления теоретическую базу, что вызывает внутреннюю дискуссию, так как далеко не все аспекты геологической деятельности ледников решаются современной теоретической гляциологией однозначно [Крапивнер, 2018]. Отдельные авторы даже предлагают использовать сведения, полученные гляциогеологами при изучении отложений постулируемых плейстоценовых оледенений, для выяснения механизма воздействия, оказываемого на свое ложе современными ледниками. Так, по мнению И. М. Уилланса, гляциогеологи могли бы на примерах плейстоценовых тиллов помочь гляциологам в понимании современных процессов, происходящих в подошве движущегося ледника, а Дж. Болтон заявил, что для изучения современных процессов на разделе ледник/ложе из-за его труднодоступности необходимы детальные исследования ныне экспонированных поверхностей ложа плейстоценовых ледников [General..., 1979, pp. 382, 387]. Несмотря на то, что такой подход переворачивает принцип актуализма с ног на голову, он поддерживается рядом современных гляциологов. Приведу характерное высказывание: «Геоморфологическая и седиментологическая запись, созданная ледниковыми

потоками прошлого, намного более доступна, чем подледниковые площади современных ледниковых потоков, и в таком качестве экспонированные ложа прошлых ледниковых потоков составляют важную часть нашего понимания современных базальных процессов» [Hogan et al.,2010, p. 1].

Таким образом, утверждение В. И. Астахова о том, что «ледниковая теория в современном виде базируется на мощном физико-геологическом фундаменте из многочисленных работ гляциологов» (с. 100), можно считать не соответствующей действительности рекламой. Одним из авторов, сформировавших упомянутый «мощный фундамент», был назван известный гляциолог У. С. Б. Патерсон, в книге которого подчеркивался факт весьма позднего достижения теоретической гляциологией должного понимания причины и физического механизма движения глетчерного льда (см. выше). К сожалению, такого понимания автор ЧГС не достиг до сих пор, что он убедительно продемонстрировал в подразделах 2.6.2 «Свойства льда и причины его движения» и 2.6.3 «Типы ледников и формы их течения» (с. 100–111).

2. СВОЙСТВА ГЛЕТЧЕРНОГО ЛЬДА, ПРИЧИНЫ И ТИПЫ ЕГО ДВИЖЕНИЯ

Как одну из основ ледниковой теории В. И. Астахов излагает устаревшие представления о закономерностях распространения современных ледников. В соответствии с ними в районах горного оледенения область аккумуляции осадков отделена от области абляции снеговой линией, на уровне которой зимний приход снега и его летний расход уравновешены (с. 102). Выяснилось, однако, что почти все горные ледники лежат гораздо ниже снеговой линии. В Арктике эта разница достигает 200–300 м, в горах Восточной Сибири – 500–600 м, на Алтае – 700–800 м, на Кавказе и Тянь-Шане – 1300 м, на Камчатке – 1650 м. Причина этого явления не климатическая, а орографическая и заключается в ветровом переносе огромных масс снега в подходящие для их сохранения западины склонового рельефа [Котляков, 1966, с. 98, 99]. Таким образом, большие массы глетчерного льда в горах накапливаются только на пологих поверхностях, что затрудняет или исключает возможность глыбового скольжения, которому придавал большое значение П. А. Шумский [Шумский, 1955].

2.1. О физическом содержании термина «механическое напряжение»

«Общее невежество геологов в вопросах, касающихся ледников» [Д. Имбри, К. П. Имбри, 1988, с. 45] авторами этого утверждения относилось ко времени становления ледниковой теории, когда гляциология как наука находилась еще в младенческом состоянии. Наиболее ярко оно проявилось в представлениях о причине движения ледников и его механизме. К сожалению, это невежество сохранилось до наших дней, вследствие чего «великая ледниковая теория» (с. 99) стала противоречить базовым положениям современной теоретической гляциологии, что было проиллюстрировано цитатами из работ Е. В. Шанцера, Ю. А. Лаврушина, Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградского – ведущих отечественных специалистов по четвертичной геологии. В работе, содержащей эти цитаты [Крапивнер, 2018], показано также, что в основе умозрительных представлений гляциологов лежит ошибочная трактовка понятия «механическое напряжение». Это убедительно подтвердил В. И. Астахов: в тексте ЧГС часто встречаются термины «боковое» («тангенциальное») или «радиальное» напряжение, причем первое понимается как направленное горизонтально, а второе – вертикально.

В физике взаимодействие разных факторов, влияющих на состояние материальной среды, определяется математическим термином «тензор», частными вариантами которого являются скаляр и вектор. Классификационным признаком (рангом) тензора служит количество независимых факторов n ,

тогда как общее их число определяется величиной 3^n . Так, скаляр–тензор нулевого ранга ($n = 0$), тогда как вектор–тензор первого ($n = 1$) ранга с общим количеством факторов 3, из которых лишь один (направление) независимый, а два остальных – адреса координат пространственного положения точек его (вектора) начала и конца в избранной прямоугольной системе координат. Механическое напряжение всегда относится к точке массива, находящегося под силовым воздействием (Р на рис. 1). В произвольно проведенной через эту точку плоскости ΔA , обладающей бесконечно малой площадью, напряжение S (отношение силы F к площади ΔA) распадается на нормальную по отношению к ней и касательную (тангенциальную) векторные составляющие. Первую принято обозначать символом σ , вторую – τ . Поскольку действие равно противодействию (третий закон Ньютона) сила F уравновешена силой F_1 , действующей на плоскость ΔA снизу, вследствие чего фактор τ состоит из двух компонент («действий»): непосредственно над и под этой плоскостью материал напряженного тела перемещается в прямо противоположных направлениях. Тензор S симметричен, так как модули вектора τ над и под плоскостью ΔA одинаковы. Таким образом, механическое напряжение имеет только два независимых фактора (σ , τ) и с учетом упомянутой симметрии представляет собой симметричный тензор 2-го ранга, характеризующийся девятью (3^2) компонентами.

При любой пространственной ориентировке тензоры имеют одно и то же значение (модуль), но величины их компонент σ_i и τ_i зависят от выбора системы координат [Ферхуген и др., 1974, часть 1]. В прямоугольной системе координат с осями x , y и z симметричный тензор напряжений второго ранга можно записать в виде матрицы, состоящей из девяти компонент:

$$\begin{matrix} \sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{xy} & \sigma_y & \tau_{yz} \\ \tau_{xz} & \tau_{yz} & \sigma_z \end{matrix}$$

где первая буква индекса при факторе τ обозначает координатную ось, вдоль которой происходит смещение, а вторая – ось по направлению к которой оно происходит. С учетом того, что $\tau = 0$ при $\theta = 0^\circ$ и 90° (рис. 1) матрицу подобного тензора, подобрав необходимую замену координат, можно привести к виду:

$$\begin{matrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3, \end{matrix}$$

где $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$. Следовательно, для любого состояния напряжений в произвольной точке тела, испытывающего силовое воздействие, имеются три взаимно перпендикулярные

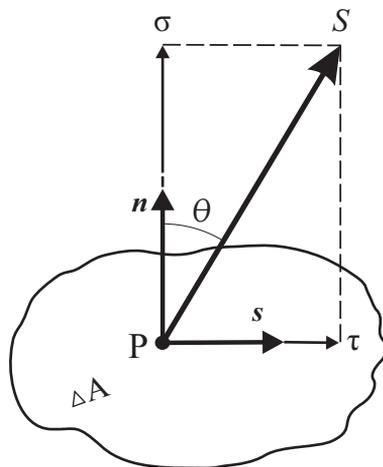


Рис. 1. Вектор напряжений S , разложенный на нормальную (σ) и касательную (τ) составляющие [Ферхуген и др., 1974, часть 2].

плоскости, в которых касательные напряжения отсутствуют, а нормальные приобретают максимальное, промежуточное и минимальное значения, так как совпадают с направлением соответствующих единичных нормальных векторов (n на рис. 1). Они называются главными нормальными напряжениями [Ферхуген и др., 1974, часть 2]. Поскольку положение оси z в подобранной системе координат совсем не обязательно является вертикальным, тангенциальные (касательные) напряжения не являются синонимом горизонтальных, а «радиальные» – вертикальных, как это декларируется автором ЧГС.

Длительно действующее постоянное напряжение, не достигшее предела прочности напряженного тела, постепенно уменьшается во времени (релаксирует). Важным физическим параметром материала является период релаксации напряжений t_r – время, за которое оно уменьшается в e раз, где e – основание натуральных логарифмов. Релаксация происходит за счет медленной деформации (ползучести) напряженного материала на свободную поверхность напряженного тела. В земной коре таковой является поверхность суши, дно морей и океанов. *В ледниковых щитах и куполах свободна не только их верхняя, но также и боковая поверхность по периметру ледника, на которую и релаксирует напряжение, обусловленное вертикальной силой веса глетчерного льда. Его феноменологическим выражением служит медленное латеральное расползание ледникового щита или купола.*

2.2. Роль наклона поверхности глетчерного льда в механизме его движения

Следующее назидание автора пособия молодым специалистам и магистрантам, призвано утвердить в их головах основополагающее, но в корне противоречащее современной теоретической гляциологии представление о причинах движения глетчерного льда. «Необходимо твердо усвоить: сдвиговые напряжения на дне ледника и, следовательно, его движение по латерали обеспечивается наклоном поверхности льда, зависящим не от уклона скального ложа, а от баланса масс в леднике, то есть от климата» (с. 102). На этой же странице В. И. Астахов утверждает, что боковое напряжение, осложняющее всестороннее давление ледника на ложе, особенно велико у концов ледника, где его поверхность образует заметный уклон. «Чем круче наклонена поверхность ледника, тем сильнее боковое напряжение в его подошве. Это выражается формулой Ная $\sigma = \rho \cdot g \cdot h \cdot \sin \alpha$ ». На самом деле, Най объяснял закономерность, выраженную упомянутой В. И. Астаховым формулой, тем, что: «Скорость прироста льда в области питания медленнее скорости его расходования на испарение и таяние, иначе изменение h могло бы определяться климатическими факторами» [Nye, 1952, p. 529], за которые ратует автор ЧГС. Объяснение Дж. Ная в современной теоретической гляциологии является общепринятым, в связи с чем основным источником информации о механике ледников считаются наблюдения на их поверхности [Красс, 1983, с. 60]. Принципиальное значение имеет следующее высказывание Дж. Ная: «*Ледники гор, а также ледниковые щиты, подобные таковым*

эпохи плейстоцена и покрывающие сейчас Гренландию и Антарктический континент, находятся в состоянии квазистационарного равновесия, в котором тенденция льда растекаться латерально и течь вниз под собственным весом точно уравнивается внутренней сдвиговой силой, обусловленной сопротивлением скалистого ложа. Оценивая величину этой силы, можно сделать приблизительный расчет мощности льда» [Нуе, 1952, р. 529]. Из последнего предложения следует, что состояние квазистационарного равновесия было достигнуто за длительное время, на протяжении которого *мощность ледника стала функцией сопротивления его движению, а не климата.*

Для пластины льда большой протяженности и одинаковой мощности h , находящейся на плоском ложе, наклоненном к горизонту под углом α , сила сопротивления ложа движению ледника *при отсутствии донного скольжения* уравнивается компонентой ее веса, параллельной этому наклону:

$$\tau_b = \rho \cdot g \cdot h \cdot \sin\alpha, \quad (1)$$

где τ_b – базальное сдвиговое напряжение в леднике, ρ и g соответственно – плотность льда и гравитационное ускорение, h – мощность ледника, α – наклон его поверхности и поверхности ложа.

Таким образом, компонента силы тяжести параллельная наклону ложа ледника ($\rho \cdot g \cdot h \cdot \sin\alpha$) является не причиной, а следствием (функцией) его движения и возникает из-за необходимости нейтрализации сопротивления этому движению, причиной которого, как и в ледниках покровного типа, служит вертикальная сила веса. Отсюда следует, что деление ледников (с. 102) на ледники стока (горно-долинные) и растекания (ледниковые щиты) не имеет физического смысла: и те, и другие являются ледниками растекания. Компонента течения вверх по склону в горных ледниках отсутствует только потому, что их мощность гораздо меньше высоты гор, если же ложе ледникового щита горизонтально, его поверхность должна приобрести наклон, необходимый для преодоления сопротивления растеканию. Проблема заключается в ошибочном объяснении природы этого наклона. В соответствии с формулой (1) угол α и мощность глетчерного льда h связаны обратной пропорциональностью, вследствие чего ледниковые щиты и купола имеют выпуклую в поперечном сечении форму. «Вследствие физических законов движения льда высота поверхности ледника (Антарктического – Р. К.) увеличивается по направлению к центру материка вначале очень быстро, а затем медленнее» [Котляков, 1966, с. 137]. На окраинах ледника за пределами области питания наклон поверхности льда (угол α) увеличивается быстрее, так как уменьшение h за счет движения даже частично не компенсируется климатически.

Автор ЧГС сравнивает движение ледника с движением воды: чтобы образовался ее поток, необходим градиент давления. В реке или ручье он обеспечивается уклоном поверхности их ложа, а в случае с подземной водой возникает из-за разности давлений вышележащих пород на водоносный пласт (с. 101). Последнее неверно, так как водоносный пласт является двухфазной средой, в которой вода обладает самостоятельным давлением, обусловленным региональными геологическими и гидрогеологическими условиями, а литостатическое давление передается лишь на вмещающие породы. В том случае, если поровые или трещинные воды обладают гидравлическим напором,

эффективное давление в двухфазной среде определяется разностью между литостатическим и гидравлическим давлением.

Следующее утверждение ошибочно независимо от ошибочности исходного тезиса. В соответствии с ним основная часть воздействия льда на ложе осуществляется в форме обычного гидростатического давления, то есть веса (ρgh), а его горизонтальный градиент продуцируется климатически обусловленной разницей значения h в разных частях ледника. Как только этот градиент начинает превышать сдвиговую прочность льда (0,5–1,5 бар), он обнаруживает следы ламинарного течения (с. 101). Здесь В. И. Астахов не только ошибается, но и противоречит сам себе, так как двумя страницами ниже мы читаем, что «лед не обладает длительной прочностью на сдвиг» (с. 103). Возможно, причина этого противоречия кроется в неосторожном высказывании П. А. Шумского (автора понятия «ледники стока»): «Если оставить в стороне область очень медленных деформаций, то практически течение льда начинается после достижения нагрузкой предела упругости» [Шумский, 1955, с. 333]. Ю. А. Лаврушин [Лаврушин, 1976] положил этот тезис в основу гляциодинамических моделей деформационных структур, отбросив его первую половину. В. И. Астахов, учитывая ее и вместе с тем принимая модели Ю. А. Лаврушина, пытается соединить несоединимое.

Уравнение (1) отображает зависимость горизонтального напряжения в основании ледника от его мощности, то есть от веса глетчерного льда, что характерно для гидростатического и литостатического давления. Между тем, гравитационное давление ледников вопреки утверждению В. И. Астахова не является ни гидро-, ни литостатическим, так как обусловленное им напряжение релаксирует на боковые стенки ледника, вызывая его латеральное растекание. Современные гляциологи называют это давление криостатическим. Дж. Най пояснил, что уравнение (1) описывает движение крупных ледников, внутри которых негидростатическим распределением напряжений можно пренебречь. Необходимое ограничение: локальное значение мощности h и угла α не изменяются существенно на расстояниях порядка h [Nye, 1952]. Для ледников с горизонтальными размерами, всего в несколько раз превышающими их мощность, в нее надо внести коррективы [Drewry, 1986]. Дж. Най [Nye, 1952] также показал, что наклон α поверхности **движущегося** (выделено мной – *Р. К.*) ледникового щита с достаточной точностью определяется формулой (1) и в тех случаях, когда наклон его ложа варьирует по величине и направлению.

2.3. Свойства глетчерного льда

Ниже приводятся некоторые сведения из современной гляциологии и механики, которыми В. И. Астахов пренебрегает. Глетчерный лед представляет собой поликристаллическое образование с очень коротким периодом релаксации напряжений, соизмеримым с таковым вязких жидкостей. Он деформируется под любой самой малой, но длительно действующей нагрузкой, причем переход к течению начинается после достижения упругой деформацией

величины даже менее 0,1 %, вследствие чего при расчетах движения льда его упругостью можно пренебречь [Войтковский, 1960; Шумский, 1962; Соломатин, 1986; Ashby, Jones, 1980]. Именно поэтому гравитационное давление ледника на свое ложе не является гидростатическим, так как передача механического напряжения по латерали – одно из проявлений свойств упругости. Размерность напряжения в международной системе определения физических величин СИ – $\text{кг}/(\text{м}\cdot\text{с}^2)$. Как уже упоминалось, оно всегда относится к точке напряженного тела. Если умножить единичное напряжение на единичный объем (м^3), получим $\text{кг}\cdot(\text{м}^2/\text{с}^2)$, то есть размерность механической энергии $\text{м}\cdot\text{в}^2$. Таким образом, механическое напряжение представляет собой энергию, отнесенную к произвольной физической точке тела, испытывающего силовое воздействие. Энергия же в физике определяется как способность выполнять работу. В леднике ее источником является сила веса, то есть его размер по вертикали. Работа ледника (движение) представляет собой переход потенциальной (гравитационной) энергии в кинетическую, передача которой на расстояние, как известно, невозможна без потерь. Щитовой ледник в краевой зоне обладает весьма незначительной энергией, основная часть которой израсходована на движение льда из области питания, что привело к уменьшению его вертикальных размеров (особенно по периметру краевой зоны) за счет увеличения горизонтальных. Таким образом, транслируемое автором ЧГС общепринятое среди гляциологов мнение о том, что основная геологическая деятельность ледника сконцентрирована в его краевой зоне, лишено физического смысла.

Вопреки представлениям П. А. Шумского (см. раздел 1) ледник по удачному определению Н. А. Цытовича [Цытович, 1973] представляет собой «идеально текучее твердое тело», что объясняется особенностями его гексагональной кристаллической решетки (рис. 2). Она представляет собой сетку равносторонних треугольников, и каждая точка решетки находится в центре правильного шестиугольника, образованного ближайшими узлами (атомами кислорода). Из четырех атомов водорода, окружающих любой атом кислорода, два входят в состав молекулы льда (H_2O). Они соединены с кислородом ковалентной связью и располагаются близко к нему, тогда как два других находятся далеко, образуя так называемую водородную связь между молекулами льда. В промежутках между этими молекулами обязательно присутствуют пустоты, заполненные воздухом или другим газом, вследствие чего плотность льда меньше, чем у его жидкой фазы [Drewy, 1986]. Крайне низкая

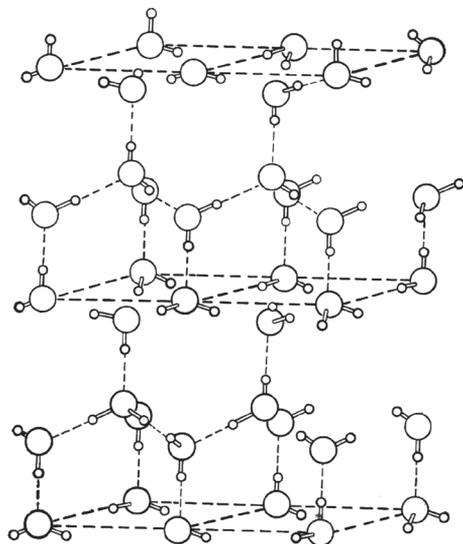


Рис. 2. Структура льда. Крупные круги – атомы кислорода, мелкие – атомы водорода [Ферхуген и др., 1974, часть 1].

прочность водородных структурных связей и способность к их быстрому восстановлению охарактеризована В. И. Соломатиным: «Силы сцепления между молекулами пропорциональны расстоянию между ними в седьмой степени, ... достаточно небольшого изменения этого расстояния и связи нарушатся, возрастет свободная энергия и система выйдет из равновесного состояния. Возникнет трансляционное движение, которое прекратится, как только расстояние между молекулами окажется меньше критического» [Соломатин, 1986, с. 32]. Водородная связь занимает промежуточное положение между прочной ковалентной и слабой Ван-дер-Ваальсовой связями: от первой она унаследовала химическое взаимодействие между атомами водорода и кислорода, от второй – способность легко разрушаться и восстанавливаться [Зверев, 2011]. Низкая прочность водородных связей кристаллической решетки при ее обратимости определяет физический механизм латерального расползания глетчерного льда, обусловленного релаксацией напряжений гравитационного давления на стенки ледника. Это четко сформулировано известным геофизиком и гляциологом Д. Дрюри [Drewry, 1986, p. 8]: «Течение больших масс льда является на самом высоком уровне результатом гравитационных сил, которые вызывают разваливание льда путем крипа под действием его собственного веса. Этому препятствуют слабое сопротивление атомных (электрических) сил и более существенные силы трения на ледниковом ложе... Движущей или объемной силой служит удельный вес льда $\rho \cdot g$, где ρ – плотность, g – гравитационное ускорение». Под атомными силами подразумевается электростатическое взаимодействие между диполями O–H, представляющее собой водородную связь. Таким образом, *причиной движения глетчерного льда является $\rho \cdot g$, а не $\rho \cdot g \cdot h$* , как утверждает автор ЧГС, то есть лед растекается в стороны под любой самой слабой, но длительно действующей нагрузкой, в том числе, под действием собственного веса.

Показательно следующее высказывание В. И. Астахова: «Важно, что под нагрузкой после достижения предела прочности на сдвиг реологические тела деформируются не равномерно, как ньютоновы жидкости типа воды, а с ускорением» (с. 101). Во-первых, нереологических тел не существует: несколькими строками выше автор ЧГС справедливо заключает, что реологические свойства (текучесть, ползучесть) могут приобретать любые породы в зависимости от p - t условий. Во-вторых, деформация ползучести возникает не после, а до достижения предела прочности пород на сдвиг, так как после достижения этого предела их сплошность нарушается разрывами. В-третьих, противопоставление «реологических тел» «ньютоновой жидкости типа воды» некорректно, поскольку реологические свойства наиболее характерны именно для жидкостей. «Равномерная», по В. И. Астахову, деформация (в механике ее принято называть установившейся ползучестью – *P. K.*), то есть линейная зависимость скорости деформации от касательного напряжения, обеспечивается фундаментальным реологическим свойством как жидких, так и твердых материалов – коэффициентом динамической вязкости (η). При установившейся ползучести вязкость служит коэффициентом прямой пропорциональности между напряжением τ и скоростью деформации $\dot{\epsilon}$: $\tau = \eta \cdot \dot{\epsilon}$ и называется ньютоновской. Глетчерный лед обладает характерной для кристаллических тел

неньютоновской вязкостью, то есть экспоненциальной зависимостью скорости деформации от базального сдвигового напряжения (закон Глена):

$$\dot{\epsilon} = \tau_b^n \cdot V \quad (2)$$

где τ_b – базальное сдвиговое напряжение, V – параметр, обратный коэффициенту динамической вязкости льда, также нелинейно зависящий от τ_b . Показатель степени n изменяется в широких пределах и растет по мере роста базального напряжения. При низкой величине последнего на начальной стадии формирования ледника показатель n лишь ненамного больше единицы, и поведение льда близко к установившейся ползучести вязкой ньютоновской жидкости (рис. 3).

После того как базальное сдвиговое напряжение τ_b превысит предел этой квазиустановившейся ползучести τ_0 , показатель степени n в уравнении (2) начинает быстро расти, что приводит к существенному ускорению деформации. Например, при обычно применяемом в расчетах значении $n = 3$ двукратное увеличение τ_b приведет к возрастанию скорости деформации $\dot{\epsilon}$ в 8 раз, но на начальной стадии роста ледника на достижение базальным сдвиговым напряжением значения величины τ_0 требуются годы [Drewry, 1986, с. 6]. Последнее обусловлено тем, что с момента своего зарождения лед находится в состоянии постоянной внутренней деформации (перестройка водородных структурных связей), реальные признаки которой (движение) становятся заметными лишь при накоплении достаточной для преодоления базального трения массы, состоящей из снега ($\rho = 0,24\text{--}0,32$ г/см³), фирна ($\rho = 0,45\text{--}0,8$ г/см³) и льда ($\rho = 0,909$ г/см³). Когда толщина этого осадочно-метаморфического «пирога» достигает значения, обеспечивающего гравитационное давление на ложе $\sim 0,1$ МПа (0,05–0,15 МПа по Астахову, с. 101), лед в его основании начинает течь с заметной скоростью. Напряжение, при котором деформация близкая к установившейся ползучести сменяется течением с быстро увеличивающейся скоростью незначительно по величине: 0,16 МПа при температуре минус 1,2° и 0,2 МПа при температуре минус 1,8° [Boulton, 1974]. Именно такой порядок имеют продольные базальные напряжения (τ_b) в основании движущихся ледников [Nye, 1952; Бадд, 1975; Красс, 1983; Boulton, 1975]. На проксимальных сторонах выступов ледникового ложа напряжение может превысить упомянутые значения (рис. 4). В этих случаях показатель степени n в уравнении (2) быстро увеличивается в 2–3 раза, и течение льда происходит со все возрастающей скоростью (возникает обтекание льдом препятствия), заканчиваясь образованием трещин. Таким образом, ледник в силу своих реологических свойств не может оказывать неограниченное боковое давление на выступы ложа, препятствующие его течению, а в самом леднике не могут долго сохраняться сдвиговые напряжения, превышающие условный предел установившейся ползучести (τ_0 на рис. 3, 4).

Зерна льда расползающихся ледниковых щитов обладают компонентами движения, направленного вниз по вертикали и в стороны по горизонтали, в связи с чем в верхней части ледника и вблизи его подошвы обособляются зоны, соответственно, чистого и простого сдвига (рис. 5). При чистом сдвиге происходит вертикальное расплющивание зерен льда, вследствие которого плоскости «*ab*» кристаллов приобретают ориентировку субпараллельную

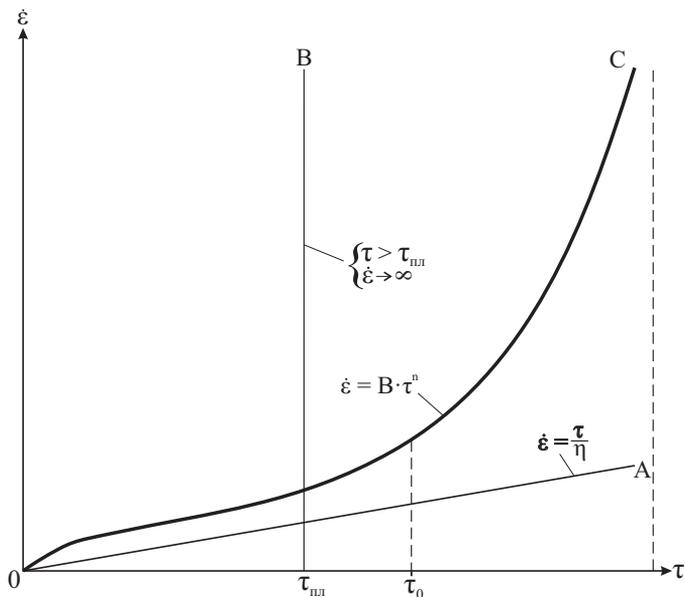


Рис. 3. Зависимость между сдвиговым напряжением τ и скоростью деформации течения $\dot{\epsilon}$.

A – для вязкой ньютоновской жидкости, B – для идеально пластичного тела, C – для поликристаллического льда [Калесник, 1963].

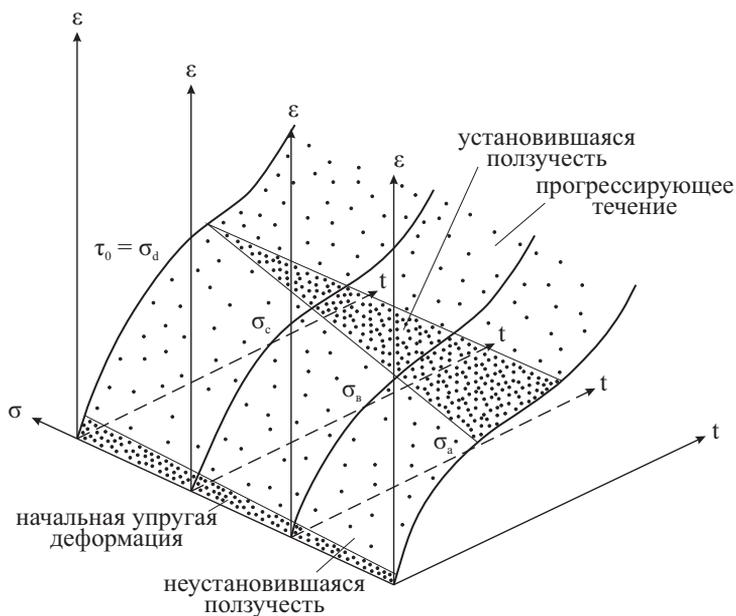


Рис. 4. Кривые кинетики деформации (ϵ) поликристаллического льда при постоянной температуре и разных напряжениях ($\sigma_a < \sigma_b < \sigma_c < \sigma_d$) [Boulton, 1974].

t – время, $\tau_0 = \sigma_d$ – верхний предел установившейся ползучести; напряжение, при котором неустановившаяся ползучесть сменяется прогрессирующим течением, минуя стадию установившейся ползучести. Точками заполнены интервалы начальной упругой деформации и установившейся ползучести.

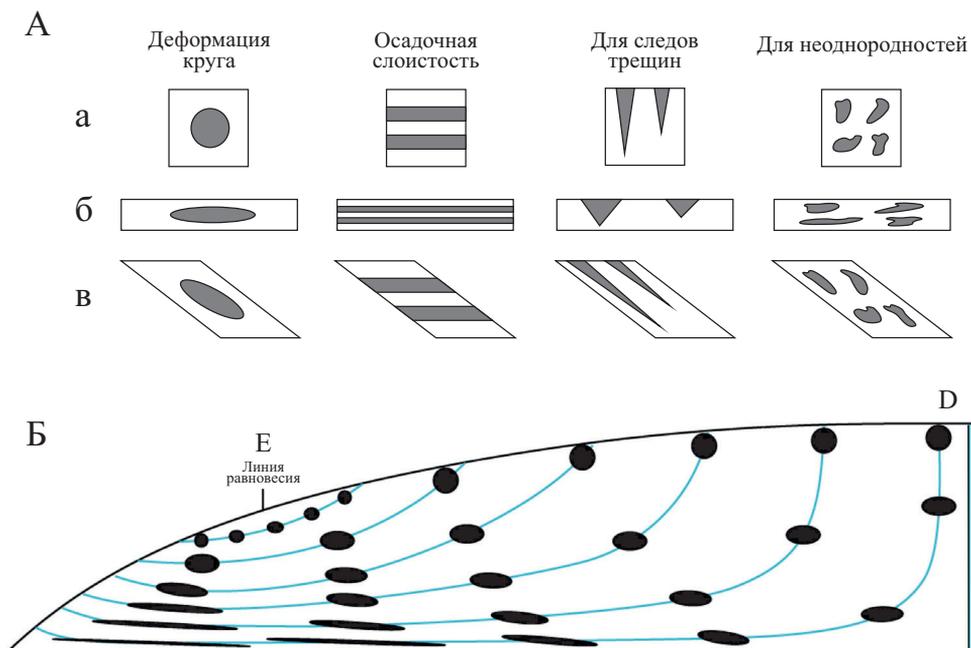


Рис. 5. А – изменение формы прямоугольника, круга и различных текстурных компонент льда под действием однородных деформаций: *а* – исходное состояние, *б* – после чистого сдвига, *в* – после простого сдвига [Патерсон, 1972]; Б – рисунок деформации в ледниковом куполе при его растекании (Е – граница питания, D – ледораздел) [Hudleston, 2015].

границе раздела ледник/ложе, а оси «*a*» и «*b*» вытягиваются по латерали. Простой сдвиг заключается в скашивании прямого угла по направлению движения глетчерного льда, что при большой деформации также приводит к вытягиванию зерен и их ориентировке под все меньшим углом навстречу направлению движения ледника. В промежутке между двумя упомянутыми зонами оба типа деформации смешиваются. В области питания расползание ледника синкинematично росту его мощности с поверхности, поэтому чем глубже слои льда, тем продолжительнее период их растягивания по латерали. Последнее служит причиной того, что кумулятивная сдвиговая деформация нижней части ледника многократно превышает кумулятивную деформацию вертикального расплющивания слоев в его верхней части.

Тот факт, что гравитационное расползание ледников осуществляется главным образом путем увеличения латеральной протяженности его годовых слоев за счет прогрессирующего с глубиной уменьшения их толщины, доказывается результатами сквозного бурения на ледниковых щитах Гренландии и Антарктиды. Так, в скважине, пробуренной недалеко от ледораздела Гренландского ледникового щита, интервал 0–1624 м накопился за 11,5 тыс. лет донныне, и средняя толщина годового слоя льда составила ~14 см, интервал 1624–2788 м накапливался 98,5 тыс. лет и средняя толщина годового слоя (~1,2 см) уменьшилась (за счет субгоризонтального растяжения, вертикального сжатия и деформации простого сдвига в нижней части) почти в 12 раз

[Dansgaard et al., 1993]. При этом увеличение горизонтальных размеров годичных слоев льда многократно превысило уменьшение их толщины.

Движение (то есть деформация) ледника сопровождается его перекристаллизацией. Вот как описывает этот процесс В. И. Соломатин: «Перекристаллизация является единственным условием приспособления к деформации и... служит основным механизмом движения, заключающемся в плавлении или возгонке с напряженных участков поверхности, в миграции вещества и отложения его на участках, напряженных менее критического уровня. Эти процессы сопровождают псевдовязкое течение льда – сжатие и боковое выдавливание. Процесс в целом ведет к сплющиванию зерен в плоскости, перпендикулярной давлению и появлению поперечной сланцеватости... При этом неблагоприятно ориентированные кристаллы будут деградировать и образуется упорядоченная ориентировка оптических осей кристаллов с базисными плоскостями, лежащими в плоскости смещений» [Соломатин, 1986, с. 29]. «Псевдовязкое течение» – это дань взглядам П. А. Шумского, хотя в остальном описываемый В. И. Соломатиным механизм далек от этих взглядов.

2.4. Критика представлений о движении ледника по плоскостям внутренних надвигов и путем глыбового скольжения

На рис. 2.46 (с. 108) В. И. Астахов отобразил линии тока расплзающегося ледникового щита без иллюстрации сопровождающих это расплзание типов деформации зерен льда в зависимости от глубины и расстояния от ледораздела. Игнорирование упомянутого фактора приводит к ошибочной интерпретации динамической природы разрывных нарушений, относимых по формальным признакам к надвигам. На с. 104, 105, например, мы читаем, что при развитии в теле ледника больших напряжений его ламинарная структура не успевает приспособиться к изменившимся условиям и лед вынужден скользить по поверхностям скалывания в виде разделенных надвигами глыб, что особенно распространено в краевой зоне ледника. Как уже отмечалось, так называемые гляционадвиги, которые, по мнению Астахова, «кинематически не отличаются от надвигания пластины горных пород в условиях альпийского тектогенеза» (с. 104) выделяются не только гляциологами, но и многими профессиональными гляциологами, что противоречит физической природе этого типа разрывных нарушений.

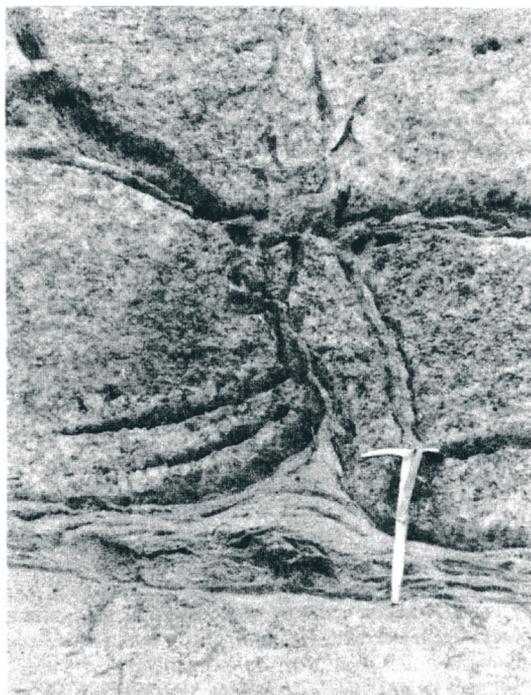
В равнинных условиях, когда сила веса нормальна к дневной поверхности, в прямоугольной системе координат с вертикальной осью z надвиги в соответствии с известным принципом Андерсона [Ферхуген и др., 1974, часть 2; Anderson, 1951] образуются под углом скалывания ($30\text{--}35^\circ$) к горизонтальной оси наибольшего сжатия (σ_x), то есть тензор векторов главных нормальных напряжений имеет вид $\sigma_x > \sigma_y \geq \sigma_z$. Поскольку движение ледника осуществляется за счет расхода гравитационной энергии, горизонтальная сила, позволяющая леднику преодолевать сопротивление движению на границе с ложем, всегда меньше вертикальной силы тяжести, то есть $\sigma_z > \sigma_x \geq \sigma_y$, поэтому

возникновение надвигов внутри движущегося ледника невозможно. Главным типом разрывных нарушений в глетчерном льде, учитывая кинематику его движения, Патерсон [Патерсон, 1972] считал трещины отрыва и раздвиги, которые могут развиваться не только от поверхности, но и от подошвы ледника, если хотя бы одна компонента тензора нормальных напряжений является растяжением, превышающим прочность льда на разрыв (рис. 5, а, б). Еще более определенно по этому поводу высказывается П. Дж. Хадлестон [Hudleston, 2015], по мнению которого в публикациях с примерами надвигов или сдвигов выводы о динамических условиях их образования базируются на косвенных признаках. Он ссылается на работы, в которых структуры с отчетливыми смещениями надвигового типа интерпретируются как трассы сомкнутых раздвигов, испытавших вращение в процессе деформации простого сдвига и реактивизированных как надвиги. Примером подобных заблуждений служит интерпретация Ю. А. Лаврушиным фотографии базальной части одного из выводных ледников Гренландии (рис. 6). Ее ошибочность становится очевидной при сравнении снимка с рис. 5. Хадлестон приводит сведения об экспериментах, доказывающих, что даже в серджирующих ледниках, где наблюдались наиболее высокие напряжения, динамические условия для образования надвигов неблагоприятны.

В качестве характерной иллюстрации гляционадвигов В. И. Астахов на с. 105 демонстрирует заимствованное из статьи Дж. Болтона [Boulton, 1970] изображение разреза чешуйчато-надвиговой структуры краевой части одного из ледников Шпицбергена. Д. Дрюри [Drewry, 1986] также считает его ярким примером деформированности глетчерного льда в обстановке латерального локального сжатия. Главные результаты анализа наблюдений Дж. Болтона по

Рис. 6. «Гляциодиапиры» в основании «надсдвиговых чешуй» выводного ледника Фредериксхоб-Исблинк [Лаврушин, 1976].

В интерпретации автора фотографии она иллюстрирует внедрение морских голоценовых отложений ложа ледника в растущую от его подошвы надвиговую чешую. На снимке видно, что это – не надвиговая чешуя, а трещина отрыва, испытавшая деформацию простого сдвига в вертикальной плоскости: ее первоначально вертикальное положение, характерное для трещин отрыва, на некотором расстоянии от подошвы ледника сменилось наклонным, как у надвига, однако и в наклонном положении она осталась раскрытой, что несовместимо с динамической обстановкой формирования надвигов (см. рис. 5, а, б, в).



этому разрезу [Крапивнер, 2018] приводятся ниже. Небольшой горно-долинный ледник на западной окраине острова Западный Шпицберген движется по дислоцированным скальным породам докембрийской формации Гекла Хук, которые по разлому северо-северо-западного простирания контактируют с палеогеновыми песчаниками и конгломератами узкой прибрежной равнины с небольшой бухтой, которая далее будет называться Безымянная (рис. 7). Бухта расширяется вглубь суши, что указывает на существование подводного порога у ее внешнего края. Дж. Болтон обследовал разрез ледяного клифа юго-восточного берега бухты (рис. 8). Ледник здесь обладает отчетливой субгоризонтальной полосчатостью, обусловленной наличием горизонтов с многочисленными газовыми пузырями, слоев льда, образованных кристаллами разных размеров, или чередованием лент, чистого и загрязненного моренным материалом льда. Эта полосчатость интенсивно дислоцирована, что обусловлено изменениями напряженного состояния ледника после его выхода на прибрежную равнину (см. ниже). Элементы залегания слоев и многочисленных разрывных нарушений не измерялись, поэтому их наклон в береговом обрыве является лишь некоторым приближением к истинному. По мнению Дж. Болтона, они простираются примерно поперек направлению движения ледника, хотя их ориентировка может меняться. Между сместителями разрывов полосчатость обрисовывает группы мелких складок с осевыми поверхностями, наклоненными навстречу направлению движения ледника. Крылья складок смещаются по восстанию разрывов, что считается характерным для обстановки латерального сжатия, поэтому Болтон называет их надвигами. Однако разрывные нарушения имеют не свойственную надвигам форму сместителей. В обрывах высотой до 30 м они обладают крутым до субвертикальным наклоном и лишь у подножья несколько выполаживаются

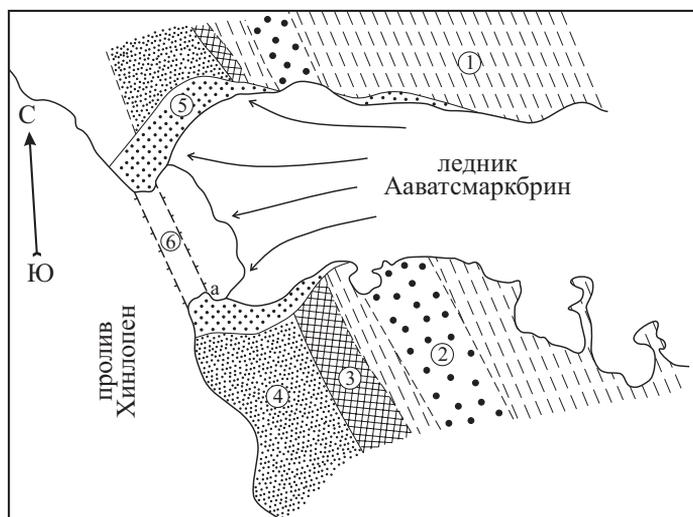


Рис. 7. Генерализованная геологическая карта района нижнего течения ледника Ааватсмаркбрин [Boulton, 1970].

Формация Гекла Хок: 1 – сланцы, 2 – кварциты, 3 – известняки; 4 – палеогеновые отложения, песчаники, 5 – современные отложения, морена; а – расположение разреза ледника, приведенного на рис. 8.

вверх по течению ледника, иногда до характерного для надвигов наклона, соответствующего углу скалывания (30–35°). На юго-западной окраине зоны упомянутых дислокаций в глетчерный лед включена пластина мерзлых четвертичных отложений, содержащих только поровый лед. По лаконичному описанию Болтона она выступает из-под покрова детритуса в основании обрыва под углом 50° навстречу направлению движения ледника. Вверх по разрезу ее наклон плавно возрастает до 85° у поверхности ледника. В стенке ледяного обрыва пластина имеет длину, немного превышающую 20 м и ширину 4–5 м, возможно завышенную из-за ее простирания не поперечного по отношению к плановой ориентировке ледяного клифа. Основная часть ее разреза сложена черным массивным диамиктоном с раковинами морских моллюсков, причем некоторые, даже наиболее тонкие, сохранились целиком. Болтон считал его тиллом, отложенным в море путем таяния фронтальной части ледника или айсбергов, однако осадки, идентичные по зерновому составу, консолидированному диамиктону Баренцевского шельфа (диамиктоновые илы), являются характерной фацией морского голоцена Баренцевского шельфа, в том числе фиордов Шпицбергена [Крапивнер, 2018, 2020; Elverhøi et al., 1995]. В апикальной части юго-западного фланга экзотической пластины встречен обрывок пласта крупного песка мощностью до 0,8 м с большим количеством морских раковин, в том числе целых.

Принятой В. И. Астаховым интерпретации Дж. Болтона, помимо теоретической невозможности развития внутриледниковых надвигов, противоречит крутой до субвертикального наклон гляциоразрывов в вертикальном разрезе, характерный для трещин отрыва, раздвигов или сдвигов. После выхода ледника из ущелья на дно бухты Безымянная он приобрел способность к горизонтальному растеканию в плане и, следовательно, к возникновению трещин отрыва разного простирания, поперечных к направлению течения. Искривление их первоначальных стенок происходило в соответствии с ростом амплитуды горизонтального простого сдвига вниз по разрезу (рис. 7, 8). В одну из таких трещин, наиболее широкую, произошло гравитационное нагнетание гидропластичного диамиктонового ила, прорвавшего тонкий покров морского песка и внедрившегося в тело ледника. Принципиально важно, что висячий борт этой внутриледниковой пластины четвертичных отложений

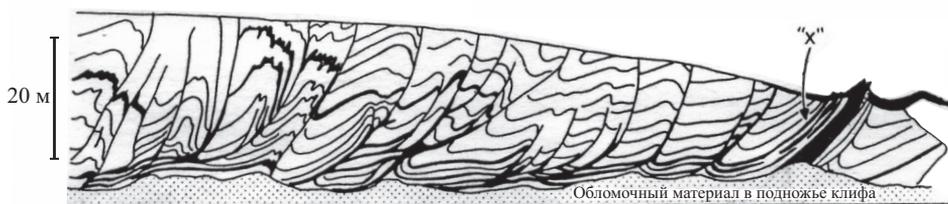


Рис. 8. Разрез вдоль южного фланга ледника Ааватсмаркбрин в бухте Безымянная (а на рис. 7).

Лед, загрязненный минеральным детритом, фиксирует текстурную полосчатость чистого льда («X») и иногда затянута в основание срезающих эту полосчатость разрывных нарушений. Вблизи продольного окончания ледника перед предполагаемым подводным порогом (см. рис. 7) экспонирована экзотическая пластина консолидированных четвертичных отложений [Boulton, 1970].

не срезает полосчатость льда, а также, как и лежащий, вписывается в его деформационную структуру (рис. 8). Условия залегания экзотической пластины указывают на то, что она, находясь в водонасыщенном пластичном состоянии, была выжата гравитационным давлением ледника в локальную зону горизонтального растяжения шириной в метры. В дальнейшем исходное вертикальное положение минеральной дайки было нарушено деформацией простого сдвига в вертикальной плоскости, сопровождавшей движение ледника, и особенно активной в его подошве (рис. 5). За счет скольжения подошвы, сопровождавшегося адгезией слабо консолидированных осадков ледникового ложа (см. ниже), упомянутая дайка в конце концов оказалась по соседству с подводным порогом, отделяющим бухту Безымянная от пролива Хинлопен (рис. 7), который служил препятствием для дальнейшего движения. В результате латеральное растяжение льда по направлению течения сменилось сжатием. Вследствие этого стенки образованных ранее трещин отрыва сомкнулись, а полосчатость на их крыльях приобрела очертания, характерные в верхней части для привзбросовых, а в нижней – для принадвиговых складок. Сохранивший пластично-мерзлое состояние диамиктоновый ил, формировавшийся внутри ледника диапироподобное тело, выдавливался из него как зубная паста из тюбика, образуя на поверхности льда покров типа диапировой шляпы (рис. 8). Внутри диапироподобного тела промерзшего диамиктонового ила признаком интенсивного сжатия, ориентированного по нормали к его стенкам, служат плоскости скола, наклоненные под углом 60° к направлению падения и восстания каждой из стенок [Boulton, 1970] и образующие сопряженную систему трещин надвигового типа.

Приведенная схема демонстрирует тот факт, что имеющиеся весьма отрывочные данные все же позволяют объяснить признаки скольжения глетчерного льда по поверхностям внутренних разрывных нарушений, не входя в противоречие с физическими принципами структурной геологии. Тем самым подтверждается правота гляциологов, критикующих коллег, которые считают дислокации, подобные изображенным на рис. 8, чешуйчатыми гляционадвигами.

Одним из важнейших типов движения ледников автор ЧГС считает глыбовое скольжение по поверхности пород субстрата, которое, по его мнению, является аналогом движения крупных пластин льда по плоскостям внутренних надвигов. Перемещение ледника относительно поверхности ложа невозможно без его скольжения относительно этой поверхности. В теоретической гляциологии относительная роль базального скольжения в гравитационном расползании глетчеров служит объектом дискуссии. «Базальное скольжение относится к одному из наименее изученных фундаментальных гляциологических процессов» [Drewry, 1986 p. 10]. В настоящее время общепризнано, что необходимым условием, без которого оно невозможно, является наличие в подошве ледника тончайшей пленки воды, резко снижающей трение скольжения. Отсюда следует, что мощность ледника, подошва которого перемещается относительно поверхности ложа, такова, что базальный лед имеет температуру таяния под криостатическим давлением [Красс, 1983; Патерсон, 1972].

Большую роль для решения проблемы играют результаты эксперимента Дж. Болтона [Boulton, 1979] на одном из выводных ледников Исландии.

В 1–2 м над его подошвой была пройдена система туннелей, и в нескольких точках вставлены в подстилающий тилл на глубину от 0,65 до 0,85 м стержни с надетыми на них соприкасающимися кольцами. Стержни выдергивались, а устья скважин запечатывались деревянными пробками. Через 10 дней в шурфах, выкопанных в районе каждого стержня, зарисовывалось положение колец. Оно зафиксировало деформацию простого сдвига в вертикальной плоскости, охватывающую верхние 0,6 м подледникового тилла. За 10 дней горизонтальная амплитуда сдвига достигла 0,5 м, причем основную ее часть составила пластическая деформация, и только 10 % пришлось на смещение подошвы ледника относительно кровли тилла, то есть на скольжение (рис. 9). Дислокации рассматриваемого типа амплитудой порядка 1 м встречены также под выводным ледником Сорбрин, Шпицберген (рис. 10). Их возникновение свидетельствует о том, что движению умеренных ледников по их субстрату препятствует не только трение на разделе ледник/ложе, но и адгезия – молекулярное притяжение между соприкасающимися поверхностями, одна из которых движется. Преодоление этого препятствия так же, как и трения скольжения, обеспечивается величиной угла наклона поверхности ледника (урав-

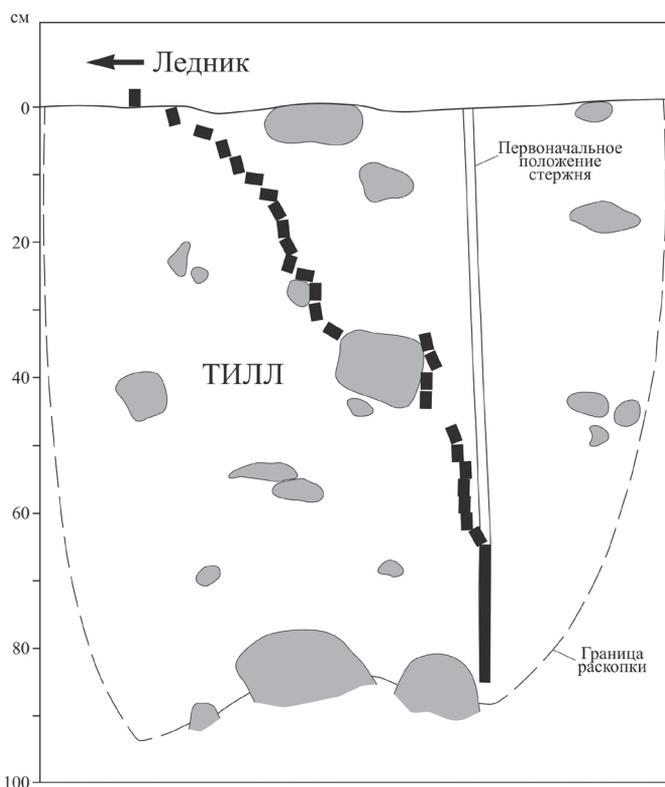


Рис. 9. Результаты эксперимента Дж. Болтона на одном из ледников Исландии [Boulton, 1979].

Положение индивидуальных колец в подледниковом тилле через 244 часа после извлечения вертикального стержня, на который они были надеты. 90 % амплитуды движения ледниковой подошвы вперед сопровождалось деформацией тилла в ледниковом ложе до глубины 0,65 м. На рисунок деформации сильно влияли валуны.



Рис. 10. Интерпретация автора фотографии Дж. Болтона: «Южная лопасть ледника Сорбрин, нарушенный интенсивной складчатостью, обогащенный детритом стагнирующий лед, перекрытый по надвиговой плоскости активным ледником, который содержит мало детрита» [Boulton, 1970].

Ранее [Крапивнер, 2018] было обосновано, что этот и несколько других снимков иллюстрируют не стагнирующий лед, перекрытый по надвику активным ледником, а пластично-мерзлый диамиктон со льдистостью (по наблюдениям Болтона) всего 5 %, относящийся к породам ледникового ложа. Рядом с геологическим молотком в этом подледниковом диамиктоне видна сжатая запрокинутая по направлению движения ледника складка. Наклоненная навстречу этому направлению светлая лента внутри ледника в верхней части снимка – трещина отрыва, заполненная метаморфизованным снегом или замерзшей талой водой. Оба феномена являются результатом деформации горизонтального простого сдвига в вертикальной плоскости при движении ледника (на снимке слева направо).

нение 1). Рассматриваемый феномен служит причиной того, что наблюдения в обрывах движущегося ледникового края, не учитывающие латерального перемещения (волочения) кровли подстилающих пород, сильно завышают амплитуду и скорость базального скольжения ледника. Это относится и к подобным наблюдениям П. А. Шумского [Шумский, 1955] (см. раздел 1).

3. ГЛЯЦИОТЕКТОНИКА, ГЛЯЦИОЭВСТАЗИЯ И ГЛЯЦИОИЗОСТАЗИЯ ИЛИ ТЕКТОНИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ?

Небольшой по объему раздел «Гляциотектоника» (с. 16) базируется (по умолчанию) на предположении о том, что новейшая тектоника, обусловленная эндогенными процессами, происходящими в недрах нашей планеты, никак не проявлялась в областях, подвергавшихся покровным четвертичным оледенениям. В соответствии с интерпретацией в рамках ледниковой теории данных океанического бурения оледенение на сопредельной суше началось ~2,6 млн лет назад, а к северу от подводного Гренландско-Шотландского хребта еще раньше [Larsen et al., 1994; Thiede, Myhre, 1996]. Во внеледниковых районах слои подобного и более молодого возраста нередко тектонизированы, участвуя в вертикальных и (или) горизонтальных тектонических движениях [Копп, 2004]. Тем не менее в областях оледенения место тектоники, по В. И. Астахову, заняла «тангенциальная» и «радиальная» гляциотектоника. Первую он связывает с действием горизонтальных («касательных к земной поверхности») напряжений, вновь демонстрируя непонимание физической сущности термина «касательное (тангенциальное) напряжение», вторую – с вертикальными движениями вдоль радиуса Земли, обусловленными гляциоизостазией.

3.1. О тангенциальной гляциотектонике В. И. Астахова

Морфология дислокаций рассматриваемого типа наводит на мысль, что они формировались в обстановке латерального сжатия, охватывающего сравнительно тонкий приповерхностный горизонт осадочного покрова и прекратившегося с глубиной. По этой причине и получили развитие представления, связывающие происхождение подобных деформационных структур с напорной деятельностью ледников. В предыдущих разделах было показано, что выводы о любых проявлениях гляциотектоники, обусловленных горизонтальным напором движущегося ледника, физически несостоятельны. Весьма показательное следующее утверждение автора ЧГС: «Именно в тектонических эффектах наиболее наглядно проявляется *фантастическая* (выделено мной – Р. К.) энергетика ледниковых процессов» (с. 168), «При наличии обусловленных рельефом и литологией препятствий для свободного скольжения *ледник стремится их стереть* (выделено мной – Р. К.), образуя при этом гляциодислокации и отторгая крупные блоки осадочных пород» (с. 174). Численные показатели этой «фантастической» энергетики в книге ни разу не приведены. Между тем, учитывая, что действие равно противодействию, ее количественным мерилom служат механические напряжения, возникающие на проксимальных сторонах выступов ледникового ложа, а они

весьма незначительны, редко превышая 0,2 МПа (см. раздел 2). Недаром современная теоретическая гляциология, описывая закономерности движения ледников, не рассматривает вопросы, связанные с разрушением препятствий, находящихся на их пути [Budd, 1970]. «Проблема заключается в объяснении движения льда и *обтекании* (выделено мной – Р. К.) выступов в ледниковом ложе в предположении, что лед находится при температуре таяния под давлением» [Патерсон, 1972, с. 150]. Если при движении ледник «упирается» в выступ ложа, он деформируется, то есть обтекает этот выступ, а не сминает или срывает экспонированные им породы. Крупные выступы преодолеваются за счет скольжения с ускоряющимся течением (рис. 3), а мелкие (размером порядка метра) – путем скольжения с протаиванием льда на проксимальной стороне препятствия [Weertman, 1957].

В силу реологических свойств поликристаллического льда (рис. 4) в нем не могут долго сохраняться напряжения, превышающие предел его условной установившейся ползучести τ_0 (0,15–0,2 МПа), при которой значение экспоненты n в уравнении (2) лишь ненамного превышает 1,0. Подобные напряжения меньше длительной прочности даже нелитифицированных отложений осадочного чехла. Так, сопротивление медленному (дренированному) сдвигу отложений, участвующих в широко известных Каневских «гляциодислокациях» на Днепре, при вертикальной нагрузке 0,5 МПа (соответствует толщине льда ~50 м) составляет для юрских, эоценовых и четвертичных глин 0,24–0,35 МПа. Даже при сдвиге по плоскостям наслоения сопротивление келловейских глин сдвигу равно 0,26 МПа и лишь для тонкослоистых батских глин снижается до 0,16–0,23 МПа [Костяной, 1963]. Сдвиговая прочность литифицированных пород таких как известняки, базальты, крепко сцементированные песчаники и алевролиты, опоки и т. п. на порядок выше. Таким образом, предположение о том, что гипотетические покровные ледники геологического прошлого могли путем горизонтального напора деформировать и срывать крупные выступы пород бывшего ледникового ложа, противоречит базовым положениям не только теоретической гляциологии, но и (с учетом статического характера нагрузки) основам механики: действие равно противодействию.

Главным структурным проявлением «тангенциальной» гляциотектоники автор ЧГС считает отгоргнутые от субстрата эшелонированные «в затылок друг к другу» и опрокинутые складки, разделенные листрическими (совкообразными) надвигами – скибовые (скиба по-белорусски – ломоть) дислокации по классификации Э. А. Левкова [Левков, 1980]. «Каждый такой «ломоть» в эшелоне из 5–20 параллельных скиб имеет толщину около 200 м. Каждый из надвигов выполаживается вниз по разрезу и соединяется с другими по субгоризонтальной плоскости срыва на глубине» (с. 171). По мнению Э. А. Левкова, аллохтонные пластины пород ледникового ложа последовательно выдавливались из-под фронтальной части ледника по мере его продвижения. Анализ энергетики процесса, требуемой моделью этого автора, показал ее физическую несостоятельность [Крапивнер, 1992]. Тем не менее В. И. Астахов эту модель принимает, снабжая дополнительными характеристиками и допущениями: «Поперечный разрез зоны гляциодислокаций обнаруживает устойчивые азимуты падения осевых поверхностей складок и надвинутых пластин в сторону

источника движущегося льда. В кинематическом и структурно-геологическом отношении такие деформации осадочных пород повторяют структуру самого ледника вблизи его края. Это не удивительно, так как ледник вовлекает в поступательное движение не только лед, но и подстилающие неплотные породы» (с. 168–169). В предыдущем разделе было показано, что волочение подошвой движущегося ледника кровли нелитифицированных пород ложа обусловлено адгезией – слабыми ван-дер-ваальсовскими силами молекулярного притяжения соприкасающихся поверхностей, одна из которых движется. Мощность зоны деформаций пород ледникового ложа, обусловленных адгезией, измеряется дециметрами и первыми метрами, что на порядок меньше обычной амплитуды «гляциодислокаций» [Крапивнер, 2018].

3.2. Природа последней планетарной трансгрессии Мирового океана

Многие постулаты ледниковой теории базируются на артефактах, установленных благодаря априорному признанию ледникового происхождения изучаемого феномена. Она, например, предсказала, что формирование мощных ледниковых покровов, занимающих огромные площади, сопровождалось изыманием из мирового влагооборота большого объема воды, которое должно было вызвать заметное понижение уровня Мирового океана, тогда как последующая деградация ледниковых образований служила причиной планетарной (гляциоэвстатической) трансгрессии моря. После появления методов радиоуглеродного датирования осадков мнение о гляциоэвстатической природе четвертичных трансгрессий стало практически непререкаемым, так как начальный период последней планетарной трансгрессии совпал со временем, отведенным ледниковой стратиграфией на последнюю дегляциацию.

Примером создания подобного артефакта являются морские исследования, подтверждающие гляциоэвстатическую природу четвертичных морских трансгрессий. Они выполняются по следующей стандартной методике. В разных пунктах морской акватории или даже разных акваторий в разрезе покрова морских осадков определяется радиоуглеродный возраст литологических или биологических объектов, формировавшихся на уровне ископаемой береговой линии или близко к нему, а ныне расположенных в разных местах на разных абсолютных отметках. Затем составляется график, иллюстрирующий подъем уровня моря во времени, поскольку осью ординат в нем служит глубина моря, а осью абсцисс – радиоуглеродное время. При этом по умолчанию предполагается, что изменение гипсометрического положения уровня моря происходило с одинаковой скоростью в разных местах, независимо от их геологического строения, как это должно быть в соответствии с определением термина «эвстазия» [Хосино, 1986]. Обычно результаты индивидуальных определений радиоуглеродного возраста осадков рассеяны в более или менее широкой зоне вокруг кривой, характеризующей общий тренд, что списывается на возможные ошибки измерений и не учтенные факторы, к важнейшим из которых относятся движения морского дна. Подобные графики являются синтетическими:

они основаны на синтезе параметров изменения природной среды в разных, зачастую удаленных друг от друга, местах без анализа природы этих изменений, поскольку она считается установленной (гляциоэвстазия). Между тем изменение относительного положения уровня моря может быть вызвано как его эвстатическим повышением или понижением, так и противоположным по знаку движением морского дна, которое не фиксируется синтетическими графиками. Некорректность последних недавно была обоснована на конкретных примерах [Крапивнер, 2018, 2020а], наиболее убедительным из которых является критический анализ результатов исследований Р. Фэрбенкса в Карибском море [Fairbanks R. G., 1989].

На пологом южном подводном склоне острова Барбадос было пробурено 16 скважин, из них 9 наиболее глубоких (от 12 до 70 м) приведены в статье Фэрбенкса. Их устья расположены на изобатах от 9,5 до 80 м. Расстояния между скважинами не указаны, так как автор полагал, что бурение вскрывает наращиваемый по вертикали разрез горизонтально залегающих слоев. Они представлены в основном коралловыми известняками, повсеместное присутствие терригенных отложений отмечается только в верхней части слоев последней трансгрессии. Надежным индикатором уровня моря является коралл *Acropora palmate* (Lamarck), обитающий на вершинах рифов при глубинах моря до 5 м. В пяти скважинах было выполнено 27 определений радиоуглеродного возраста отложений на разных гипсометрических уровнях и в трех скважинах – 8 уран-ториевых датировок (рис. 11). Для построения синтетической кривой гляциоэвстазии в поздне-последледниковое время Р. Фэрбенкс использовал 24 радиоуглеродные датировки гребнерифовых известняков фашии *Acropora palmate*. Они характеризуют 4 вертикальных интервала относительного повышения уровня моря: 1) минус 120–105 м – 9 датировок из 10 в скважинах № 9, 13; 2) минус 92–87 м – 2 датировки в скважине № 15; 3) минус 75–55 м – 8 датировок из 9 в скважине № 12; 4) минус 44–20 м – 7 датировок из 8 в скважине № 7. Так как при современном уровне моря гребнерифовый коралл *Acropora palmate* живет на глубине не более 5 м, синтетический график подъема уровня моря завершается на абсолютной отметке не 0, а примерно минус 2,5 м. Для прибрежного интервала минус 20–2,5 м Р. Фэрбенкс использовал 20 датировок осадков подводного склона других островов Карибского моря. В результате была получена кривая относительного повышения уровня моря на 120 м за последние 17–18 тыс. радиоуглеродных лет со средней скоростью 0,67–0,71 см/год (рис. 12). На ней присутствуют два «подозрительных» перегиба, приуроченных как раз к промежуткам, разделяющим интервалы, обеспеченные радиоуглеродными датировками. Один из них, проявленный наиболее отчетливо, расположен между скважинами № 9, 13 и 12, второй – между нижними частями разрезов скважин № 12 и 7. Вряд ли перегибы кривых синтетических графиков, соответствующих подобным геохронологическим и гипсометрическим уровням, встречаются повсеместно, иначе это нашло бы отражение в литературе.

По всем колонкам был составлен схематический (поскольку расстояние между скважинами неизвестно) геологический разрез, в котором стратиграфические границы проводились на основании не только радиоуглеродных, но и уран-ториевых датировок (рис. 11, б). С учетом этого, бурением вскрыто три

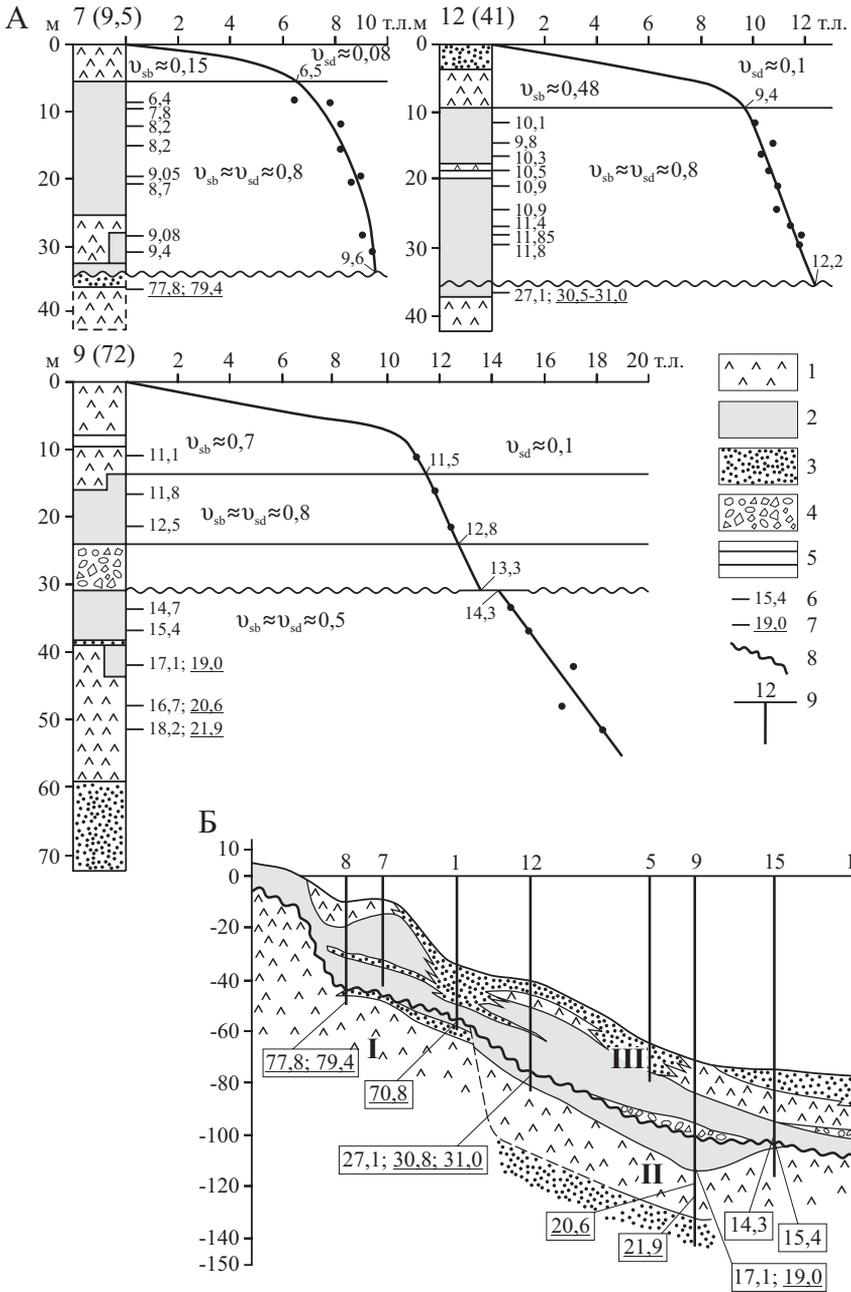


Рис. 11. Интерпретация результатов бурения на подводном склоне острова Барбадос по данным [Fairbanks, 1989].

А – Колонки опорных скважин, цифра в скобках – глубина моря (м), *Б* – Схематический геологический разрез подводного склона: 1 – рифовые известняки, сформированные кораллами с широким диапазоном глубин обитания; 2 – известняки, сформированные гребнерифовым кораллом *Acropora palmate* (Lamarck) с глубиной обитания до 5 м; 3 – песок или гравий; 4 – брекчия; 5 – интервал с отсутствием керна; 6 – радиоуглеродная датировка, скорректированная на бассейновый эффект – 400 лет; 7 – уран-ториевая датировка [Bard et al., 1990]; 8 – граница стратиграфического и эрозивного несогласия; 9 – скважина и ее номер на геологическом разрезе; v_{sd} – скорость осадконакопления; v_{sb} – скорость погружения морского дна. Римскими цифрами обозначены три обособляющиеся в разрезе толщи, разделенные границами стратиграфического и эрозивного несогласия.

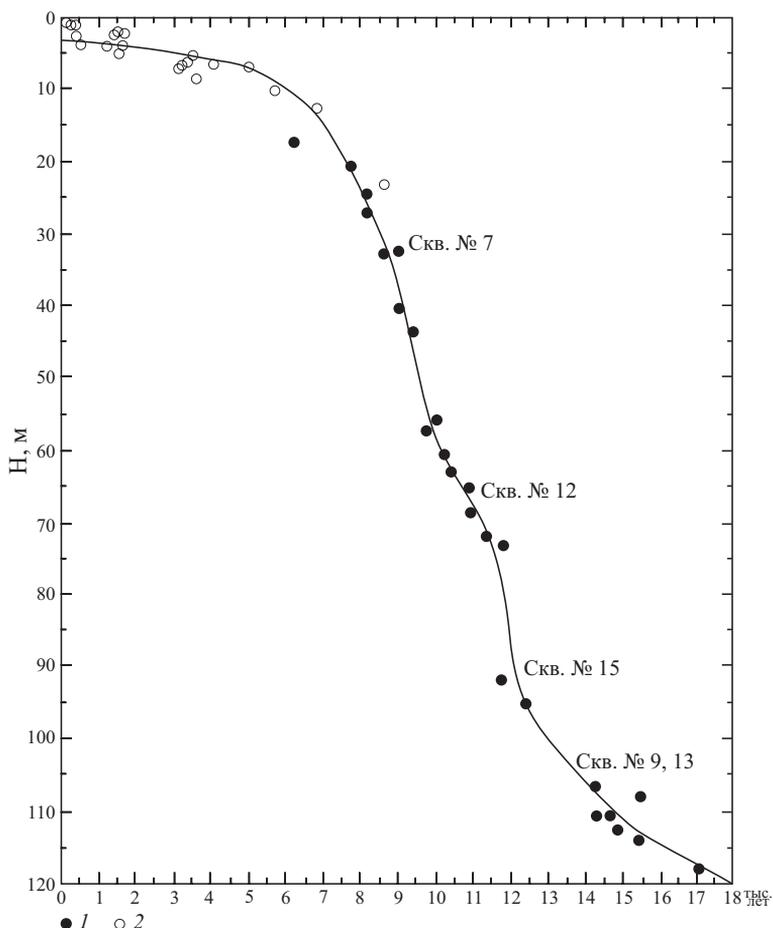


Рис. 12. Синтетическая кривая гляциоэвстатического подъема уровня Карибского моря по данным [Fairbanks, 1989].

1, 2 – радиоуглеродные датировки гребнерифовых кораллов *Acropora palmate*: 1 – на подводном склоне острова Барбадос, 2 – в окрестностях четырех других островов Карибского моря.

толщи, разделенные границами седиментационного перерыва. Верхняя из них, представленная отложениями последней морской трансгрессии, перекрывает обе нижние по границе отчетливого седиментационного перерыва, размыва и, возможно, углового несогласия. По скважинам № 7, 12 и 9, наиболее детально охарактеризованным хронометрическими датировками, были построены графики «радиоуглеродный возраст осадков – глубина от уровня современной береговой линии» (рис. 11, а). Каждая из этих скважин вскрыла полный разрез отложений, накопившихся в период последнего относительного повышения уровня моря. Он начинается рифовыми известняками, построенными литоральным кораллом *Acropora palmate*, и в скважинах № 7, 9 заканчивается рифовой постройкой кораллов с широким диапазоном глубин обитания. Последняя в скважине № 12, в свою очередь, перекрыта покровом терригенных осадков. В скважинах № 7, 8 и 12 подошва отложений последней трансгрессии отделена от подстилающих слоев границей субаэрального седиментационно-

го перерыва продолжительностью, соответственно, ~70 и ~15–18 тыс. лет. В скважине № 9 упомянутая подошва представляет собой субаэральную границу с русловым аллювием (грубообломочная брекчия), выполняющим эрозионный врез небольшого палеоводотока. Признаки субаэральной экспозиции в основании верхней осадочной толщи отмечались и Р. Фэрбенксом. Так, в скважине № 15 он фиксирует корку цементации кораллов в интервале между радиоуглеродными датировками 15,4 и 14,3 тыс. лет [Fairbanks, 1989]. Таким образом, южный подводный склон острова Барбадос в период, предшествовавший последней морской трансгрессии, располагался выше уровня моря. Имеющиеся данные позволяют оценить среднюю скорость относительного повышения этого уровня, зафиксированную в трех полных разрезах отложений последней трансгрессии. Во всех трех скважинах средняя скорость накопления литоральных кораллов *Acropora palmate* $v_{sd} = 0,8$ см/год. Приблизительно с такой же средней скоростью происходит и относительное повышение уровня моря, вследствие чего мощность литоральных рифовых известняков существенно превышает 5 м – допустимую амплитуду колебаний уровня моря, при которой упомянутый вид может существовать. Поскольку средняя скорость относительного повышения уровня моря была все же чуть больше скорости роста рифа, формировавшегося литоральным кораллом *Acropora palmate*, накопление последнего сопровождалось очень медленным относительным повышением уровня моря от 0 до критического значения (5 м), после чего рифы стали строиться кораллами с широким диапазоном глубин обитания. Этот «момент» T_{slt} служит началом отсчета времени относительного подъема уровня моря, не компенсированного накоплением кораллов или терригенных осадков. За временной отрезок « T_{slt} – современность» накопился горизонт сублиторальных образований мощностью m_{slt} , представленный слоем кораллов с широким диапазоном глубин обитания (в скважине № 12 перекрыт пачкой песков) и глубина моря достигла современного значения H . С учетом того, что к «моменту» T_{slt} глубина моря уже достигала 5 м, увеличение глубины составило $H - 5$ м. Таким образом, средняя скорость не компенсируемого осадконакоплением относительного подъема уровня моря составляет:

$$V_{slt} = (H - 5 + m_{slt}) / T_{slt} \quad (3)$$

Оказалось, что в скважинах № 7, 12 и 9 скорость относительного повышения уровня моря равна, соответственно, 0,15, 0,48 и 0,7 см/год, то есть различаются в 1,5–3 раза на очень коротких расстояниях в пределах части южного подводного склона острова Барбадос. Легко подсчитать, что латеральное изменение скорости относительного повышения уровня моря от 0 до 5 м на стадии роста литоральных рифов подчиняется той же закономерности в скважинах № 7, 12, 9 и составляет, соответственно, 0,16, 0,18 и 0,38 см/год. Этот факт несовместим с представлениями об эвстатической природе последней трансгрессии в Карибском море и доказывает, что она обусловлена дифференцированным тектоническим погружением земной коры, скорость которого (v_{sb}) возрастает по мере удаления от берега. В этом же направлении уменьшается продолжительность субаэрального седиментационного перерыва, предшествовавшего последней морской трансгрессии: скважина № 7 – ~70 тыс. лет, № 1 – ~61 тыс. лет, № 12 – ~15–18,5 тыс. лет,

№ 9 – ~1,5 тыс. лет, № 15 – ~1,1 тыс. лет. Наибольшая амплитуда погружения по отношению к современному уровню моря, равная 108 м, отмечена в скважине № 13 (рис. 11, б). Она, судя по кратковременности предшествующего седиментационного перерыва в скважине № 15, близка к максимальной. Таким образом, хотя максимальная амплитуда последней трансгрессии в Карибском море и близка к «предсказанной» ледниковой теорией, сама трансгрессия не является эвстатической или гляциоэвстатической.

Анализ серий радиоуглеродных датировок в полных разрезах морских осадков последней трансгрессии позволил устранить эффект относительного характера повышения уровня моря путем сравнения его средней скорости в разных пунктах даже одной и той же акватории [Крапивнер, 2018, 2020а]. При этом хронометрическому датированию подлежат и явно сублиторальные образования, а не только формировавшиеся на уровне ископаемой береговой линии или вблизи нее. Главное, чтобы количество датировок было достаточным для установления «момента» T_{slt} , а, следовательно, и v_{sb} .

Оказалось, что и в океанических, и в эпиконтинентальных морях этот показатель существенно изменяется, иногда на незначительных расстояниях. Это свидетельствует против эвстатической природы последней морской трансгрессии, к тому же ее максимальная амплитуда не совместима с гляциоэвстатической гипотезой. В период, отведенный ледниковой стратиграфией на максимум последнего материкового оледенения, уровень Мирового океана располагался не на 120 м ниже современного, как следует из подсчета объема ледниковых щитов последнего оледенения, а в разных акваториях на разную величину, иногда в разы превышающую 120 м (Баренцево и Северное моря). Сопоставление около 70 датированных по ^{14}C полных разрезов последней планетарной трансгрессии в разных широтах (от тропических до полярных) выявило очевидную функциональную зависимость современной глубины моря H от средней скорости тектонического погружения дна v_{sb} . Мощность накопившихся за период погружения сублиторальных осадков m_{slt} существенно влияет на результат в основном только на прибрежных мелководьях. Таким образом, в любой точке моря, если в ней известны значения H и m_{slt} , можно определить среднюю скорость подъема уровня моря (или тектонического погружения морского дна v_{sb}), а, следовательно, и время его начала:

$$T_{slt} = (H + m_{slt}) / v_{sb} \quad (4)$$

Для 36 полных разрезов последней трансгрессии в океаническом Карибском (подводный склон острова Барбадос), шельфовых Северном и Баренцевом морях, зависимость установленная с помощью программы Grapher 7 компании Golden Software, отображается двумя уравнениями парной регрессии, в которых $X = H_s + m_{slt}$, $Y = v_{sb}$, а R – коэффициент корреляции (рис. 13). График первого из них ($R = 0,96$):

$$Y = 0,007X + 0,27 \quad (5)$$

выражает прямую пропорциональность и в интервале значений X от 134 м до максимальных (633 м) почти не отличается от графика второго ($R = 0,98$):

$$Y = 0,016X^{0,88} \quad (6)$$

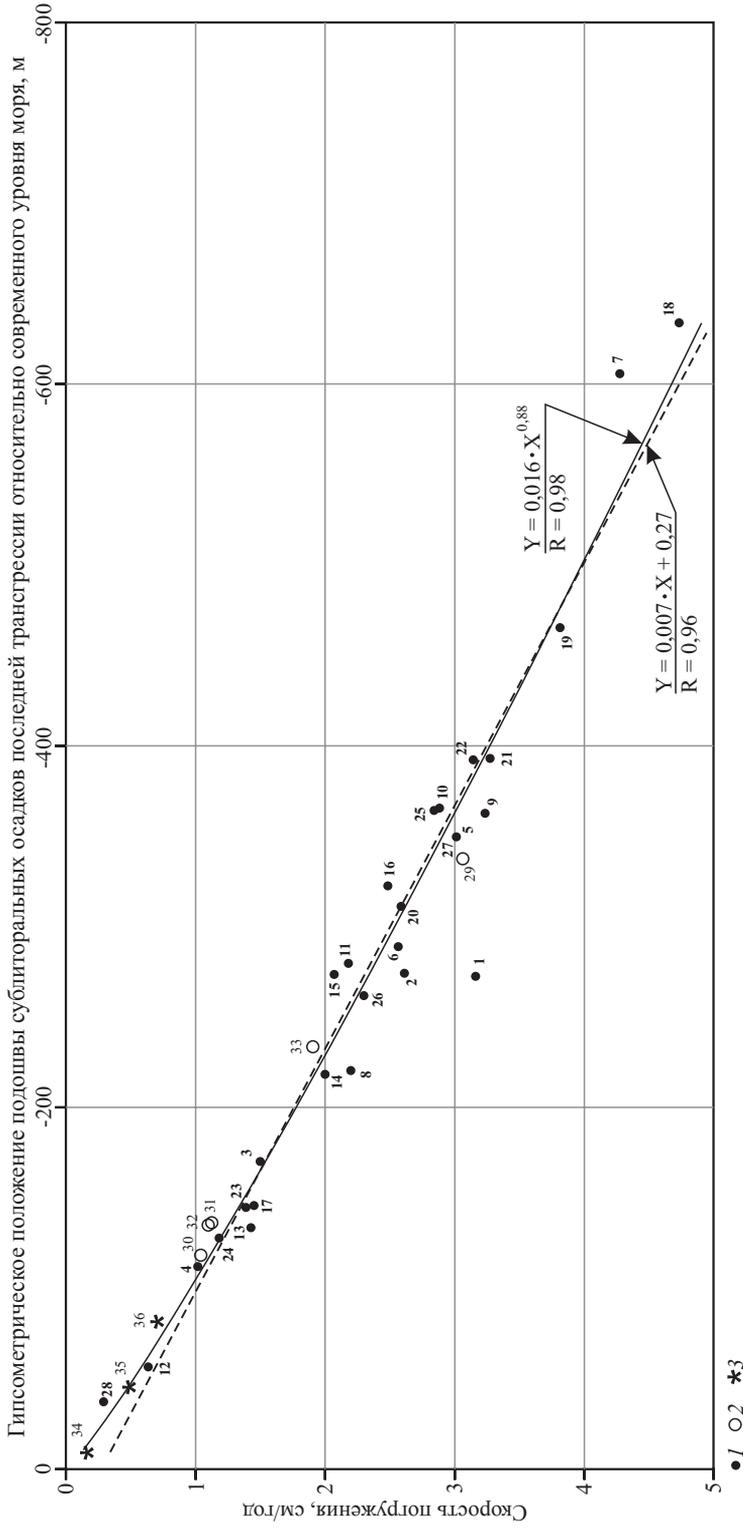


Рис. 13. Два варианта графика функциональной связи между гипсометрическим положением подошвы покрова сублиторальных осадков последней трансгрессии (X, м) и средней скоростью тектонического погружения (Y, см/год), где $X = H_s$ (глубина моря) + m_{sit} (мощность сублиторальных осадков) [Крашвинер, 1920б].

Номера точек измерения: 1–28 – Баренцево море, 29–33 – Северное море, 34–36 – Карибское море (подводный склон острова Барбадос).

По мере уменьшения значений X ниже 134 м расхождение между величинами Y на обоих графиках существенно возрастает, притом что кривая регрессии с $R = 0,98$ заканчивается в нулевой точке. Таким образом, значимые расхождения между обоими графиками зафиксированы лишь в интервале, близком к общепринятому значению амплитуды «гляциоэвстатического» повышения уровня Мирового океана. В этом интервале сконцентрирован максимум приведенных в публикациях радиоуглеродных датировок. График с использованием 40 точек из разных акваторий в интервале значений X от 0 до 124 м приведен в монографии [Крапивнер, 2018]. Он совпадает с графиком уравнения (6), таким образом, этот график и следует использовать на практике.

3.3. Радиальная гляциотектоника В. И. Астахова и современные представления о гляциоизостазии в геологической науке

«Радиальные» тектонические движения, по В. И. Астахову, представляют собой пологие эпейрогенические поднятия и опускания земной поверхности амплитудой от десятков до сотен метров, сменяющие друг друга во времени и пространстве. Основное отличие ледникового эпейрогенеза от тектонического – очень большая скорость движений, достигающая нескольких см/год. Оно объясняется гляциоизостатическим механизмом радиального эпейрогенеза, которое обусловлено приложением и снятием ледниковой нагрузки на литосферу при накоплении и таянии огромных ледниковых масс (с. 176). Представления В. И. Астахова о гляциоизостатических движениях весьма путанные и противоречивые, что, прежде всего, касается соотношения между гляциоизостазией и гляциоэвстазией. По его мнению, высокое (до 130 м) положение поднятых гляциоэвстатических береговых линий говорит о том, что гляциоизостатическое «выпрямление литосферы шло со скоростью, превышающей скорость последней (фландрской по терминологии автора ЧГС) трансгрессии, а ее амплитуда за 15 тысяч лет достигла 130 м» (с. 138). Упомянутый тезис повторяется и в последующем изложении: «В Северной Европе и Северной Америке изостатическое поднятие суши обычно опережало поднятие уровня моря, что приводило к формированию лестниц береговых валов, иногда поднимающихся до 130 м и более над современным уровнем моря» (с. 287). «При отступании ледника оставленная им местность начинает немедленно подниматься» (с. 176). Однако в другом популярном изложении ледниковой теории утверждается противоположное: «Убывание оледенения сопровождалось реакцией двух разных типов: *немедленным* повышением уровня океана и *постепенным* (выделено авторами) поднятием земной поверхности» [Д. Имбри, К. П. Имбри, 1988, с. 57]. Подобное противоречие обусловлено умозрительным характером основных постулатов ледниковой теории, но оппоненты В. И. Астахова отражают наиболее распространенное мнение.

Изостатическая уравнированность земной коры под Гренландским и Антарктическим ледниковыми покровами была воспринята как подтверждение

выдвинутой ранее гипотезы Джемиссона [Д. Имбри, К. П. Имбри, 1988]. Она объясняла присутствие поднятых морских террас на побережьях областей четвертичных материковых оледенений наличием под верхней жесткой частью земной коры расплавленного слоя, который течет под дополнительной ледниковой нагрузкой. По этой причине тезис об изостатических погружениях и поднятиях Балтийского и Канадского щитов под влиянием периодически возникавшей и исчезающей ледниковой нагрузки стал одним из важных постулатов ледниковой теории. Между тем против идеи гляциоизостатического «всплывания» Фенноскандии выступали такие видные ученые как Х. Штилле и А. Д. Архангельский, а по отношению к Канадскому щиту – Г. Джефрис, доводы которых использовал в критическом анализе этой проблемы советский геофизик академик Е. Н. Люстих [Люстих, 1956, 1957]. Вкратце они сводятся к следующему:

1. Гипотеза «всплывания» стала популярной во время зарождения гравиметрии и первые измерения ей благоприятствовали, удерживается она по традиции, хотя структура поля силы тяжести эти представления не подтверждает.

2. В природе совпадение знака вертикальных тектонических движений с соответствующим ему знаком изостатической аномалии встречается не так уж часто. Нередки случаи, когда площади с отрицательной изостатической аномалией погружаются, а с положительной – поднимаются. Поднятия Балтийского щита охватывают всю его территорию, включая участки с положительной аномалией силы тяжести. В этом отношении и по величине изостатических аномалий он не отличается от других районов Восточно-Европейской платформы, испытывающих поднятия.

3. Послеледниковые и современные эпейрогенические движения наследуют тенденцию Балтийского щита, обособившегося с палеозоя в виде возвышенной по отношению к окружающей местности территории, лишь временами частично или полностью затопляемой морем. Размеры области поднятий Скандинавии (~1000 × 1500 км) по порядку величины соответствуют размерам площадей эпейрогенических движений остальной, не подвергавшейся оледенениям, части внеальпийской Средней Европы.

Таким образом, изостазия не является определяющим механизмом вертикальных тектонических движений, что полностью дезавуирует упрощенные представления В. И. Астахова, позволяющие ему использовать гляциоизостазию как причину крупноамплитудных «радиальных» тектонических движений в районах, где этот фактор обычно не используется, например, в Западной Сибири. Свои ошибочные представления, противоречащие пункту 2 анализа Люстиха (см. выше), автор ЧГС формулирует просто и доходчиво: «Изостатическое или компенсационное опускание, так же, как и в рычажных весах, возникает при приложении любого лишнего веса к давно уравновешенным литосферным блокам» (с. 176). К тому же Астахов вступает в противоречие с современными представлениями о строении планеты Земля, считая астеносферу частью литосферы (с. 180). Между тем: «астеносфера – предполагаемый слой мантии, подстилающий литосферу, способный к вязкому или пластическому течению под действием относительно малых напряжений, позволяющий путем медленных движений создавать условия гидростатического равновесия» [Геологический словарь, 1973]. По данным геофизических исследований,

именно в ней происходят вязкие перемещения масс, подобные обусловленным тяжестью Гренландского и Антарктического ледниковых щитов.

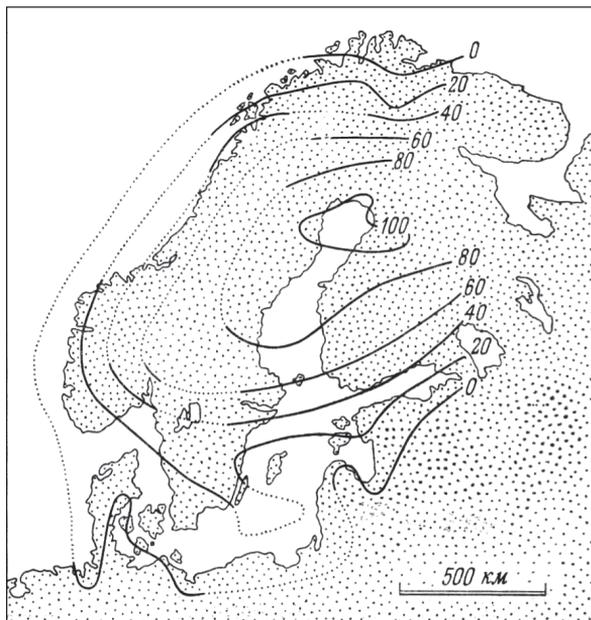
По мнению ряда геофизиков, деформации, обеспечивающие компенсацию гравитационной нагрузки ледниковых щитов и ее снятия, осуществляются путем вязкого течения, то есть деформации установившейся ползучести [Гутенберг, 1963]. В породах астеносферы физический механизм последней по аналогии с ползучестью осадочных пород [Горькова, 1965] заключается в динамическом равновесии между разрушением и восстановлением их внутренних структурных связей, что позволяет получить наиболее значительные конечные деформации геологической среды. В данном случае, учитывая субсолидусное состояние астеносферы и различия в температуре плавления составляющих ее минералов, динамическое равновесие выражалось в частичном плавлении на одних участках, компенсируемом застыванием – на других.

В монографии автора этих строк [Крапивнер, 2018] обосновывается вывод о том, что упомянутые латеральные перемещения масс вызваны не пониженной вязкостью или сдвиговой прочностью («твердостью») материала астеносферы, а минимальным по сравнению с породами выше- и нижележащей мантии соотношением между этими параметрами, то есть периодом релаксации напряжений t_r . Подобная релаксация происходит при постоянной деформации и напряжении, не превышающем предела ползучести материала. Концепция реидной тектоники предполагает, что она может проявляться и при накоплении большой конечной деформации, если последняя растет с очень малой скоростью, так что на протяжении отрезка времени t соизмеримого с t_r приростом деформации можно пренебречь. В соответствии с этой концепцией считается, что при $t \geq t_r \cdot 10^3$ напряжение и связанная с ним упругая составляющая деформации пренебрежимо малы, и деформационное поведение материала становится подобным поведению вязкой жидкости [Спенсер, 1981]. В работах по реологии разных оболочек Земли чаще всего используются теоретические расчеты К. Е. Буллена и Р. А. Хэддона [Bullen, Haddon, 1967], в соответствии с которыми t_r в астеносфере составляет $\sim 10^{10}$ с (порядка 1000 лет), а в литосфере и подастеносферной мантии, соответственно, на 1 и 2 порядка величины больше.

Таким образом, для того, чтобы астеносфера под дополнительной ледниковой нагрузкой начала деформироваться как жидкость, требуется, чтобы ледник существовал непрерывно на протяжении примерно 1 млн лет ($T_r \cdot 10^3$). Столь большой запас времени есть у ледниковых щитов Гренландии и Антарктиды, время непрерывного существования которых заведомо больше упомянутой цифры, тогда как продолжительность постулируемых четвертичных ледниковых эпох измеряется первыми десятками тысяч лет. Отсюда следует, что изостатическое прогибание земной коры под тяжестью Антарктического и Гренландского ледниковых покровов не может служить основанием для априорного признания современного поднятия Канадского и Балтийского кристаллических щитов результатом изостатической компенсации снятия ледниковой нагрузки.

Приведенные В. И. Астаховым изобазы гляциоизостатического поднятия Фенноскандии (рис. 14) реконструированы на основании повторного нивелирования, выполнявшегося в Финляндии с 1892 по 1910 и с 1937 по

Рис. 14. Изобазы скоростей поднятия Фенноскандии (см/100 лет) по результатам повторных нивелировок с 1892 по 1910 и с 1937 по 1953 годы [Гутенберг, 1963].



1950 годы, а также наблюдений за гипсометрическим положением поднятых береговых линий на побережьях Балтийского шита [Гутенберг, 1963]. Состав и строение новейших отложений в заливах и проливах Балтийского моря были практически неизвестны, поэтому изобазы пересекали эти акватории в соответствии с результатами береговых наблюдений за датированными по ^{14}C поднятыми морскими террасами. Между тем рельеф его дна обладает существенной расчлененностью, плановый рисунок которой отличается заметной линейностью, указывающей на связь с разломной тектоникой. Наибольшее гляциоизостатическое поднятие зафиксировано изобазой +100 м, обрисовывающей вершину Ботнического залива (рис. 14), где глубины моря изменяются от первых метров до 200 м (рис. 15). В соответствии с новейшими данными о природе последней планетарной трансгрессии (см. выше) здесь в конце неоплейстоцена – голоцене происходит не поднятие, а погружение. Изобазы соединяют точки, испытывающие поднятие (*изоанабазы*) или опускание (*изокатабазы*) с равной скоростью, либо с равной амплитудой в определенный отрезок времени [Геологический словарь, 1973]. Учитывая изложенное выше, изобазы скорости поднятия поверхности Скандинавского полуострова не могут пересекать Ботнический залив, поскольку вблизи берега или немного мористее изоанабазы должны сменяться субпараллельными им и береговой линии изокатабазами. Порядок значений скорости погружения дна в вершине Ботнического залива (v_{sb}) можно определить с помощью упомянутого графика зависимости v_{sb} от $H_s + m_{slt}$ (рис. 13). Неизвестным является лишь второстепенный параметр – m_{slt} . Приняв его равным 6 м (по аналогии с данными скважины № 33 в юго-восточной части моря (рис. 15), получим скорости погружения при глубинах моря 200, 100, 80, 60 и 10 м, равные, соответственно, 1,8; 1,0; 0,85; 0,72 и 0,2 см/год. Они закономерно умень-

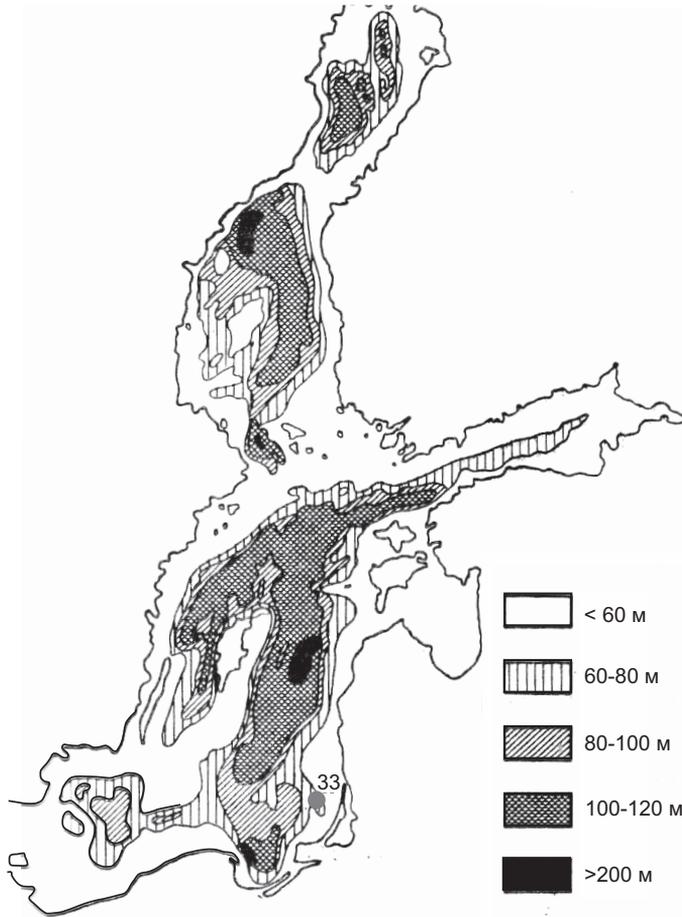


Рис. 15. Батиметрическая карта Балтийского моря [Балтийское море, 1974].

Скважина № 33 вскрыла полный разрез осадков последней планетарной трансгрессии [Григорьев и др., 2009].

шаются по мере приближения к берегу и на суше сменяются поднятием. Значительный градиент скорости тектонических движений, составляющий примерно 1,2 см/год на расстояниях в десятки метров (+1,0 см/год у берега и -0,2 см/год при глубине моря 10 м), предполагает, что площади современного поднятия и погружения разграничены разломом земной коры. О существовании в Фенноскандии протяженных молодых разломов амплитудой до 20 м, иногда срезающих морены и озы, пишет (по литературным данным) и Астахов, объясняя их происхождение высокой скоростью гляциоизостатических поднятий. Однако разломы возникают не из-за высокой скорости тектонических движений, а при наличии их резкой дифференцированности, что несовместимо с гляциоизостазией. Б. Гутенберг объясняет существование в Фенноскандии молодых разломов наложением на гляциоизостазию дифференцированных тектонических движений земной коры.

3.4. О результатах исследований гляциоизостазии на Кольском полуострове

В процессе инженерно-геологических исследований в акватории губы Орловка (рис. 16) было установлено, что долины даже небольших рек Кольского полуострова, подобно рекам низменных равнин таких как Печора и Обь, продолжают на прилегающий шельф [Крапивнер, 2020, 2018]. Подошва поздненеоплейстоцен-голоценового аллювия р. Орловка, например, всего в 0,9 км от берега вскрыта бурением на абсолютной отметке минус 112 м, причем русловые отложения перекрыты толщей слабоконсолидированных морских осадков алеврито-глинистого состава максимальной мощностью 44,4 м, резко сокращающейся за пределами долины (рис. 17), из чего следует, что последняя трансгрессия моря начиналась с ингрессии в речные долины. И Баренцевоморское, и Беломорское побережья Кольского полуострова в период последней планетарной трансгрессии Мирового океана были так же, как и в настоящее время, приливными. Вследствие этого, распространенные в их пределах узкие эрозионно-тектонические ложбины, по которым текли ручьи, впадавшие в море или в низовья рек, в процессе трансгрессии превращались в миниэстуарии (эстуарий – это долина реки, в которую проникают морские приливы). В настоящее время в них расположены цепочки пресноводных озер глубиной в десятки метров, иногда соединенные протоками (рис. 16, 18).

В районе губы Ярнышная в полосе побережья Мурмана шириной до 8 км и протяженностью около 15 км было исследовано 4 озера (участок I на



Рис. 16. Териберская губа и ее окрестности (космоснимок).

I – губа Териберская: 1 – губа Орловка, 2 – губа Лодейная, 3 – губа Завалишина, 4 – озеро Титовское. Поверхность докембрийских пород расчленена протяженными линейными ложбинами разнообразной ориентировки, к которым приурочены цепочки пресноводных озер.

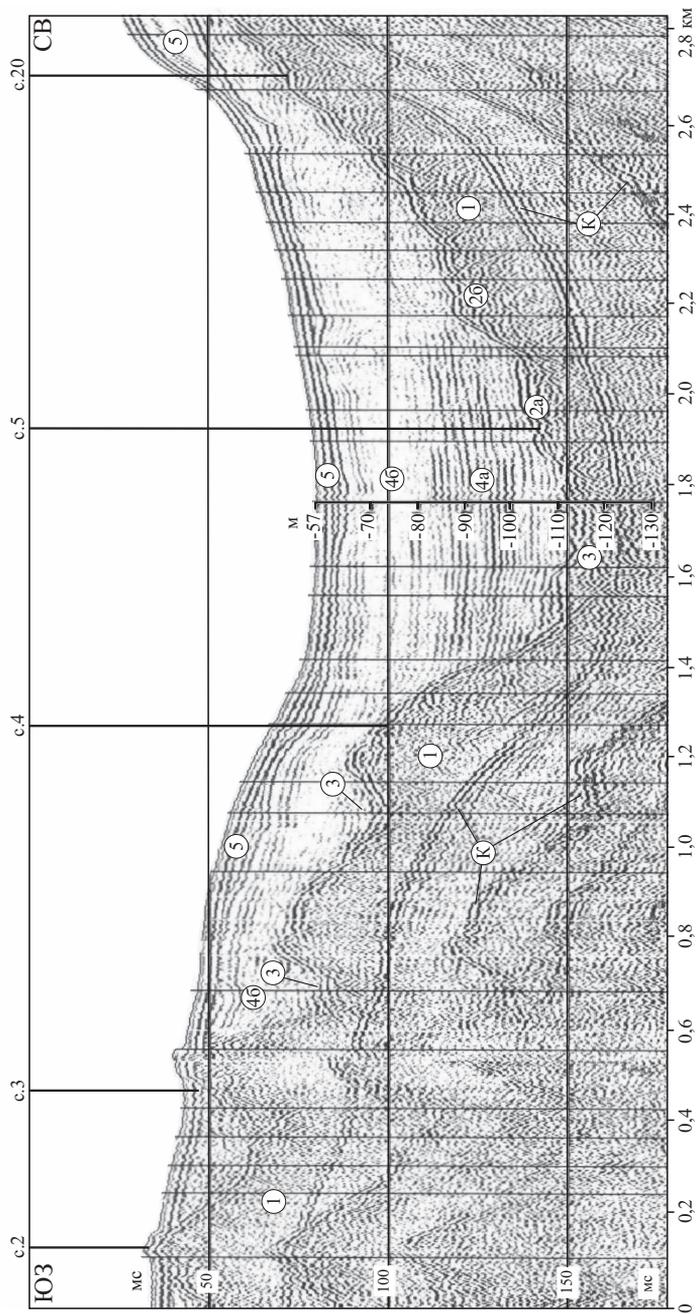


Рис. 17. Сейсмоакустический разрез, пересекающий губу Орловка по северо-северо-восточному направлению.

1 – докембрийские породы, 2 – прибрежные осадки волнового поля (в основном гравийно-галечно-валунные отложения), 3 – русловой аллювий (преимущественно грубообломочный материал), 4 – слабоконсолидированные морские осадки с акустически прозрачным слоистым (4а) и однородным (4б) сейсмозображением (первые отличаются от вторых гораздо более высоким содержанием пелита), 5 – регрессивные осадки (пески, песчанистые алевроиты), К – крагные отражающие границы. В центре линии разреза пробурена скважина № 5 глубиной 57 м [Крапивинер, 2018].



Рис. 18. Космоснимок расположения озер 7, 22, 41 и 54 [Snyder et al., 1996, 1997] в районе губы Ярнышная (А).

рис. 20), урезы воды которых расположены на абсолютных высотах, равных: 54 м (озеро Ярнышное-3, максимальная глубина $h_m = 21$ м), 41 м (озеро Ярнышное-1, $h_m = 25$ м), 22 м (озеро Подрахинское, $h_m = 25$ м) и 7 м (озеро Глубокое, $h_m = 9$ м). На рис. 18 упомянутые озера обозначены цифрами, соответствующими абсолютной отметке уреза озерной воды. Водораздельное плато в пределах рассматриваемой площади характеризуется абсолютными отметками 100–200 м. Топографическая поверхность выработана в кристаллических породах докембрия, а ориентировка ложбин, в которых расположены озера, контролируются многочисленными разрывными нарушениями [Snyder et al., 1996, 1997].

В точке максимальной глубины каждого озера бурением со льда с помощью вибропоршневой трубки были получены колонки донных грунтов длиной 365–375 см, в каждой из них на нескольких гипсометрических уровнях были получены радиоуглеродные датировки. Все колонки вскрыли в основании алеврито-глинистые осадки последней морской трансгрессии. Они обладают массивной текстурой, редкими включениями гравия и мелкой гальки. Встречаются макроостатки морских водорослей, агглютинирующие фораминиферы, обломки и целые раковины мелководных морских моллюсков. По текстуре, гранулометрическому составу и другим физическим свойствам они аналогичны морским илам бухты Орловка, но отличаются от них консистенцией, так как осадки были подняты выше уровня моря и существенно обезвожены дренажем в зоне аэрации [Крапивнер, 2009а, 2018]. В колонке 54

(рис. 19) рассматриваемые отложения, как и на основной площади Баренцева моря, подстилаются консолидированным диамиктоном. В зоне постепенного перехода в вышележащие отложения выполнялись диатомовые анализы. Они обнаружили бедную плохо сохранившуюся диатомовую флору морских и солоноводных диатомей вместе с переотложенными палеогеновыми формами. По условиям залегания, литологическому облику и геоморфологической

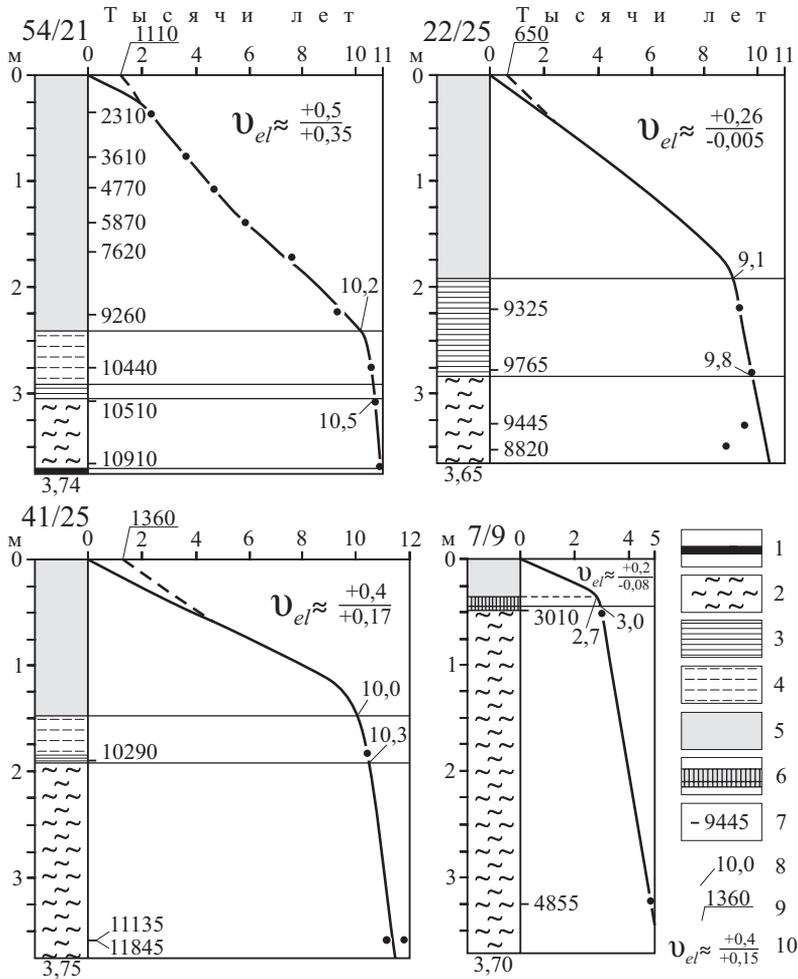


Рис. 19. Колонки отложений, отобранных со дна пресноводных озер в районе губы Ярнышная [Snyder et al., 1997] с дополнениями и изменениями. Местоположение см. на рис. 20 (участок 1).

1 – диамиктон, 2 – сублиторальные фации лиманов и бухт, приуроченные к эрозионно-тектоническим ложбинам (алевритовые и песчано-алевритовые глины с остатками морской биоты), 3, 4 – регрессивные осадки приливной литорали в мини-эстуариях: 3 – проксимальная фация (тонкослойные алевриты и глины с диатомовой флорой переходного типа), 4 – дистальная фация (переслаивание глинистого алеврита с песчаным, в составе диатомовой флоры доминируют индифферентные виды); 5 – озерные осадки (органогенный ил с пресноводной диатомовой флорой), 6 – маломощный горизонт с диатомовой флорой переходного типа, 7 – радиоуглеродная датировка, 8 – радиоуглеродное время (в тыс. лет) начала и конца формирования осадков приливной литорали, 9 – радиоуглеродный возраст образца озерных осадков, отобранного с поверхности современного дна, 10 – в числителе – средняя скорость поднятия местности, окружающей озеро, после регрессии моря, в знаменателе – средняя скорость поднятия (+) или погружения (-) дна озера в это же время.

позиции морские осадки относятся к группе фаций фиордов и бухт, состав и строение которых детально изучены в губе Орловка (рис. 17).

Примерно 9,8, 10,3 и 10,5 тыс. радиоуглеродных лет назад в колонках, соответственно, 22, 41 и 54 (рис. 19) накопление массивных осадков морской сублиторали сменилось отложением алевритистых глин и глинистых алевритов с выдержанной тонкой горизонтальной слоистостью. В керне она выражена изменениями цвета и текстуры, а на рентгенограммах – контрастами плотности. В основании горизонта в сантиметре осадка насчитывается 10–14 пар слоев, вверх по разрезу их толщина возрастает. Изредка в осадках встречаются мелкие растительные макрофоссилии, а вблизи подошвы в колонке 22 обнаружено сплошное скопление водорослей, причем в составе содержащихся в нем диатомей доминирует полигалобный вид, предпочитающий соленость > 30 ‰. По сравнению с подстилающими морскими отложениями количество непереотложенных диатомей в осадках ленточно-слоистого горизонта увеличилось на 1–2 десятичных порядка. Преобладают виды, предпочитающие щелочную обстановку с подчиненным количеством галофилов и мезогалобов (соленость от 0,2 до 30 ‰). В колонках 54 и 41 в кровле рассматриваемого горизонта в составе диатомовой флоры доминируют индифферентные виды с небольшой примесью (до 5 ‰) галофилов. Эти осадки, по мнению авторов исследования [Snyder et al., 1996, 1997], отображают переходные условия седиментации от морских к озерным, обусловленные гляциоизостатическим «всплыванием» территории. Однако по сумме признаков «переходный» горизонт гораздо ближе к подстилающим морским

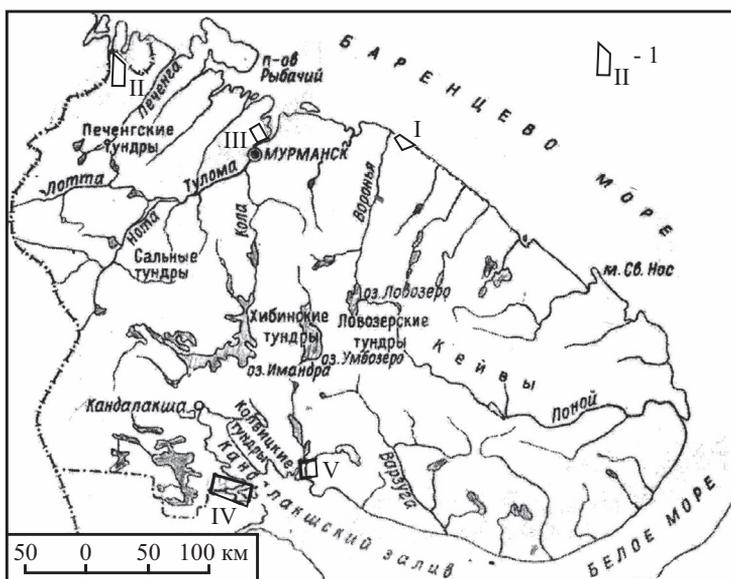


Рис. 20. Участки отбора колонок четвертичных отложений со дна озер прибрежной зоны Кольского полуострова.

I – границы участка и его номер: I – район губы Ярнышная, II – район р. Паз (Потасойка), III – район г. Полярный, IV – юго-западный берег Кандалакшского залива, район г. Лесозаводск, V – северо-восточный берег Кандалакшского залива, район пос. Умба.

осадкам, чем к вышележащим озерным. Он характеризуется примерно такой же скоростью седиментации, близким содержанием органического углерода, и связан с морскими осадками постепенным переходом. По литологическим признакам рассматриваемый горизонт относится к приливному ритмитам [Middleton, 1984], а по условиям залегания и диатомовой флоре – к регрессивным эстуариевым фациям. Возможно, под сублиторальными морскими осадками некоторых миниэстуариев присутствуют приливные ритмиты трансгрессивной фации, но всеми колонками (за исключением колонки 7) вскрыты лишь регрессивные осадки приливной литорали эстуариев. Океанические приливы в южной части Баренцева моря распространялись с северо-запада на юго-восток вдоль берега Мурмана, тогда как озеро 7 расположено в миниэстуарии открывающемся в противоположном направлении (рис. 18), вследствие чего приливы в него не распространялись.

Вскрытый геологический разрез во всех грунтовых колонках завершился неслоистыми органогенными илами с обилием макрофоссильных растительных остатков. Илы обладают текучей консистенцией: объемная плотность высушенных образцов, как правило, меньше $0,5 \text{ г/см}^3$, благодаря чему самая верхняя часть осадков была потеряна при бурении (рис. 19). Скорость осадконакопления по сравнению с нижележащими слоями снизилась на десятичный порядок.

Диатомовая флора изучалась только в колонке 7, в которой четкая граница между морскими и озерными осадками расположена на глубине 44 см от поверхности дна, тогда как смена морской диатомовой флоры на пресноводную произошла 3010 радиоуглеродных лет назад на глубине 48 см от поверхности дна, разница в 4 см, судя по диатомовой флоре, служит переходным горизонтом от морского осадконакопления к озерному. При условии геократической природы этой смены условий седиментации она произошла на абсолютной высоте, примерно соответствующей стационарному среднему уровню моря, который менялся только за счет приливов и отливов. Таким образом, в колонке 7 изменение за последние 3010 лет гипсометрического положения (в сантиметрах) кровли морских отложений последней трансгрессии $h_{ch} = \Delta h - 44$, где Δh – разность между абсолютной отметкой уреза воды в озере и его глубиной ($\Delta h = +7-9 = -2$), а скорость этого изменения $v_{ch} = h_{ch} / 3010 = -244/3010 = -0,08 \text{ см/год}$. Это означает, что котловина озера 7 на протяжении последних 3000 радиоуглеродных лет продолжает медленно погружаться. Окружающая местность в это время поднималась со средней скоростью $+0,26 \text{ см/год}$ [Крапивнер, 2018].

Поскольку приливные ритмиты в колонках 22, 41 и 54 формировались на среднем уровне моря, а в настоящее время их граница с перекрывающими озерными илами располагается на глубине m_1 , равной 185, 148 и 238 см от дна соответствующего озера, скорость изменения гипсометрического положения этой границы $v_{ch} = \Delta h + m_1$ равна, соответственно, $-0,05$, $+0,17$ и $+0,35 \text{ см/год}$ (рис. 19). Примечательно, что скорости поднятия относительно уровня моря в колонках 41 и 54, расположенных в 2-х км друг от друга, различаются в 2 раза. Этот факт противоречит гляциоизостатической природе поднятия, поскольку колонки находятся на одинаковом расстоянии от берега моря (то есть примерно на одной и той же изобазе).

По изложенной методике сотрудниками Кольского научного центра РАН и Норвежского университета Тромсё [Колька и др., 2005; Евзеров и др., 2007], которые далее именуются авторами, были исследованы еще три участка на Кольском полуострове (II, III и V) и один (IV) – на южном берегу Кандалакшского залива (рис. 20). На первых трех изучено, соответственно, 8, 9 и 6, на последнем – 10 озер. Абсолютные отметки уреза воды в 33-х упомянутых водоемах изменяются от 7,6–12 до 88–104 м, а их максимальные глубины чаще всего измеряются несколькими метрами, иногда незначительно превышая 10 м. В пределах участков II и V озера расположены в виде узкой полосы субнормальной по отношению к современной береговой линии, то есть субпараллельно изобазам постулируемого гляциоизостатического поднятия, а на участках III и IV эта полоса протягивается субпараллельно берегу, соответственно, Кольского и Кандалакшского заливов. Длина керна изменялась от 0,4–0,5 до 5,5–7 м, чаще всего составляя 2–3 м. Грунтовые колонки на каждом участке пронумерованы в порядке возрастания относительной отметки уреза воды в озере. Характеристика полного разреза вскрытых вибропоршневой трубкой осадков «позднеледниковых»–голоценовых отложений приводится снизу вверх.

Слой 1. Неслоистая или неяснослоистая алевритистая глина или ленточная глина, залегающая на консолидированном диамиктоне.

Слой 2. Осадки начальной стадии последней трансгрессии моря: переслаивание (0,5–1,5 см) песка или алеврита со слоями, содержащими до 60 % органического материала. Диатомовая флора представлена чередованием слоев с доминированием мезогалобов и слоев, обогащенных галофилами.

Слой 3. Морские осадки: разнoзернистые алеврит и песок с раковинами морских моллюсков, иногда образующих раковинные банки, с единичной галькой.

Слой 4. Приливные ритмиты: переслаивание гиттии и алеврита. Изменение состава диатомовой флоры от морских условий к пресноводным происходит внутри слоя 4 или сразу над ним.

Слой 5. Осадки пресноводного озера: гиттия мощностью от 0,2 до 2,5 м (максимально до 4,9 м). Доминируют пресноводные виды диатомовой флоры, в небольших количествах присутствуют солоноводные и галофобы.

Образцы для радиоуглеродного анализа отбирались из слоя 4, а при его отсутствии – в основании слоя 5. В единичных случаях датировались более глубокие интервалы разреза. Амплитуда относительного поднятия кровли слоя морских отложений последней трансгрессии определялась, как и в районе губы Ярнышная (участок I на рис. 20), по современному гипсометрическому положению кровли слоя регрессивных приливных ритмитов слоя 4, или (при его отсутствии) – подошвы слоя озерных осадков, то есть практически в обоих случаях – по подошве слоя 5. Скорость поднятия поверхности относительно современного уровня моря (см/год) была получена путем деления его амплитуды на радиоуглеродный возраст этой литологической границы.

Авторы исследования интерпретируют его результаты в рамках ледниковой теории, традиционно игнорируя возможность проявления резко дифференцированных тектонических движений земной коры. Поэтому они рассуждают в терминах изменения гипсометрического положения уровня моря, полагая,

что гляциоизостатическое поднятие Кольского полуострова происходило одновременно с гляциоизостатическим повышением уровня моря. Подобное допущение является третьим вариантом соотношений между гляциоэвстазией и гляциоизостазией: 1) *первая наступает раньше второй* [Имбри Д., Имбри К. П., 1988]; 2) *вторая наступает раньше первой* [Астахов, 2020]; 3) *обе происходят одновременно* [Колька и др., 2005; Евзеров и др., 2007]. Выводы авторов последней гипотезы для каждого участка иллюстрировались графиками изменения уровня моря за период от позднеледниковья доныне. Шкалой абсцисс на этих графиках служило радиоуглеродное время, то есть пункты с фиксированными абсолютной высотой и радиоуглеродным возрастом ископаемой береговой линии располагались тем дальше от начала координат (современный уровень моря), чем они древнее, и, следовательно, чем больше амплитуда поднятия. Это диктуется распределением изобаз

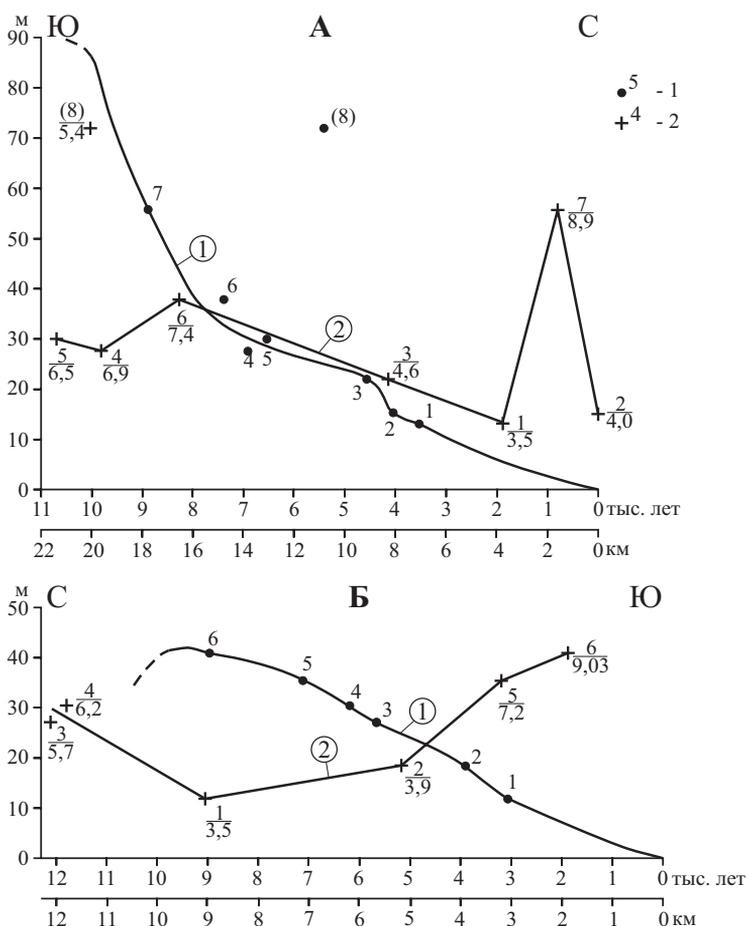


Рис. 21. Графики амплитуд поднятия побережий Кольского полуострова на участках, вытянутых субнормально к береговой линии, за последние 11–12 тыс. радиоуглеродных лет.

А – участок II, Б – участок V (местоположение см. на рис. 20). 1, 2 – пункты с датированным по ^{14}C местоположением границы смены морского осадконакопления озерным на графике, осью абсцисс которого служит: верхняя линия (соответствует 1 – точки) – радиоуглеродное время; нижняя линия (2 – крестики) – расстояние от современной береговой линии.

гляциоизостатического поднятия Скандинавского полуострова (рис. 14). Если этот закон действительно соблюдается, номера озер и отобранных в них колонок донного грунта с измеренными высотой и радиоуглеродным возрастом ископаемого уровня моря должны возрастать по мере удаления от начала координат (то есть от современного берега моря, поскольку озера пронумерованы в порядке возрастания абсолютной отметки уреза воды в них). На участках II и V, в которых обследованные озера расположены по линии нормальной к линии берега (рис. 21), так и выглядят линии графика 1, что как будто согласуется с рисунком изобаз на рис. 14. Мной на этих же графиках под шкалой времени помещена шкала расстояний от берега моря. В такой системе координат никакой закономерности в расположении точек, фиксирующих абсолютную высоту и радиоуглеродный возраст ископаемого уровня моря не существует. Например, пункт, начавший подниматься раньше других и обладающий наибольшей амплитудой поднятия, находится гораздо ближе к современному берегу, чем пункт с минимальным возрастом и амплитудой вертикальных движений (рис. 21, А). Таким образом, синтетические графики гляциоизостатического поднятия местности, подобно таковым гляциоэвстатического повышения уровня Мирового океана [Крапивнер, 2018, 2020а], являются артефактами и служат лишь иллюстрацией того, что должно быть в соответствии с ледниковой теорией, а, отнюдь, не того, что происходит в природе (своеобразный социалистический реализм в науке).

Тем не менее с помощью упомянутых синтетических кривых был выбран интервал времени (последние 6 тыс. лет), характеризующийся наиболее равномерным падением уровня моря, для которого реконструированы изобазы гляциоизостатического поднятия Кольского полуострова (рис. 22). Они пересекают меридиональное колено Кольского залива, протягиваются субпараллельно побережью Мурмана, затем поворачивают к югу субпараллельно Беломорскому побережью полуострова и пересекают Кандалакшский залив с преобладающими изобатами более 50 м и максимальной глубиной 343 м. При мощности слабokonсолидированных осадков последней трансгрессии 6 м (как было принято для Ботнического залива в предыдущем разделе) дно Кандалакшского залива, чтобы достигнуть максимальной глубины 343 м должно было в соответствии с графиком на рис. 13 погружаться со средней скоростью 3 см/год. Таким образом, поверхность субстрата осадков последней трансгрессии опустилась от уровня моря до ее современного гипсометрического положения за 11,6 тыс. лет (34300/3). Отсюда следует, что изобазы «гляциоизостатического поднятия» за последние

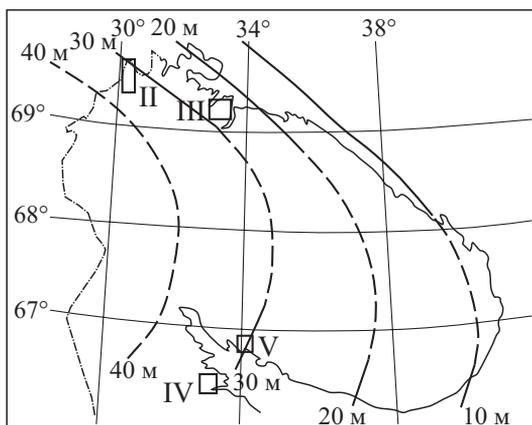


Рис. 22. Схема изобаз гляциоизостатического поднятия Кольского полуострова за последние 6 тыс. радиоуглеродных лет [Колька и др., 2005].

6 тыс. лет не могут пересекать Кандалакшский залив, что относится и к меридиональному колену Кольского залива (максимальная глубина 297 м). Этот вывод распространяется и на изобазы «гляциоэвстатического всплывания» всего Скандинавского полуострова (рис. 14), пересечение которыми Балтийского моря, включая Ботнический и Финский заливы, является результатом интерполяции данных по окружающей суше, базирующейся на феноменологических постулатах ледниковой теории. Вместе с тем берега Скандинавии начали подниматься раньше и поднимались быстрее, чем побережья низменных равнин, которые примыкают к обрамляющим Фенноскандию морям – Баренцеву, Белому, Балтийскому и Северному. По этой причине отложения с радиоуглеродными датировками, не превышающими возраст отложений пойменных и первых надпойменных террас упомянутых равнин на окраинах Скандинавского полуострова, оказались поднятыми до абсолютной высоты 25–55 м и более [Арсланов и др., 1974; Колька и др., 2005; Евзеров и др., 2007; Snyder et al., 1996, 1997].

3.5. О проявлениях дифференцированных вертикальных движений земной коры в «поздне- и послеледниковое» время в пределах Северо-Восточной возвышенности Баренцевоморского шельфа

Аналогичная картина наблюдается на архипелагах Баренцева моря [Большиянов и др., 2009; Шарин, Арсланов, 2011; Гусев и др., 2013]. Дифференцированность вертикальных движений земной коры в конце позднего неоплейстоцена – голоцене в их пределах особенно отчетливо демонстрирует Северо-Восточная возвышенность Баренцевоморского шельфа, включающая острова Земли Франца-Иосифа. Ее площадь (~200 000 км²) характеризуется резко расчлененным донным рельефом с желобообразными впадинами глубиной 250–350 м и более, между которыми обособляются многочисленные, чаще всего изометричные банки с поперечными размерами от 15–20 до 40–60 км и платообразными вершинами на изобатах 100–150 м (рис. 23). В северной части возвышенности вершины ряда подобных банок выступают из-под уровня моря в виде архипелага островов Земли Франца-Иосифа, берега которых местами террасированы. На острове Вильчек штормовой вал, расположенный на высоте 25–30 м над уровнем моря, содержит обломки древесины с радиоуглеродным возрастом 1,8 и 2,8 тыс. лет, что указывает на практически современное поднятие со скоростью не менее чем 1,4–1,7 см/год. В береговом обрыве острова на абсолютных высотах от 0 до 60 м экспонированы морские отложения, содержащие раковины моллюсков с радиоуглеродным возрастом от 6 до 9 тыс. лет [Гусев и др., 2013]. Между тем немного севернее в Кембриджском проливе архипелага глинистые илы мощностью 2 м с подобными радиоуглеродными датировками вскрыты на изобате 360 м и подстилаются ленточнослоистыми осадками фации приливной литорали, накопление которых происходило на уровне моря и завершилось 11,2 тыс. радиоуглеродных

лет назад [Крапивнер, 2018]. Отсюда следует, что за прошедшее с тех пор время дно пролива погрузилось на 362,5 м со средней скоростью 3,2 см/год. Это событие имело место в период последней планетарной трансгрессии, развивавшейся в процессе неравномерных по скорости и амплитуде общих погружений земной коры, перед началом которых вся площадь нынешнего Баренцевского шельфа располагалась выше уровня моря, причем территория нынешнего архипелага Земля Франца-Иосифа была наиболее возвышенной [Крапивнер, 2018, 2020а]. Фундамент Северо-Восточной возвышенности имеет эпигренвильский возраст [Богацкий и др., 1996], то есть сложен жесткими сильнометаморфизованными породами, аналогичными развитым в пределах Канадского кристаллического щита. По этой причине затопленная морем возвышенность, площадь которой в 7 раз меньше Балтийского щита, в докембрии которого также встречаются фрагменты с гренвильской

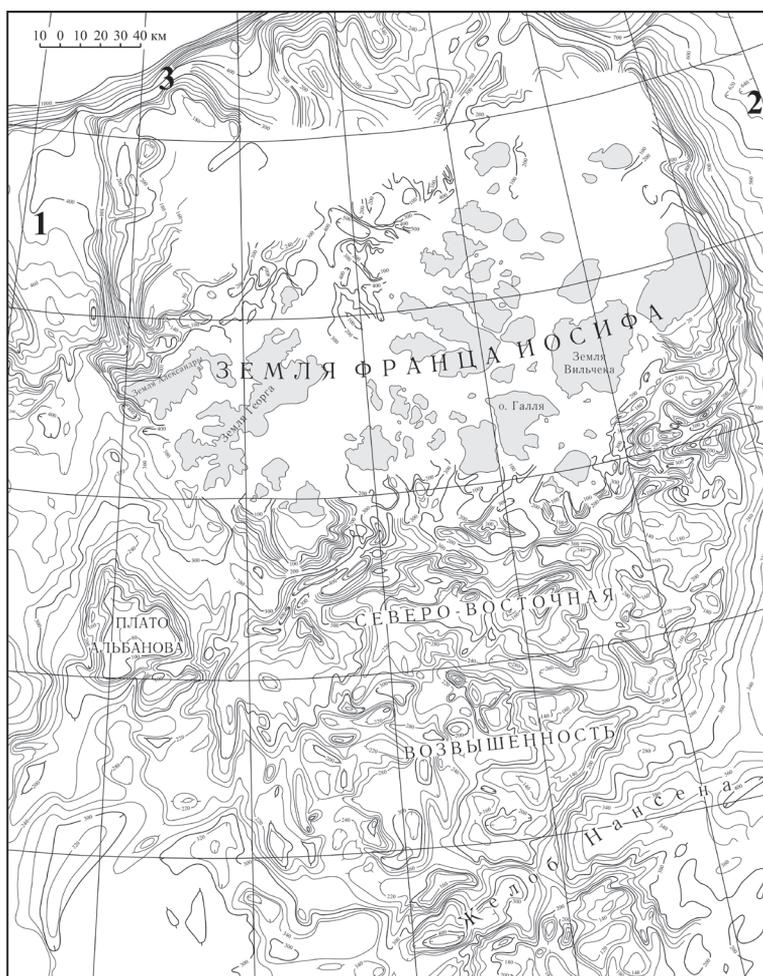


Рис. 23. Донный рельеф района Северо-Восточной возвышенности Баренцевоморского шельфа [Батиметрическая карта ... , 1965].

1 – желоб Франц-Виктория, 2 – желоб Св. Анны, 3 – континентальный склон к Арктическому бассейну.

складчатостью, по-видимому, обладает тенденцией к общему поднятию, а ее фундамент разбит густой сетью разломов, причем по разломам, активизированным в неотектоническую эпоху, обособились линейные погружающиеся блоки. Из-за всеобщего на шельфе характера тектонического погружения оно наложилось как на опускающиеся, так и на поднимающиеся вдоль разломов блоки, вследствие чего первые опускались гораздо быстрее вторых. В результате южная наиболее низменная часть Северо-Восточной возвышенности была затоплена морем, дно которого состояло из желобов и ограниченных ими банок, а на севере она сохранилась в виде архипелага островов, прибрежные пониженные участки которых также затапливались. По данным анализа новых и обобщения полученных ранее радиоуглеродных датировок морских террас этих островов их погружение, начиная примерно с 8 тыс. радиоуглеродных лет назад, сменилось поднятием. Оно распространилось и на подводные банки, так как некоторые из них в период от 8 до 2 тыс. лет назад стали низменными островами с новообразованными, а не реликтовыми ледниками [Гусев и др., 2013].

Приведенные факты, вероятнее всего, связаны с уменьшением скорости общего погружения земной коры, указывая на то, что энергетические источники локальных поднятий (Северо-Восточная возвышенность) и планетарных погружений (последняя трансгрессия Мирового океана) расположены на разных уровнях литосферы. Подобный факт был установлен на Кольском полуострове по данным бурения сверхглубокой скважины и массовых (более 5000) замеров ориентировки тектонической трещиноватости в породах протерозоя и архея. Оказалось, что в гранитах, гнейсах и амфиболитах архея в новейшее время (как минимум, в голоцене) действует сдвиговое поле тектонических напряжений с расположением осей наибольшего сжатия и растяжения в горизонтальной плоскости. Вместе с тем внутри Печенгской впадины в перекрывающих метаморфизованных вулканогенных и осадочных породах протерозоя (в скважине их подошва вскрыта на глубине 6842 м) в то же самое время действует поле тектонических напряжений, инициирующее развитие складок нагнетания. В их строении выделяется активный слой, внутри которого сдвиговое поле тектонических напряжений изменяется, вследствие чего он действует на вышележащие породы как мягкий штамп, продуцирующий складки поперечного изгиба [Веселов и др., 1984]. Таким образом, представления о гляциоизостатических вертикальных движениях земной коры даже для областей, считающихся главными центрами четвертичных покровных оледенений (Фенноскандия, Баренцевский шельф), требуют, как минимум, пересмотра.

3.6. О других проявлениях радиальной гляциотектоники

В. И. Астахов является активным сторонником и пропагандистом идеи о существовании в четвертичное время самостоятельного центра оледенения на шельфе Карского и Баренцева морей, что нашло отражение и в ЧГС. Гляцио-

геологи не фиксируют каких-либо признаков гляциоизостатического поднятия земной коры этих акваторий, по их мнению, недавно освободившихся от ледниковой нагрузки. Автор ЧГС считает, что следы воздействия гляциоизостазии на осадочный бассейн и его обрамление распространены в Западной Сибири. Он отмечает, что к северу от границы максимального оледенения появляются сбросовые уступы высотой до сотен метров, растет общая амплитуда четвертичных поднятий от первых десятков метров на юге до 1,5 км за Полярным кругом. Резкое новейшее поднятие Полярного Урала и плато Путорана, по предположению автора ЧГС, вызвано безвозвратным оттоком глубинного материала из нагруженного льдом низменного центра оледенения в сторону гор. «Активизацию сетки древних разломов нечем объяснить кроме приложения и снятия ледниковой нагрузки, поскольку эти молодые движения никак не связаны с древней геологической структурой» (с. 181). Последнее неверно: такая связь, как будет показано в следующей части настоящей монографии, установлена на примере Мало-Атлымских, Мало-Сосьвинских, Табьяхинских и Самаровских дислокаций, а распространенное мнение об ее отсутствии обусловлено неудовлетворительным состоянием геологического картирования областей постулируемых четвертичных оледенений [Крапивнер, 2020в]. Вместе с тем декларативному заявлению Астахова о гляциоизостатической природе приповерхностных деформационных структур севера Западной Сибири и ее орогенного обрамления противоречат кинематика и амплитуда этих структур. Разломы, тем более с амплитудой вертикального смещения сотни метров, являются признаком резкой дифференцированности этих смещений, что «противопоказано» изостазии. Предположение о том, что интенсивное образование трещин и разломов, а также современная сейсмичность Скандинавии связаны с сопротивляемостью литосферы изгибу над ядром нагнетания астеносферы [Mörner, 1979] опровергается данными об изменении энергии землетрясений во времени (с осреднением в 5 лет), которое происходит однотипно в пределах всего Земного шара, включая Скандинавию [Кропоткин и др., 1987]. В пределах последней возникновение и активизация разломов Б. Гутенберг, как уже указывалось, связывал с наложением тектонических движений земной коры на гляциоизостазии. Наконец, против гляциоизостазии в понимании Астахова свидетельствует отсутствие ее «признаков», подобных западно-сибирским, на шельфе Карского моря, где постулируется гораздо бóльшая мощность ледникового щита. Не менее декларативны и его утверждения о том, что широтная зональность коллекторских свойств пород мезозойско-кайнозойского осадочного чехла, а также широтная разобщенность месторождений нефти и газа и появление арктических залежей газа на небольшой (около 700 м) глубине, обусловлены уменьшением мощности четвертичных ледниковых покровов Западной Сибири с севера на юг. Коллекторские свойства (пористость) пород зависят от ряда причин, в том числе от их напряженного состояния, которое может быть функцией неотектонической активности, как это наблюдается в областях, не подвергавшихся оледенению. Преобразование органического вещества (ОВ) в осадках в жидкий или газообразный углеводород по мере их тектонического погружения, повышения давления и температуры зависит от многих факторов, включая тип ОВ, его дисперсность, условия захоронения и преобразования на стадии диагенеза

и катагенеза, и т. п. [Нестеров, Шпильман, 1987]. Вряд ли, учитывая «правило слона» В. И. Астахов проанализировал все эти факторы, прежде чем стал утверждать, что пространственное распределение месторождений нефти и газа на севере Западной Сибири невозможно объяснить известными фактами геологической истории (с. 181). Промышленные скопления газа возникают в результате сброса давления в системе, обычно из-за смены тектонического погружения поднятием. Поэтому нет никакой необходимости объяснять расположение арктических залежей газа на небольшой глубине снятием ледниковой нагрузки.

4. ФИЗИЧЕСКИЙ МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

4.1. О термине «диамиктон»

Из 169 страниц, посвященных условиям формирования и литологической характеристике континентальных четвертичных отложений, только 16 отведено собственно ледниковым образованиям. Они подразделяются на три генетических типа: основная (донная), краевая (конечная) и абляционная морены. Первые две образуются под движущимся ледником и иногда называются лоджемент тиллами. Общим для всех является участие в их строении «характерных грязекаменных смесей, именуемых диамиктоном». Этот термин в понимании Астахова обозначает «терригенную горную породу, состоящую из смеси обломков любых размеров от глины до огромных валунов» (с. 112). Такое определение подразумевает отсутствие каких-либо закономерностей в составе отложений, которые на равнинах Северной Америки и северной Евразии считают ледниковыми и для которых был предложен генетически нейтральный термин «диамиктит» [Flint et al., 1960]. Впоследствии он стал применяться для литифицированных дочетвертичных пород, тогда как четвертичные отложения подобного состава называют диамиктоном. Инженерно-геологические исследования, которые сопровождаются массовыми гранулометрическими анализами, показывают, что основная масса (матрица) диамиктона имеет мелкозернистый состав, представленный смесью частиц глинистой, алевритовой и песчаной (в основном фракции 0,1–0,25 или 0,05–0,1 мм) размерности, а содержание более крупного материала вплоть до валунного измеряется процентами, иногда достигая вблизи областей сноса первых десятков процентов (по объему) [Крапивнер, 2009б]. Максимум содержания ни одной из гранулометрических фракций не достигает или очень незначительно превышает 50 %, вследствие чего эта обломочная порода далеко не всегда находит место в литологической классификации и на практике пользуются терминологией, принятой в инженерной геологии (суглинок, супесь). Между тем отмывка 16 объемных (0,15–0,16 м³) проб диамиктона в разных пунктах бассейна р. Печора показала, что содержание в нем терригенного материала крупнее 2 мм лишь в двух пробах из 16 достигало 22,5 и 24 %, а в остальных изменялось от 0,1 до 5 %, составляя в среднем 1,8–3 % (по объему). Материал хорошо сортирован: содержание фракций 2–5, 5–10 и 10–25 мм составляет, соответственно, 92–95, 4–7 и 0,5–0,9 % [Крапивнер, 1975], то есть резко уменьшается по мере увеличения размерности гранулометрических фракций. Объем представительных проб для определения содержания более крупной гальки и валунов измеряется кубометрами, визуально это содержание не превышает процента.

Важнейшим литологическим признаком диамиктона является плохая granulometric сортировка его песчано-алеврито-глинистой матрицы по пятибалльной шкале. Сортированность терригенных отложений (S_0 по Траску) зависит от медианного диаметра частиц (M_d). Так, плохая сортировка отложений, состоящих из смеси глинистых, алевритовых и песчаных фракций, по классификации А. П. Лисицына [Лисицын, 1966], оценивается следующими значениями S_0 : при $M_d = (0,1-0,01 \text{ мм}) S_0 > 4$; при $M_d < 0,01 \text{ мм} S_0 > 5$. Далее в тексте термины «плохая», «средняя» или «хорошая» сортировка используются в соответствии с классификацией А. П. Лисицына. С учетом изложенного, диамиктон может быть внесен в литологическую терминологию как плохо сортированная песчано-алеврито-глинистая порода с рассеянным грубообломочным материалом местного и эрратического происхождения.

Показательно, что при описании ледниковых отложений В. И. Астахов ни разу не сослался на публикации профессиональных гляциологов, выводы о механизме формирования основной, краевой и абляционной морен базируются исключительно на умозрительных построениях автора и представлениях (по умолчанию) об отсутствии проявлений дифференцированной неотектоники в областях, которые, как принято считать, перекрывались четвертичными покровными оледенениями. Исходя из этого, Астахов любые признаки динамического воздействия на диамиктон и подстилающие породы считает конседиментационными, связанными с «тангенциальным» напором ледника, и учитывает их при отнесении морен к одному из трех генетических типов своей классификации. Однако, как было обосновано в разделах 2 и 3, любые модели гляциотектонического воздействия на породы ледникового ложа противоречат базовым положениям современной гляциологии и геомеханики. По этой причине признаки деформированности диамиктона вместе с подстилающими породами не имеют никакого отношения к его происхождению, так как возникли после его формирования.

4.2. Основная морена

В англоязычной литературе термин «морена» применяется к форме ледникового рельефа, тогда как ледниковые отложения называют тиллом. В современной гляциогеологии принято, что пласт основной морены образуется в процессе движения льда, однако механизм этого процесса разными гляциологами понимается по-разному. В. И. Астахов считает, что наиболее распространено «намазывание вытаивающего из подошвы ледника грязекаменного водонасыщенного материала на неровное ложе... Этот типичный для ледников с мокрой подошвой процесс выравнивает неровности ложа и создает смазку для облегчения скольжения ледника. Там, где ледник уже отшлифовал ложе и может по нему беспрепятственно скользить, основная морена почти не отлагается. Она там просто не нужна, поскольку трение о субстрат минимально» (с. 115). Цитированное определение имеет мало общего с представлениями профессиональных гляциологов. Так, Дж. Болтон [Boulton, 1975] не объединяет эрозию ледникового ложа и отложение подледникового

тилла (lodgement) в единый процесс. Эрозию он объясняет гравитационным давлением глетчерного льда, а отложение моренного материала – тем, что сила трения между волочающимися частицами и ложем, по которому они движутся, превышает силу, заставляющую их перемещаться вместе с базальным льдом В противоположность Дж. Болтону Б. Халлет [Hallet, 1979, 1981] считает, что преобразование мореносодержащего базального льда в морену не может происходить в активную фазу оледенения. Он приводит аргументы в пользу того, что отложение лоджемент тилла представляет собой непродолжительное событие в фазу стагнации ледника. М. Красс [Красс, 1983] озвучивает общепринятый в современной гляциологии [Патерсон, 1972; Weertman, 1957] тезис о том, что «необходимым условием скольжения является возникновение на контакте ледник/ложе пленки воды толщиной порядка микрона, оказывающей пренебрежимо малое сопротивление на поверхности контакта, вследствие чего скольжение по дну возможно только при температуре таяния под данным напряжением». Таким образом, скольжение ледника по ложу обеспечивается не «намазыванием вытаивающего из подошвы ледника грязекаменного водонасыщенного материала», а тем, что его мощность регулируется условием, при котором базальный лед имеет температуру таяния под соответствующим криостатическим давлением. Это условие было достигнуто в процессе роста умеренных ледников и приобретения ими состояния квазистационарного равновесия (см. раздел 2). Температура плавления льда t_b снижается на $0,00752$ °С при повышении давления на 1 бар, поэтому в подошве умеренного ледника мощностью h лед должен таять при температуре:

$$t_b = -0,000726 \cdot h \text{ [Шумский, 1955]} \quad (7)$$

Сопротивление пород ложа ледника его гравитационному расползанию τ_b зависит от температуры базального льда t_b . Согласно вышеизложенному, при $t_b = -1,2^\circ$ и $-1,8^\circ$ базальное сдвиговое напряжение (τ_b) равно $0,16$ МПа и $0,2$ МПа (см. раздел 2). По уравнению (1), если принять значение $\sin \alpha = 0,007$, то для подобных значений τ_b , $h = 2,6$ км и $2,9$ км, что близко к максимальным мощностям постулируемых покровных оледенений плейстоцена (2–3 км).

Мощность основной морены, по В. И. Астахову, обычно не превышает 5–10 м. Кроме диамиктона в ее пласте часто присутствуют куски и блоки слоистых неледниковых отложений и большие глыбы нерастаявшего глетчерного льда. Более мощные толщи сравнительно однородных диамиктонов образуются, как считает автор ЧГС, за счет гляциотектонического повторения пласта, относящегося к фации монолитных морен по Лаврушину [Лаврушин, 1976]. Последняя в латеральном направлении замещается фацией чешуйчатых морен, которая повторяет чешуйчато-надвиговую структуру краевого льда «и является ее отпечатком» (с. 115). Важными диагностическими признаками основных морен В. И. Астахов считает характер нижнего контакта, отражающий динамическое воздействие ледника на диамиктон и породы субстрата, повышенную плотность диамиктона, обусловленную его низкой сортировкой и вертикальным давлением в сотни атмосфер, а также «дирекционные структуры», указывающие на направление движения ледника. К ним относятся: форма и ориентировка галек, штрихи, шрамы, зеркала скольжения на бывшем

ледниковом ложе, ориентировка моренных гряд и надвиговых плоскостей в морене и т. д. Тектоническая природа всех этих преобразований была в общих чертах обоснована в разделах 2 и 3. Не рассматривался лишь остро дискуссионный вопрос о происхождении пластовых льдов, погребенных в четвертичных отложениях Арктики, история и разные стороны которого детально охарактеризованы мерзловедом М. А. Великоцким [Великоцкий, 2016]. Этот вопрос будет проанализирован во второй части монографии.

4.3. Абляционная морена

За абляционную морену автор ЧГС фактически принимает диамиктон, не подвергавшийся постседиментационным тектоническим (по его мнению, напорным гляциотектоническим) дислокациям. Так, он пишет, что литологически абляционная морена может быть очень похожа на донную, но имеет в корне иное происхождение. Она «не сохраняет структур движущегося льда (надвиговых плоскостей, зеркал скольжения, складок волочения, однообразной ориентировки валунов), зато встречаются линзы тонкослоистых алевритов и песков» (с. 123). Терригенный материал абляционной морены располагался на поверхности ледника или был «подвешен» внутри него и при полном ставивании мерзлого льда проектировался на ледниковое ложе. «При длительном таянии неизбежно появление луж и ручейков, где могли отлагаться слоистые пески и алевриты» (с. 123). Важным диагностическим признаком Астахов считает форму пласта и его контакты. Диамиктоновый плащ абляционной морены «облекает все неровности подстилающих пород и не имеет контактов захвата или притирания. Он может облекать даже склоны песчаных холмов, что невозможно для основной морены, образованной под огромным давлением... Геологам-практикам важно помнить, что всхолмленные моренные скопления практически всегда представлены мощной абляционной мореной, в то время как основная морена (обычно меньшей мощности) имеет плоскую кровлю с радиальными бороздами и грядами» (с. 123, 124).

Приведенная выше умозрительная гипотеза базируется на априорном признании ледникового происхождения диамиктона. Автор, правда, не объясняет, откуда взялся терригенный материал, в том числе грубообломочный, располагавшийся на поверхности плейстоценовых ледниковых щитов и в процессе их движения проникший внутрь глетчерного льда. Мощность ледниковых покровов составляла 2–3 км, а размах рельефа на равнинах, по которым они распространялись в Западной Сибири, Европе и Северной Америке в это время не превышал первых сотен метров. Учитывая, что ледник «переползает» через выступы ложа, высота которых меньше его мощности (см. раздел 2), возможность существования нунатаков над поверхностью плейстоценовых ледниковых щитов практически исключена. Но даже если признать, что абляционная морена образована гравитационным осаждением материала, изначально попавшего на поверхность ледника, априорный вывод о ее ледниковом происхождении проверяется палеонтологическими (в основном микропалеонтологическими) методами, поскольку переотложенная

биота из пород ледникового ложа в абляционную морену попасть не могла. В Тимано-Печорской области и на Баренцевоморском шельфе известно много разрезов, в которых диамиктон мощностью до 65–100 м [Крапивнер, 2009б; Kravivner, 1975] содержит комплексы фораминифер, свидетельствующие о накоплении осадков на сублиторали высокоширотного морского бассейна. Раздел уместно закончить еще одной цитатой: «Понятно, что палеонтологический критерий в случае с моренными отложениями еще менее применим, чем для других генетических типов» (с. 128).

4.4. Краевые морены

Краевые морены сложены в принципе тем же материалом, что и другие моренные образования, но, по мнению Астахова, отличаются гораздо большей долей участия водноледниковых и дочетвертичных отложений. Приведу несколько цитат, которые говорят сами за себя. «На равнинах валы конечных морен, обычно, подчеркнуты сериями параллельных грядок, отражающих головы слагающих морену наклонных пластов. При резкой подвижке ледника перед его фронтом оказываются перемятые и сдвинутые бульдозерным эффектом ледниковой подвижки блоки донной морены, озерных глин и дочетвертичных рыхлых пород. При длительном стоянии фронта льда к этим гляциотектоническим нагромождениям добавляются выдавленные из-под ледника пачки глинистых пород любого возраста и генезиса, а также песчано-галечные отложения талой воды, вытекающей с ледника... и из туннелей в его подошве» (с. 125). «Другая разновидность краевых морен, сложенная только продуктами таяния льда, встречается реже, обычно в форме водно-ледниковых песчаных толщ, деформированных повторными подвижками льда по типу бульдозерного эффекта. Такова знаменитая двойная гряда Сальпаусселька, образовавшаяся в Южной Финляндии и Западной Карелии 12,9–11,7 тыс. лет назад» (с. 126, 127).

В разделах 2 и 3 обосновано, что все перечисленные утверждения находятся в полном противоречии с физикой глетчерного льда, а иногда противоречат и законам механики. Механизм формирования приповерхностных деформационных структур, априори принимаемых за гляциотектонические, будет рассмотрен во 2-й части монографии.

5. ЛЕДНИКОВАЯ ЭРОЗИЯ И НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Геологическая деятельность ледников может включать процессы эрозии (в том числе абразии). Эрозионную работу выполняет, естественно, не сам глетчерный лед, а заключенный в его подошве обломочный материал. Представления гляциологов о физике основных механизмов ледниковой эрозии существенно разнятся. Наиболее яркими примерами служат дискуссии между Дж. Болтоном и Б. Халлетом о природе ледниковой абразии и Л. Либутри и И. Вертманом по поводу ледникового скольжения с кавитацией [см. Крапивнер, 2018]. Основное различие между теориями Болтона и Халлета заключается в количественной оценке силы, с которой обломок горной породы, волочащийся в подошве ледника, прижимается к ложу. По мнению Болтона, она определяется криостатическим давлением ледника на обломок, что «помогает объяснить, почему подошва ледника является такой эффективной дробящей мельницей, так как там генерируются очень большие контактные давления» [Boulton, 1975, p. 14]. Халлет возражает против такого вывода и считает, что упомянутая сила не зависит от мощности ледника, поскольку шероховатости обломков пород, абрадирующих ложе, полностью окружены льдом или пленкой воды, находящимися под криостатическим давлением. По этой причине ледник ведет себя как вязкая жидкость, которая придает заключенным в нем породным фрагментам плавучесть пропорциональную отношению плотностей льда и породы [Hallet, 1979]. Д. Дрюри [Drewry, 1986] отмечает, что подобное заключение ранее высказывалось и другими гляциологами: Г. Гилбертом, Дж. МакКоллом, Х. Ретлисбергером, И. Вертманом. Скорость ледниковой абразии по Халлету гораздо ниже, чем по теории Болтона. Важным различием между теориями этих гляциологов является и оценка масштаба глубинной ледниковой эрозии. По мнению Болтона, после уничтожения неровностей ледникового ложа дальнейшая глубинная эрозия концентрируется в ледниковых долинах. В соответствии с теорией Халлета: «Неровности ледникового ложа стремятся исчезать под непрерывным действием абразии... Грубость ледникового ложа может эффективно поддерживаться только если другие подледниковые процессы огрубляют ложе» [Hallet, 1979, pp. 48, 49].

Ледниковая эрозия принципиально отличается от водной, что накладывает на нее существенные ограничения. Течение воды со свободной верхней поверхностью, например, реки, возможно только при наличии гидравлического уклона, обусловленного топографическим наклоном местности. Работа реки заключается в уменьшении этого уклона [Маккавеев, 1955], а ее течение направлено к местному или главному базису эрозии. Если местность тектонически стабильна, река может размывать залегающие с поверхности породы только до уровня, не превышающего глубину плесов в ее русле [Шанцер, 1951]. Глубокое врезание речных долин в породы субстрата, в десятки и сотни раз превышающее глубины речных плесов, происходит там, где водная эрозия действует на фоне длительного тектонического поднятия местности.

В отличие от гидравлического уклона реки, наклон поверхности ледника является не причиной, а следствием его движения и создается в процессе последнего. Механическая энергия ледникового щита, расположенного на горизонтальном основании, затрачивается на гравитационное расползание и преодоление препятствующих ему неровностей рельефа. Эрозионная работа поэтому ограничивается нивелированием выступов ложа, в котором главная роль отводится абразии [Hallet, 1979]. Таким образом, распространенные представления о способности ледников и ледниковых щитов к крупномасштабной эрозионной работе, как минимум, дискуссионны и, скорее всего, ошибочны [Крапивнер, 2018].

По всей вероятности, единственными признаками абразионной и эрозионной работы ледников и ледниковых щитов могут служить изборозжденные, отполированные и сглаженные выступы пород ледникового ложа. Однако их ледниковая природа должна быть подтверждена независимыми данными (например, анализом генезиса сопряженных с эрозионным рельефом отложений), поскольку географическая зональность влияет не только на процессы морской седиментации, но и на детали рельефа морских побережий. По наблюдениям ряда исследователей образование штриховки, полировки, царапин, шрамов, небольших желобов на поверхности гранитов, гнейсов и прочих осадочных пород происходит и на современном атлантическом побережье Канады, в том числе в пределах древних береговых линий. Их возникновение связано с геологической деятельностью дрейфующих льдов с вмержшими в их придонные слои валунами. Наиболее активно она проявлена в приливно-отливной зоне [Dionne, 1985, 1988, 1989; Laverdière et al., 1981]. Подобные микроформы зафиксированы и на берегах одного из Канадских озер [McLean, 1971]. Некоторые изборозжденные и иштрихованные поверхности «ледникового скольжения», в том числе так называемые бараньи лбы на Кольском полуострове, оказались эксгумированными фрагментами пологих сместителей разломов, которые продолжают под сохранившиеся от разрушения породы висячего бока последних, что было убедительно продемонстрировано на фотографиях [Чувардинский, 2008]. Материальные следы трения скольжения, иногда обнаруживаемые на гранях галек и валунов, также не являются априорным признаком их ледникового происхождения [Заморуев, 1974].

Резюмируя все изложенное выше, можно с полной уверенностью утверждать, что «великая ледниковая теория» В. И. Астахова представляет собой одно из исторически обусловленных заблуждений науки, которые, как было сформулировано еще в конце XVIII века, неизбежны, поскольку заключены в самой природе человеческого знания [Крапивнер, 2018, Введение]. Вошедшие в обиход представления о горизонтальном ледниковом напоре, сопровождающем различные проявления гляциотектоники, срыве препятствующих движению выступов поверхности ледникового ложа с образованием крупных и гигантских ледниковых отторженцев и т. п. в корне противоречат основам современной гляциологии и механики. С некоторой осторожностью этот вывод можно распространить и на возможности глубинной эрозии ледника (происхождение фьордов).

В разделах 3.2–3.4 было показано, что измерения, подтверждающие существование гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана, а также

гляциоизостатического поднятия Скандинавского кристаллического щита, представляют собой артефакты. Был подтвержден планетарный характер последней (Фландрской по терминологии В. И. Астахова) трансгрессии Мирового океана, но доказана ее эндогенная природа. Установлена зависимость современной глубины субокеанического или эпиконтинентального морского бассейна от скорости тектонического погружения в период последней трансгрессии, которая легко проверяется, так как выражена уравнением регрессии (6). В данном случае ледниковая теория препятствует выяснению физического механизма этого глобального процесса, касающегося строения планеты в целом. Это уравнение справедливо для заливов и проливов Балтийского моря, которые в конце неоплейстоцена – голоцене погружались, а потому общепризнанные изобазы послеледникового гляциоизостатического поднятия никак не могли эти акватории пересекать.

В разделе 3.3 было показано, что гляциоизостатическое погружение земной коры под современными ледниковыми покровами Гренландии и Антарктиды отнюдь не являются важными указаниями того, как считали некоторые геофизики [Гутенберг, 1963], что подобная компенсация ледниковой нагрузки происходила в Скандинавии и на Канадском щите. Исследование проблемы на Кольском полуострове в районе скважины сверхглубокого бурения показало, что энергетический источник неотектонического поля напряжений, продуцирующего вертикальное поднятие с нормальными сбросами, располагается в протерозойских метаморфитах на глубине нескольких километров от поверхности, а не в астеносфере, как в Гренландии и Антарктиде. В породах архея существует сдвиговое поле неотектонических напряжений. Для оценки неотектонической (вплоть до современной) динамической обстановки и физического состояния горных пород могло бы быть, в случае необходимости, использовано геологическое картирование четвертичных отложений с применением методов тектонофизического анализа. Этому, к сожалению, препятствует ледниковая теория, которая все объясняет просто, но без учета физических законов природы и потому неправильно, как это убедительно демонстрирует ее адепт автор ЧГС.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арсланов Х. А., Кошечкин Б. И., Чернов Б. С. Абсолютная хронология осадков поздне- и послеледниковых бассейнов на Кольском полуострове // Вестник Ленинградского университета. – 1974. – № 12. – С. 132–138.

2. Астахов В. И. Четвертичная геология суши СПб // Санкт-Петербургский государственный университет Институт наук о Земле. – 2020. – С. 434.

3. Бадд У. Ф. Движение масс льда. – Москва : Гидрометеоиздат, 1975. – С. 235.

4. Балтийское море // Океанографическая энциклопедия. – Ленинград : Гидрометеоиздат, 1974. – С. 55, 56.

5. Батиметрическая карта Баренцева моря (восточная часть), масштаб 1 : 1 000 000 / В. В. Назимов, ред. Г. Г. Матишов // Комплексная тематическая экспедиция. – Мурманск : Трест Арктикоморнефтегазразведка. – 1965.

6. Богацкий В. И., Богданов Н. А., Костюченко С. Л. и др. Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России масштаба 1 : 2 500 000. – Москва : Институт литосферы РАН, 1996. – 94 с.

7. Большианов Д. Ю., Погодина И. А., Гусев Е. И. и др. Новые данные по береговым линиям архипелагов Земля Франца-Иосифа, Новая Земля и Шпицбергена // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2009. – № 2 (82). – С. 68–77.

8. Великоцкий М. А. В мире идей: маринистов, криолитологов и гляциалистов. – МГУ, 2016. – 447 с.

9. Веселов К. Е., Галдин Н. Е., Карус Е. В. и др. Вертикальная зональность физических свойств горных пород и строение земной коры по результатам изучения разреза района Кольской сверхглубокой скважины // Кольская сверхглубокая. – Москва : Недра, 1984. – С. 357–372.

10. Войтковский К. Ф. Механические свойства льда. – Москва : МГУ, 1960. – 99 с.

11. Войтковский К. Ф. Основы гляциологии. – Москва : Наука, 1999. – 256 с.

12. Геологический словарь. – Москва : Недра, 1973.

13. Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. III и IV. – Москва : Изд-во АН СССР, 1963. – 544 с.

14. Горькова И. М. Структурные и деформационные особенности осадочных пород. – Москва : Наука, 1965.

15. Григорьев А. Г., Жамойда В. А., Спиридонов М. А. и др. Новые данные по развитию юго-восточной части Балтийского моря от позднеледниковья до современности // Региональная геология и металлогения. – 2009. – № 40. – С. 103–114.

16. Гусев Е. А., Большианов Д. Ю., Дымов В. А. и др. Голоценовые террасы южных островов Земли Франца-Иосифа // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2013. – № 3 (97). – С. 103–108.

17. Гутенберг Б. Физика земных недр. – Москва : Изд-во иностранной литературы, 1963. – 263 с.

18. Евзеров В. Я., Корсакова О. П., Колька В. В. История развития морских бассейнов в Беломорской депрессии за последние 130 тыс. лет (состояние вопроса

- и перспективы исследований) // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – 2007. – № 67. – С. 54–65.
19. *Заморуев В. В.* О штриховке на гальках и валунах // Литология и полезные ископаемые, 1974. – № 4.
20. *Зверев В. П.* Подземная гидросфера. Проблемы фундаментальной гидрогеологии. – Москва : Научный мир, 2011. – 258 с.
21. *Имбри Д., Имбри К. П.* Тайны ледниковых эпох. – Москва : Прогресс, 1988. – 263 с.
22. *Калесник С. В.* Очерки гляциологии. – Москва : Географгиз, 1963. – 435 с.
23. *Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д.* Гляциальная геология // Методическое пособие по изучению ледниковых образований при геологической съемке крупного масштаба. – Санкт-Петербург : Недра, 1993. – 328 с.
24. *Колька В., Евзеров В., Мёллер Я., Корнер Д.* Послеледниковые гляциоизостатические движения на северо-востоке Балтийского щита // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова (сб. статей). Кольский научный центр, Геологический институт РАН. – Апатиты, 2005. – С. 15–25.
25. *Копп М. Л.* Мобилистская неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. – Москва : Наука, 2004. – 340 с.
26. *Костяной М. Г.* Инженерно-геологические особенности глинистых пород района Каневских дислокаций. – Киев : АН УССР, 1963. – 174 с.
27. *Котляков В. М.* Мы живем в ледниковый период. – Ленинград : Гидромет, 1966. – 234 с.
28. *Крапивнер Р. Б.* Существуют ли поверхностные дислокации, связанные с напорной деятельностью ледников? // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологии. – 1992. – Т. 67. – Вып. 6. – С. 29–41.
29. *Крапивнер Р. Б.* Происхождение слабоконсолидированных осадков Баренцевоморского шельфа // Литология и полезные ископаемые. – 2009а. – № 1. – С. 96–110.
30. *Крапивнер Р. Б.* Происхождение диамиктонов Баренцевоморского шельфа // Литология и полезные ископаемые. – 2009б. – № 2. – С. 133–148.
31. *Крапивнер Р. Б.* Кризис ледниковой теории: аргументы и факты. – Москва : Геос, 2018. – 319 с.
32. *Крапивнер Р. Б.* Последняя планетарная трансгрессия Мирового океана: гляциоэвстазия или тектоника? // Геотектоника. – 2020а. – № 4. – С. 27–44.
33. *Крапивнер Р. Б.* Проблема генезиса четвертичных отложений Баренцева моря как отражение общего кризиса ледниковой теории // Арктика и Антарктика. – 2020б. – № 4. – с. 80–102. DOI:10.7256 / 2445-8922. 2020.4.34164.
34. *Крапивнер Р. Б.* Кризис геологического картирования областей постулируемых плейстоценовых оледенений // Разведка и охрана недр. – 2020в. – № 5. – С. 20–28.
35. *Красс М. С.* Математическая теория гидромеханики // Итоги науки и техники. Серия Гляциология. Т. 3. – Москва : ВИНТИ, 1983. – 142 с.
36. *Кропоткин П. Н., Ефремов В. Н., Макеев В. М.* Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. – 1987. – № 1. – С. 3–24.
37. *Лаврушин Ю. А.* Строение и формирование основных морен материковых оледенений. – Москва : Наука, 1976. – 237 с.
38. *Левков Э. А.* Гляциотектоника. – Минск : Наука и техника, 1980. – 279 с.
39. *Лисицын А. П.* Процессы современного осадконакопления в Беринговом море. – Москва : Наука, 1966. – 574 с.
40. *Люстих Е. Н.* О расчете реологических свойств астеносферы по «всплыванию» Фенноскандии // Изд-во АН СССР, серия геофиз. – 1956. – № 3. – С. 360–364.

41. Люстих Е. Н. Изостазия и изостатические гипотезы // Труды Геофизического ин-та АН СССР. – Москва, 1957. – 89 с.
42. Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. – Москва : Изд-во АН СССР, 1955.
43. Нестеров И. И., Шпильман В. И. Теория нефте-газо-накопления. – Москва : Недра, 1987. – 232 с.
44. Патерсон У. С. В. Физика ледников. Издание 2-е. – Москва : Мир, 1972. – 311 с.
45. Соломатин В. И. Петрогенез подземных льдов. – Новосибирск : Наука, Сибирское отделение, 1986. – 216 с.
46. Спенсер Э. У. Введение в структурную геологию. – Ленинград : Недра, 1981. – 366 с.
47. Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л. и др. Земля. Введение в общую геологию. Ч. 1. Гл. 2. Минералы. – Мир, 1974. – С. 29–145.
48. Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л. и др. Земля. Введение в общую геологию. Ч. 2. Гл. 8. Деформация горных пород. – Мир, 1974. – С. 485–592.
49. Хосино М. Морская геология. – Москва : Недра, 1986. – 432 с.
50. Цытович Н. А. Механика мерзлых грунтов (общая и прикладная). – Москва : Высшая школа, 1973. – 446 с.
51. Чувардинский В. Г. Букварь неотектоники. Новый взгляд на ледниковый период // «Центрально-Кольская экспедиция», Кольский филиал Петрозаводского ГУ. – Апатиты, 2008. – 84 с.
52. Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит // Труды института геологических наук АН СССР. – 1951. – Вып. 135. – Серия геол. (№ 55).
53. Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. – Москва : Наука, 1966. – 239 с.
54. Шарин В. В., Арсланов Х. А. Новые радиоуглеродные датировки морских террас Северо-Восточной Земли (архипелаг Шпицберген) // Вестник СПбГУ. – 2011. – Сер. 7, вып. 2. – С. 129–134.
55. Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. – Москва : Изд-во АН СССР, 1955. – 492 с.
56. Шумский П. А. К теории движения и колебания ледников // Материалы гляциологических исследований. – 1962. – Вып. 6. – С. 31–41.
57. Anderson E. M. Dynamics of Faulting // S-d ed. Edinburg. – 1951. – 206 p.
58. Ashby M. F., Jones D. R. H. Engineering materials – an introduction to their properties and applications. – Pergamon Press, Oxford, 1980. – 278 p.
59. Bard T., Hamelin B., Fairbanks R. G. U-Th ages obtained by mass spectrometry in coals from Barbados: sea level during the past 130000 years // Nature. – 1990. – Vol. 346. – Pp. 456–458.
60. Boulton G. S. On the origin and transport of englacial debris in Svalbard Glaciers // Journ. of Glaciology. – 1970. – Vol. 9, no. 56. – Pp. 213–229.
61. Boulton G. S. Processes and patterns of glacial erosion // Coates D.R. (ed) Glacial geomorphology, Binghamton, NY, State University of New York. – 1974. – Pp. 41–87.
62. Boulton G. S. Processes and pattern of subglacial sedimentation: a theoretical approach // Ice Age: Ancient and Modern. Geol. J. Spec. Issue, Liverpool. – 1975. – № 6. – Pp. 7–42.
63. Boulton G. S. Proctsses of glacier erosion substrata // J. of Glaciology. – 1979. – Vol. 23, no. 89. – Pp. 15–38.
64. Budd W. F. Ice flow over bedrock perturbations // J. of Glaciology. – 1970. – Vol. 9, no. 55. – Pp. 29–48.

65. *Bullen K. E., Haddon R. A.* Earth model, based on compressibility theory // *Phys. Earth Planet. Interiors.* – 1967. – Pp. 1–13.
66. *Chinnery M. A.* Secondary faulting 1. Theoretical aspects // *Can. Journ. Earth Sci.* – 1966a. – Vol. 3, no. 2. – Pp. 163–174.
67. *Chinnery M. A.* Secondary faulting 2. Geological aspects // *Can. Journ. Earth Sci.* – 1966b. – Pp. 175–190.
68. *Dansgaard W., Jhonsen S. J., Clausen H. B.* Evidence for general instability of past climate from 250-kyr ice core record // *Nature.* – 1993. – Vol. 364. – Pp. 218–220.
69. *Dionne J.-C.* Drift-ice abrasion marks along rocky shores // *Journ. of Glaciology* 1985. – Vol. 31, no. 109. – Pp. 237–241.
70. *Dionne J. C.* Characteristic features of modern tidal flats in cold regions // *Tide Influenced Sediment Environ and Facies: Pap. Symp. CL. Tidel Deposits // Dordrecht etc.* – 1988. – Pp. 301–332.
71. *Dionne J. C.* An estimate of shore ice action in *Spartina* tidal marsh, St. Lawrence Estuary, Québec, Canada // *J. Coast Res.* – 1989. – Vol. 8, no. 2. – Pp. 281–293.
72. *Drewry D.* *Glacial Geologic Processes.* Scott Polar Inst. Univers. of Cambridge. – 1986. – 276 p.
73. *Elverhøi A., Svendsen J. I., Solheim F.* et al. Late Quaternary Sediment Yield from the High Arctic Svalbard Area // *The Journ. of Geology.* – 1995. – Vol. 103. – Pp. 1–17.
74. *Fairbanks R. G.* 17000 year glacio-eustatic sea-level record: influence of glacial melting rates on the Yanger Drias events and deep-ocean circulation // *Nature.* – 1989. – Pp. 637–642.
75. *Flint R. F., Sanders J. E., Rogers J.* Diamictit f substitute term for summictit // *Geol. Soc. Am. Bull.* – 1960. – Vol. 71. – Pp. 507–510.
76. General discussion // *Journal of Glaciology.* – 1979. – Vol. 23, no. 89. – Pp. 371–400.
77. *Hallet B. A.* A theoretical model of glacial abrasion // *J. Glaciol.* – 1979. – Vol. 23, no. 89. – Pp. 39–50.
78. *Hallet B. A.* Glacial abrasion and sliding: their dependence on the debris concentration in basal ice // *Annals of Glaciology.* – 1981. – Vol. 2. – Pp. 23–28.
79. *Hogan K. A., Dowdeswell J. A., Noormets R.* et al. Submarine landforms and ice-sheet flow in the Kvitøya Trough, north-west Barents Sea // *Quaternary Sci. Rew.* XXX. – 2010. – Pp. 1–18.
80. *Hudleston P. J.* Structures an observed Fabrics in Glacial Ice: A review // *Journ. of Struct. Geol.* – 2015. – No. 81. – Pp. 1–27.
81. *Krapivner R. B.* Moraine-like loams of the Pechora lowland – sediments of long-frozen seas // *Internat. Geology Rev.* – 1975. – Vol. 17, no. 3. – Pp. 311–318.
82. *Larsen H. C., Saunders A. D., Clift P. D.* et al. ODP Leg. 152. Scientic party. Seven million years of glaciation in Greenland // *Science.* – 1994. – Vol. 264. – Pp. 952–955.
83. *Laverdière C., Guimont P., Dionne J. C.* Marques d’abrasion glacielles, en milieu litoraln Hudsonien, Québec subarctique // *Geogr., phys. et quarter.* 35. – 1981. – No. 2. – Pp. 269–275.
84. *McLelan A. G.* Ambiguous “glacial” striae formed near water bodies // *Can. J. Earth sci.* 8. – 1971. – No. 4. – Pp. 7089–7105.
85. *Middleton G. V.* Second International Research Symposium on Clastic Tidal Deposits // *Geosci. Can.* – Vol. 16, no. 4. – 1984. – Pp. 246–247.
86. *Mörner N.-A.* The fennoscandian upliftand Late Cenozoic geodynamics: geological evidence // *Geojournal.* – 1979. – No. 3. – Pp. 287–318.
87. *Nye J. F.* A method of calculated the thicknesses of the ice- sheets // *Nature.* – 1952. – Vol. 169, no. 4300. – Pp. 529, 530.

88. *Sandford A. R.* Analytical and experimental study of simple geological structures // *Geol. Soc. Amer. Bull.* – 1959. – 70. – Pp. 19–52.

89. *Snyder J. A., Korsun S. A., Forman S. L.* Postglacial emergence and the Tapes transgression, north-central Kola Peninsula, Russia // *Boreas.* – 1996. – No. 25. – Pp. 47–56.

90. *Snyder J. A., Forman S. L., Mode W. N., Tarasov G. A.* Postglacial relative sea-level history: sediment and diatom records of emerged coastal lakes, north-central Kola Peninsula, Russia // *Boreas.* – 1997. – No. 26. – Pp. 329–346.

91. *Thiede J., Myhre A. M.* Introduction to the north Atlantic – Arctic gateways: plate tectonic paleoceanographic history and significance // *Proceed. of Ocean Drill. Prog. Sci. Res.* – 1996. – Vol. 151. – Pp. 3–23.

92. *Thiede J., Myhre A.M.* The paleoceanographic history of the North Atlantic-Arctic Gateways: synthesis of the leg. 151 drilling results // *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results.* – 1996. – Vol. 151. – Pp. 645–658.

93. *Weertman J.* On the sliding of glaciers // *Journal of Glaciology.* – 1957. – Vol. 3, no. 21. – Pp. 33–38.

Крапивнер Рудольф Борисович

**«ПРАВИЛО СЛОНА»
И «ПРИНЦИП ВЕРХОГЛЯДСТВА»
В ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ**

**ОБСУЖДЕНИЕ ПРОБЛЕМЫ
И НЕКОТОРЫЕ АЛЬТЕРНАТИВЫ**

Часть 1

**ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГЛЕТЧЕРНОГО ЛЬДА
И ОГРАНИЧЕНИЯ,
КОТОРЫЕ ОНИ НАКЛАДЫВАЮТ
НА ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКУЮ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ**

Подписано в печать 14.06.2023. Формат 70×100/16. Печать цифровая.

Усл. печ. л. 5,75. Тираж 216. Заказ 2791.

Отпечатано с готового оригинал-макета, предоставленного автором,
в Издательско-полиграфическом центре Политехнического университета.

195251, Санкт-Петербург, Политехническая ул., 29.

Тел.: (812) 552-77-17; 550-40-14.