Гидрогеологическая и геоэкологическая компания
ГИДЭК

Р.Б. Крапивнер

КРИЗИС ЛЕДНИКОВОЙ ТЕОРИИ: АРГУМЕНТЫ И ФАКТЫ

Москва
ГЕОС
2018

УДК 551.4+551.1.4+551.32 : 551.2+551.24
ББК

Крапивнер Р.Б.
Кризис ледниковой теории: аргументы и факты. – М.: ГЕОС, 2018. – 320 с.
ISBN

В монографии анализируются основные проблемы геологии так называемого ледникового периода с учётом результатов геолого-геофизических исследований Баренцево-Карского шельфа, его материкового и океанического обрамления. Показано, что представления о ледниковом морфо-литогенезе во многом не соответствуют теоретическим положениям гляциологии и механики, вследствие чего непротиворечивая интерпретация новых данных для региона в целом в рамках господствующей парадигмы невозможна. На примере Тимано-Печорской плиты иллюстрируется цикличность новейшего седиментогенеза и его связь с ярусностью рельефа низменных аккумулятивных равнин. Рассмотрен вопрос о физической природе сейсмоакустических изображений геологических разрезов. Установлено, что покров слабоконсолидированных осадков Баренцевского шельфа отделён от подстилающего диамиктона диахронной границей длительного хиатуса, и в его составе распространены диамиктоновые илы, по гранулометрическому составу и сортировке идентичные консолидированному диамиктону, приливные ритмиты и сейсмогенные гравититы. По результатам радиоуглеродных датировок осадков 28 полных разрезов этого покрова получено эмпирическое уравнение, доказывающее геократическую природу сформировавшей его морской трансгрессии. Обоснована универсальность выявленной закономерности, не совместимая с господствующим мнением о связи последней планетарной трансгрессии моря с последней дегляциацией. Приведены факты в пользу повышенной неотектонической, в том числе позднеплейстоцен-голоценовой, активности земной коры региона, позволяющие объяснить происхождение фиордов без участия ледникового фактора. Обсуждаются теоретические аспекты гляциоизостазии, определяющие невозможность её проявлений в пределах Балтийского и Канадского щитов в отрезки времени, постулируемые ледниковой теорией. На примере Кольского полуострова и Северо-Восточной возвышенности Баренцевского шельфа иллюстрируется некорректность обоснования гипотезы гляциоизостатического «всплывания» фактическим материалом.

Для специалистов по четвертичной и морской геологии, гляциологии, тектонике и палеогеографии позднего кайнозоя.

Krapivner R.B.
Crisis of the glacial theory: arguments and facts. – M., GEOS, 2018. – 320 p.

The monograph analyses the main problems of the geology of the so-called Glacial Period, taking into account the results of geological and geophysical studies of the Barents-Kara shelf, its continental and oceanic surroundings. It is shown that the concepts of glacial morpholithogenesis are largely at odds with the theoretical basics of glaciology and mechanics, which makes it impossible to unambiguously interpret the new data for the region as a whole, within the framework of the dominant paradigm. The example of the Timano-Pechora plate is used to illustrate the cyclical nature of the recent sedimentogenesis and its relationship to the stepwise gradation of the relief of low-lying accumulative plains. The question of the physical nature of seismoacoustic images of geological sections is considered. It has been determined that the cover of the poor consolidated sediments of the Barents shelf is separated from the underlying diamicton by the diachronic boundary of the long hiatus, and its composition includes diamictonic muds, granulometric composition and sorting being identical to the consolidated diamicton, tidal rhytmites and seismogenic debris-flow deposits. The results of radiocarbon dating of sediments in 28 complete sections of this cover were used to obtain an empirical equation proving the geocratical nature of the sea transgression that had formed it. The universality of the revealed regularity, incompatible with the prevailing paradigm of the connection of the last planetary sea transgression with the last deglaciation is substantiated. The facts in favour of increased neotectonics (including late Pleistocene-Holocene) activity of the earth's crust of the region, which make it possible to explain the origin of fjords without the involvement of the glacial factor are presented. The theoretical aspects of glacio-isostasis, determining the impossibility of its manifestations within the Baltic and Canadian shields in the time intervals postulated by the glacial theory are discussed. On the example of the Kola Peninsula and the Northeastern Upland of the Barents Shelf the incorrectness of the justification of the hypothesis of a glacioisostatic “floating” by factual material is illustrated.

For specialists in quaternary and marine geology, glaciology, tectonics and paleogeography of the late Cenozoic.

© Крапивнер Р.Б., 2018
© ГИДЭК, 2018
© Издательство «ГЕОС», 2018

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 6

Глава 1. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ 12

1.1. Общие сведения о зарождении и развитии ледниковой теории 12
1.2. Ледниковая теория в России 16
1.2.1. История противостояния «гляциалистов» и «маринистов» 16
1.2.2. Отзыв на книгу В.Г. Чувардинского «О ледниковой теории. Происхождение образований ледниковой формации» и его судьба 23
1.3. Причины долголетия ледниковой теории 26
1.3.1. Взаимоотношения геологии ледникового периода с другими геологическими дисциплинами 26
1.3.2. Умозрительный характер основных положений 29

Глава 2. ЛЕДНИКОВАЯ ТЕОРИЯ И ГЛЯЦИОЛОГИЯ 32

2.1. Сила управляющая движением ледников 32
2.1.1. Традиционные представления 32
2.1.2. Движущая сила ледников и ограничения, накладываемые на их геологическую деятельность теоретической гляциологией 34
2.2. Эрозионная деятельность ледников: постулаты и теория 41
2.2.1. Ледниковая абразия 42
2.2.2. Плакинг 44
2.2.3. Масштабы ледниковой эрозии 49
2.3. Происхождение основных (донных) морен 50
2.3.1. Традиционные представления 50
2.3.2. Состав и строение базального мореносодержащего льда в современных ледниковых щитах 51
2.3.3. Гипотеза И. Виртмана о природе полосчатости базального мореносодержащего льда 56
2.3.4. Проблема происхождения диамиктонов и грубообломочных отложений, обнаруживаемых под современными ледниками 58

2.4. Подледниковые и внутриледниковые дислокации 60
2.4.1. Дислокации слоёв ледникового ложа 61
2.4.2. Дислокации глетчерного льда 71
2.5. Гипотеза Арктического ледникового покрова в применении к Баренцево-Карскому шельфу 78
2.5.1. Апробация гипотезы результатами бурения в Северной Атлантике и изучения ледниковой истории островов, обрамляющих Баренцевский шельф 78
2.5.2. Апробация гипотезы результатами исследований на Баренцевском шельфе 80
2.5.3. Гипотеза Арктического ледникового покрова и механизм формирования основных (донных) морен 83
2.6. Общие выводы 94

Глава 3. ЯРУСНОСТЬ РЕЛЬЕФА НИЗМЕННЫХ МАТЕРИКОВЫХ РАВНИН И ЕЁ СВЯЗЬ СО СТРОЕНИЕМ РАЗРЕЗА НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ПЕЧОРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ 98

3.1. Общие сведения 98
3.2. Строение рельефа Печорской низменности 101
3.2.1. Полигенетическая водораздельная равнина 101
3.2.2. IV, III и II надпойменные ярусы аккумулятивного и эрозионно-аккумулятивного рельефа 108
3.2.3. I надпойменная и пойменная террасы 119
3.2.4. Продолжения долин Печоры и Оби на Баренцево-Карском шельфе 121
3.3. Краткие выводы 127
3.4. Дискуссия 128

Глава 4. БАРЕНЦЕВСКИЙ ШЕЛЬФ, ОСНОВНЫЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ И ИХ ОТОБРАЖЕНИЕ НА СЕЙСМОЗАПИСЯХ 135

4.1. Основные черты строения донного рельефа и осадочного чехла 135
4.1.1. Донный рельеф 135
4.1.2. Осадочный чехол 141
4.1.3. Основные литологические типы новейших отложений 144
4.1.4. О методах опробования отложений при морских исследованиях 145
4.2. Слабоконсолидированные морские осадки, их гравитационное уплотнение и сейсмоакустическое изображение 146
4.2.1. Методический подход к проблеме 146
4.2.2. Современные морские осадки, зависимость их гранулометрического состава от геоморфологической позиции 147
4.2.3. Диагенетическое уплотнение алеврито-глинистых осадков и его влияние на характер сейсмоизображения 152
4.2.4. Предполагаемые микроструктуры диамиктоновых и глинистых илов и их отображение на сейсмозаписях 157
4.2.5. Некоторые положения теории консолидации глинистых осадков 159
4.2.6. Физическая природа сейсмоизображений глинистых осадков разного типа 161
4.2.7. Отклонения от установленных закономерностей 164
4.3. Дискуссия 167

Глава 5. ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ СЛАБОКОНСОЛИДИРОВАННЫХ ОСАДКОВ 169

5.1. Морфологические признаки речной эрозии, предшествовавшей накоплению слабоконсолидированных осадков 169
5.2. Взаимоотношения между слабоконсолидированными осадками и диамиктоном 171
5.2.1. Условия залегания слабоконсолидированных осадков 171
5.2.2. Возраст слабоконсолидированных осадков и подстилающего диамиктона по данным абсолютной и палеомагнитной геохронологии 176
5.3. Осадки затопленных морем речных долин 186
5.3.1. Эстуариевые фации 186
5.3.2. Лиманные фации 197
5.4. Осадки затопленных морем водораздельных пространств 204
5.4.1. Диамиктоновые илы 204
5.4.2. Осадки крупных подводных впадин и склонов к ним 208
5.4.3. Микрофауна сублиторальных алеврито-глинистых осадков 208
5.4.4. Осадки волнового поля 209
5.5. Отложения подводных гравитационных потоков 211
5.5.1. Общие сведения 211
5.5.2. Строение и условия формирования подводных гравититов на Баренцевском шельфе 212
5.5.3. Дискуссия 220

Глава 6. ОЦЕНКА ГИПОТЕЗ ГЛЯЦИОЭВСТАЗИИ, ПРОИСХОЖДЕНИЯ ФИОРДОВ И ГЛЯЦИОИЗОСТАЗИИ НА ПРИМЕРЕ БАРЕНЦЕВСКОГО ШЕЛЬФА И КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА 223

6.1. Аргументы против гипотезы гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана 223
6.1.1. Общие сведения 223
6.1.2. Возраст и причина трансгрессии моря, сформировавшей современную батиметрию Баренцево-Карского шельфа 225
6.1.3. Обоснование геократической природы последней («гляциоэвстатической») трансгрессии Мирового океана 229
6.1.4. Последняя планетарная трансгрессия и проблема формирования западного континентального склона Баренцева моря 236
6.2. Проблема происхождения фиордов 245
6.2.1. Общие сведения 245
6.2.2. Губа Орловка (Кольский полуостров) 247
6.2.3. Кольский залив 262
6.2.4. Дислокации слабоконсолидированных осадков и их механизм на примере губы Орловка и губы Завалишина 263
6.2.5. Выводы 268
6.3. Ледниковая теория и гляциоизостазия 270
6.3.1. Общие сведения 270
6.3.2. Физический механизм гляциоизостазии и проблема времени 270
6.3.3. Природа «послеледникового» поднятия Кольского полуострова 273
6.3.4. «Поздне-послеледниковые» вертикальные тектонические движения в пределах Северо-Восточной возвышенности Баренцевского шельфа 289

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 292
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ 295

ВВЕДЕНИЕ

«Теория, основанная на новых принципах, вынужденная завоевывать себе признание, опровергая общепринятые мнения… неизбежно сталкивается с сильнейшей оппозицией, вызванной предубеждением ученых и предрассудками тех, мнение которых формируется… с оглядкой на авторитет людей науки… В ходе развития науки истина и заблуждение вынуждены, таким образом, сражаться друг с другом; и лишь в той мере, в какой наука изживает ложные концепции, которые также заключены в самой природе человеческого знания, в естественных науках может утверждаться истина» (Джеймс Геттон «Теория Земли», 1795, цитировано по Э. Хэллему [Хэллем, 1985, с. 10]). Автор, процитировавший это высказывание Дж. Геттона в книге «Великие геологические споры», относил к числу таких споров и эпопею с утверждением представлений о существовании в недавнем геологическом прошлом великих материковых оледенений. Для краткости ниже я буду называть эти представления, первоначально встреченные в научном сообществе с крайним недоверием, ледниковой теорией. После нескольких десятилетий ожесточённой борьбы мнений теория получила практически всеобщее признание, и Э. Хеллем заявляет: «Невозможно представить современного геолога, который не воспринимал бы как установленный факт, что в очень недавнем прошлом покровы льда несколько раз распространялись на огромные пространства Европы и Северной Америки, территория которых ныне входит в пояс умеренного климата» [Хэллем, 1985, с. 10]. И тем не менее, такие геологи, по крайней мере в России, существуют. По поводу одного из них, наиболее бескомпромиссного, было высказано критическое замечание, перекликающееся с заявлением Э. Хеллема: «Абсурдно в XXI веке отрицать наличие покровных оледенений в их центре, т.е. на Балтийском щите. Оледенения занимали 1/3 суши Северного полушария и оказали существенное влияние на многие компоненты географической среды всего внетропического пространства. Не признавать это – значит не признавать правомерность самостоятельности четвертичного периода» (из выступления профессора Д.Б. Малаховского на диссертационном совете географического факультета Санкт-Петербургского университета по рассмотрению представленной в 2001 г. к защите докторской диссертации В.Г. Чувардинского (см. подраздел 1.2.2).

Цитированные высказывания демонстрируют абсолютную уверенность их авторов в валидности ледниковой теории, которая, однако, не может служить аргументом в научной дискуссии. Вниманию читателя, поэтому, предлагается книга, посвященная обоснованию ошибочности ледниковой теории, которая, по мнению её автора, как раз и относится к числу ложных концепций. Последние (особенно в естественных науках), как справедливо заметил Дж. Геттон, «заключены в самой природе человеческого знания», поскольку формируются в соответствии с существующим уровнем этого знания. Важно подчеркнуть, что исследователи, не признающие былых материковых оледенений, отнюдь не отрицают существенных изменений географической среды на протяжении отрезка геологической истории, который принято называть ледниковым периодом. Однако, часто забывают (это видно и из высказывания Д.Б. Малаховского), что материковые оледенения являются

не причиной изменения географической среды, а одним из её компонентов, многократное появление и исчезновение которого само по себе является проблемой, удовлетворительного решения которой до сих пор не найдено.

Резкие изменения климата, значительные смещения ландшафтно-климатических поясов, границ распространения многолетней мерзлоты и ареалов разнообразной биоты совсем не обязательно сопровождались развитием материковых оледенений. Наиболее важным и убедительным геологическим документом, удостоверяющим их существование в геологическом прошлом на равнинах высоких и умеренных широт, должны считаться ледниковые отложения (основные морены, тиллы). Доводы в пользу их морского происхождения приведены в большом количестве публикаций. Не менее внушителен список работ, в которых отстаивается традиционная точка зрения на генезис этих образований, причём в качестве основного аргумента обычно используются факты, считающиеся проявлениями так называемого ледникового морфо- и литогенеза. К ним относятся разнообразные формы рельефа, штриховка на поверхности скал и валунов, погребённые пластовые льды, приповерхностные дислокации четвертичных отложений и их субстрата, крупные и гигантские аллохтонные блоки местных и эрратических пород и т.п.). И, хотя каждый из перечисленных феноменов может иметь иное происхождение, не связанное с деятельностью ледников, камнем преткновения оставалась природа приповерхностных (так называемых бескорневых) дислокаций четвертичных и дочетвертичных отложений, а также аллохтонных блоков пород, принимаемых за ледниковые отторженцы. Решению этой проблемы с использованием методов тектонофизического анализа была посвящена докторская диссертация автора, прошедшая процедуру защиты в Институте физики Земли РАН [Крапивнер, 1990]. В основе тектонофизического анализа разрывных и складчатых нарушений слоёв осадочного чехла лежат теоретические разработки, математическое и опытное моделирование, а также полевые наблюдения [Гзовский, 1963; Стоянов, 1977; Шерман и др., 1983, Лукьянов, 1991; Chinnery, 1966a,b; Tchalenko, 1970; Harding, 1973; Willcox et al., 1973; Sylvester, Smith, 1976; Sylvester, 1988, Harding, Lowell, 1979; Ramsay, 1980; Barlett et al., 1981; Gamond, 1983; Gamond, Giraud, 1982; Naylor et al., 1986]. С их помощью находит объяснение природа разнообразных приповерхностных деформационных структур, в том числе аллохтонных блоков пород, ранее принимавшихся за результаты деятельности плейстоценовых ледников [Крапивнер, 1986, 1990, 1992а,б; 1997; 2004; 2007; Крапивнер, Юдкевич, 1989; Крапивнер, Смирнов, 2001; Крапивнер, Скоробогатько, 2012]. Вместе с тем, из работ профессиональных гляциологов следует, что многие положения, вошедшие в ледниковую теорию как постулаты, либо не верны, либо дискуссионны. К главным из них относятся: 1) проявления гляциотектоники, связанные с горизонтальным ледниковым напором; 2) механизм и интенсивность ледниковой эрозии; 3) захват ледниковым щитом со своего ложа грубообломочного материала; 4) механизм отложения основной (донной) морены. Первый из этих постулатов нередко вступает в противоречие с основными положениями современной гляциологии и теории деформации сплошных сред [Крапивнер, 1986, 1992в], поэтому на современном уровне знаний он является наиболее слабым звеном ледниковой теории.

Важным рубежом в развитии геологической науки явились результаты геолого-геофизических исследований Мирового океана, включавших работы по международным программам глубоководного бурения. Они существенно повлияли на теоретические основы геотектоники и на представления о тектонике континентальных окраин. В четвертичной геологии происходит противоположное: новые факты по позднекайнозойской геологии океанов и северных морей укладываются в Прокрустово ложе ледниковой теории и интерпретируются на основе механического применения постулатов, разработанных на феноменологическом уровне для условий наземного оледенения. Так, огромный массив новых сведений по геологии, тектонике и эволюции географической среды позднего кайнозоя получен в результате исследований океанических отложений грунтовыми трубками и глубоководным бурением, в том числе в высоких широтах Атлантического и Тихого океанов. В последние десятилетия такая информация появились по Арктическому океану и обрамляющим его континентальным шельфам, наиболее изученным из которых является шельф Баренцева моря. Выяснилось, что независимо от его глубины, залегающие с поверхности дна морские осадки вниз по разрезу сменяются

отложениями, которые на равнинах северных и умеренных широт считаются тиллами материковых оледенений. Сразу же возник вопрос о центре оледенения, поскольку назначенные ранее на эту роль Скандинавия и Новая Земля не могли обеспечить распространения материкового льда на всю площадь обширного (около 1,5 млн км^2) Баренцевского шельфа, учитывая её геометрию. К тому же выяснилось, что влияние Скандинавского центра распространялось на незначительное расстояние от одноименного полуострова. Вот тут бы и возникнуть сомнению в валидности ледниковой теории, ибо надо было либо менять исходную парадигму, либо отказываться от возникшего вместе с этой теорией постулата о самостоятельных Скандинавском и Новоземельском центрах покровного оледенения. Большинство исследователей выбрало второй путь, приняв тезис о том, что покровные ледники двигались на Восточную Европу и Западную Сибирь с шельфа Баренцевского и Карского морей. Эта идея, в свою очередь, породила проблемы с балансами тепла (влияние Гольфстрима) и глетчерной массы (айсберговая разгрузка на бровке шельфа), а также с масштабом последнего оледенения архипелагов Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля и возможностью промерзания до дна воды Баренцева и Карского морей. К тому же гипотетические Карский и Баренцевский ледниковые щиты при их распространении на юг двигались по рыхлым мезозойским, палеогеновым и четвертичным отложениям мощного осадочного чехла. Из-за отсутствия «на пути следования» скальных палеозойских или докембрийских пород их подошва была лишена абразивного материала, вследствие чего упомянутые морские ледники, даже если бы они и существовали, не могли выполнять работу по эрозии ложа и отложению донной морены.

В рамках традиционной парадигмы новые данные по неоген-четвертичной истории океана в высоких и средних широтах и расположенной в этих широтах суши плохо увязываются между собой. Одним из первых на это обратил внимание Г. Кукла [Kukla, 1977] при попытке сопоставления стратиграфии лёссов и террасовых отложений Европы с результатами изучения изотопов кислорода в глубоководных океанических осадках. Ко времени выхода в свет упомянутой публикации было известно 17 океанических изотопно-кислородных стадий, охватывающих последние 1,7 млн лет, каждая из которых сопоставлялась с ледниковой или межледниковой эпохой, тогда как в «классические» схемы стратиграфии четвертичных отложений северной Европы входили только 4 ледниковья и 3 межледниковья. Г. Кукла пришёл к выводу о том, что физические признаки, лежащие в основе североевропейской стратиграфической схемы, охватывают лишь 15% представленного в ней времени, что приводит к серьёзным ошибкам.

В дальнейшем, в связи с продвижением океанического бурения в высокие широты Северной Атлантики, противоречие между ледниковой геологией суши и океана только усугублялось. Присутствие в океанических осадках песчаных фракций и грубообломочного материала с позиций ледниковой теории интерпретируется как признак седиментации в условиях существования наземных ледников, достигавших бровки шельфа (айсберговый разнос терригенного материала). С учётом этого, материковые оледенения на территориях, расположенных южнее подводного Гренландско-Шотландского хребта, должны были по био- и магнитостратиграфическим данным начинаться 2,5–2,6 млн лет назад, а к северу от него – в позднем миоцене. Севернее упомянутого хребта в океанических разрезах на протяжении последних ~4 млн лет насчитывается более 26 ледниковых событий, тогда как признаки межледниковий редки [Larsen et al., 1994 a,b; Thiede, Myhre, 1996]. Последнее предполагает преобладание ледниковых условий седиментации и незначительную продолжительность межледниковий, которые, по мнению ряда авторов, занимали всего около 10% времени [Боуэн, 1981]. Между тем, в официальных стратиграфических схемах четвертичной системы, например, Европейской России, насчитывается только 9 оледенений и все они включены в неоплейстоценовый подотдел, сопоставляемый с палеомагнитной эпохой Брюнес (нижняя граница ~773 тыс. лет), причём основная часть геологического времени отведена на межледниковья [Борисов, 2007]. Эту шкалу, базируясь в основном на хроностратиграфических определениях (ОСЛ, ЭПР, радиоуглеродный и уран-ториевый анализы), лоббируют сотрудники ВСЕГЕИ и Санкт-Петербургского университета, участвовавшие в работах по международным программам QUEEN и PECHORA. По их утверждению «только наиболее глубоко погребённые толщи, в том числе прослои настоящих морских отложений, относятся к ниж-

нему эоплейстоцену с возрастом около 0,8–1 млн лет» [Астахов и др., 2015, с. 30]. Подобное положение имеет место и в Западной Европе. Так, в плейстоценовых разрезах Нидерландов отложения, которые принято считать собственно ледниковыми (основные морены или тиллы), появились только в период, соответствующий рисскому оледенению по альпийской стратиграфической шкале, то есть примерно в середине палеомагнитной эпохи Брюнес [Бурк и др., 1959]. В Англии наиболее древние тиллы относятся к минделю альпийской шкалы, охватывающему нижнюю часть эпохи Брюнес [Беннисон, Райт, 1972].

Таким образом, длительность ледникового периода, а также количество и продолжительность каждой из ледниковых эпох в океане многократно превышает таковые на суше. Вразумительное объяснение этого феномена до сих пор отсутствует, потому что в рамках традиционной парадигмы оно вряд ли возможно. В этой связи, вынужденное понижение границы четвертичной системы отображает кризис ледниковой теории, который её адепты, по-видимому, не осознают. Сначала границу квартера опустили до уровня 1,6 млн лет (в России это официально произошло в 1991 г., а за рубежом гораздо раньше), затем – до верхней границы палеомагнитной субзоны Олдувей (примерно 1,8 млн лет) и, наконец, в 2009 г. Исполнительный комитет Международного союза геологических наук включил в четвертичную систему позднеплиоценовый ярус гелазий, тем самым опустив её границу до уровня 2,58 млн лет [Гиббард, 2015]. Таким образом, продолжительность ледникового периода была увеличена более, чем в 3 раза. Севернее подводного Гренландско-Шотландского хребта признаки оледенения сопредельной суши обнаружены в осадках с возрастом ~6–7 млн лет [Jansen, Sjøholm, 1991; Larsen et al., 1994a], что фактически отодвигает начало оледенения Северного полушария на время, в 8–9 раз превышающее отводившееся ему в общей стратиграфической шкале всего ~30 лет назад по данным о четвертичных оледенениях континентов.

Возникла парадоксальная ситуация: геологические признаки многочисленных ледниковых эпох, запечатлённые в океанических осадках, неизвестны на сопредельной суше (в области сноса). Фактически она была предсказана во время острой дискуссии между «гляциалистами» и «маринистами», развернувшейся в СССР в 60-х гг. прошлого века ещё до начавшихся в 1968 г. работ по программам глубоководного бурения (см. раздел 1.2). Признание «маринистами» морского (ледово-морского) генезиса тиллоподобных образований Печорской и севера Западно-Сибирской низменностей потребовало отказа от представлений о принадлежности всех этих образований к плейстоцену, нижняя граница которого проводилась тогда на уровне ~700 тыс. лет. Значительные во многих случаях мощности (до 200 м и более) упомянутых отложений, учитывая скорости осадконакопления в эпиконтинентальных северных и арктических морях, указывали на то, что наряду с плейстоценовыми в пределах современной суши существуют и неогеновые тиллоподобные горизонты [Белкин, 1963б, 1965; Загорская и др., 1961, 1965; Дедеев и др., 1962; Суздальский, Слободин, 1969], в пользу чего приводились и другие, в том числе палеонтологические аргументы [Семёнов, 1963; Крапивнер, 1967б]. Таким образом, пересмотр генезиса тиллоподобных отложений влечёт за собой ревизию их стратиграфической принадлежности на суше, где она базируется на косвенных климато-стратиграфических принципах и датировках ненадёжными методами абсолютной геохронологии (различные виды термолюминесцентного анализа, аминокислотный анализ, «средневалдайские» и более древние определения радиоуглеродного возраста и т.п.).

Новые данные, казалось бы, требуют пересмотра традиционных представлений или, хотя бы отказа от априорного отнесения тиллоподобных отложений суши к ледниковым образованиям, а океанических осадков с грубообломочным материалом – к продуктам, вынесенным в море материковыми ледниками. Однако, приверженцы ледниковой теории, сохраняя её незыблемость объясняют противоречие, возникшее между океанической и континентальной стратиграфией ледникового периода тем, что эоплейстоценовые ледниковые отложения на континентах были уничтожены ледниками в неоплейстоцене. Последнее весьма сомнительно с позиций теоретической гляциологии (см. подраздел 2.2), к тому же и в неоплейстоценовых образованиях в одном разрезе крайне редко встречается более двух выдержанных по латерали горизонтов отложений, принимаемых за оставленную ледником морену.

С другой стороны, устранению упомянутого противоречия должен способствовать тот факт,

что признаков, позволяющих отличить терригенные зёрна, попавшие на дно из-за деградации айсбергов, от таковых, вытаявших из сезонных морских льдов, не существует [Jansen, Sjøholm, 1991]. Это вполне естественно в высоких широтах, если не упускать из вида географическую зональность процессов седиментации. Таким образом, отнесение частиц, гидравлическая крупность которых превышает допустимую при данной глубине бассейна, к материалу айсбергового разноса является лишь проявлением инерции мышления, а коррелирование океанических осадков, содержащих подобные включения, с эпохами оледенений – лишь данью традиции. С учётом приведенных соображений океанические осадки с примесью частиц аномальной гидравлической крупности совсем не обязательно должны иметь коррелятные им по возрасту отложения на прилегающей суше, если она в это время находилась в субаэральных условиях, но не подвергалась оледенению.

Помимо двух упомянутых феноменов, вынудивших автора признать ледниковую теорию ошибочной (тектоническое происхождение дислокаций, ранее считавшихся гляциотектоническими, и хронологические несоответствия истории так называемого ледникового периода между океанами и континентами), существуют и другие давно известные факты в пользу такого решения, выявленные при изучении и геологическом картировании отложений так называемой ледниковой формации. К ним относятся часто наблюдаемые постепенные переходы мореноподобных образований вверх и(или) вниз по разрезу в отложения явно водного генезиса, наличие в этих образованиях фауны фораминифер, морских (а на юге пресноводных) моллюсков, аутигенных конкреций, локальных проявлений слоистости со структурами drop-stone и т.п. Одним из важнейших таких факторов является ярусность рельефа низменного материкового обрамления северных морей, пересекающая границы постулируемых покровных оледенений. Наконец, ледниковая теория вступает в противоречие не только с геологией, но и с палеогеографией позднего кайнозоя, что фиксируется в исследованиях некоторых российских палеоботаников, ихтиологов, мерзлотоведов и др. [Васильев, 1955, 1963, 1968, 1974; Васильев и др., 1973; Дорофеев, 1963; Клоков, 1963; Линдберг, 1950, 1970, 1972; Удра, 2009; Великоцкий, 2016]. И хотя работы антигляциалистического характера тонут в потоке публикаций традиционного направления, их постоянное появление, начиная с импорта ледниковой теории в Россию П.А. Кропоткиным до наших дней, заслуживает внимания научной общественности, поскольку сторонники традиционных взглядов просто игнорируют это обстоятельство.

Для демонстрации фактов, наиболее выпукло иллюстрирующих невалидность ледниковой теории, выбран довольно хорошо изученный и известный автору по личным наблюдениям регион Баренцево-Карского (в основном, Баренцевского) шельфа, а также его материкового обрамления. На шельфе Баренцева и Карского морей Арктической морской инженерно-геологической экспедицией (г. Мурманск) был выполнен большой объём инженерно-геологических исследований, включающих непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП) и морское бурение. На основании этих данных были приведены аргументы в пользу морского (ледово-морского) происхождения консолидированных тиллоподобных образований шельфа [Рокос, Люстерник, 1990, 1992; Гусев и др., 2012; Крапивнер, 2009б, 2014]. Для низменностей южного обрамления Баренцева и Карского морей, а также для других регионов такие доказательства опубликованы ранее [Бардин и др., 1993; Безроднов, 1965; Белкин, 1965; Генералов и др., 1973; Данилов, 1962а,б, 1963а, 1966, 1979; Данилов и др., 1962; Зайонц, 1969; Зайонц и др., 1986; Киселев, 1968; Костяев и др., 1992; Крапивнер, 1967д, 1973; Крапивнер и др., 1980; Кузин, 1981; Рогожин, 1973; Семёнов, 1970; Суздальский, 1965; Суздальский, Слободин, 1978; Филиппов, 1987; Чувардинский, 1985б, 1998, 2004, 2008, 2012а и др]. Кроме того, в ряде статей автора и его коллег показана теоретическая несостоятельность гляциотектонической интерпретации происхождения приповерхностных деформационных структур, включая так называемые «ледниковые отторженцы», и приведено обоснование их тектонической природы (см. выше). Учитывая это, упомянутые проблемы в предлагаемой вниманию читателей книге автор не рассматривает. Вместе с тем, анализируются работы профессиональных гляциологов, позволяющие оценить, в том числе на конкретных примерах (по литературным данным) насколько вошедшие в обиход постулаты ледниковой теории соответствуют основным положениям гляциологии – науки, оформившейся гораздо позже этой теории.

В процессе инженерно-геологических исследований в российском секторе Баренцевского шельфа были получены многочисленные полные разрезы осадков последней («гляциоэвстатической») трансгрессии моря, а также сведения об условиях их залегания, гранулометрическом составе, диагенетическом уплотнении и палеонтологической характеристике. В комплексе с радиоуглеродными датировками этих осадков в Российском и Норвежском секторах шельфа, а также термолюминесцентными и палеомагнитными определениями возраста подстилающего «тилла» это позволило выполнить фациальный анализ отложений последней морской трансгрессии на базе принципа актуализма без учёта постулируемого распространения и деградации последнего материкового оледенения. В результате были установлены условия формирования плохо сортированных ледово-морских осадков, по гранулометрическому составу, текстуре и повышенной плотности идентичных мореноподобным образованиям северных равнин, от которых они отличаются лишь гораздо более низкой консолидацией. Получила подтверждение гипотеза автора о принадлежности тесно связанных с мореноподобными образованиями ленточнослоистых глин и алевритов к фациям литорали приливных морен [Крапивнер, 1965]. Данные фациального анализа использовались для палеогеографических реконструкций, с помощью которых была оценена фактологическая основа распространённых представлений, постулирующих гляциоэвстатические колебания уровня Мирового океана, гляциоизостатические движения литосферы Кольского полуострова и участие ледников в образовании фиордов.

Глава 1
СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

1.1. Общие сведения о зарождении и развитии ледниковой теории

В задачу автора не входит подробное изложение истории появления и развития ледниковой теории. Ниже излагаются лишь общие сведения об этом, почерпнутые, в основном, из трех источников: монографий «История геологии» [1973], «Великие геологические споры» [Э. Хэллем, 1985] и «Тайны ледниковых эпох» [Дж. и К. Имбри, 1988].

На юго-восточных склонах гор Юра, сложенных исключительно осадочными, преимущественно карбонатными породами, распространены крупные валуны гранита и кристаллических сланцев, имеющие, судя по внешним признакам, альпийское происхождение. Еще в 1795 г. основоположник плутонизма Дж. Геттон высказал предположение о том, что они доставлены ледниками, заполнявшими огромные долины в Альпах в тот период, когда они были гораздо выше, чем сейчас. Несколько позже (1802 г.) этот вывод был продекларирован Дж. Плейфером, математиком, увлекавшимся геологией.

Представления о былом разносе валунов ледниками далеко за пределы площадей современного оледенения возникли у жителей горных стран, тогда как естествоиспытатели на первых порах зачастую лишь проверяли, дополняли и научно осмысливали их наблюдения. Чаще всего подобные признаки фиксировались в Альпах, на родине ледниковой теории, возникновение которой связывают с именами строителя мостов и дорог И. Венеца, натуралиста Ж. Шарпантье и специалиста по ископаемым рыбам Л. Агассиса. Известный французский геолог Э. Ог по этому поводу писал: «Кажется, что впервые в 1802 г. Дж. Плейфер утверждал, что эрратические валуны, рассыпанные по Юре, перенесены громадными ледниками. Но лишь Венец, исходя из мысли, поданной ему валисским охотником за сернами Ж. Пьером Перроденом, выступил в 1822 г. с гипотезой, что некогда вся верхняя долина Роны была занята ледником. Ж. Де-Шарпантье расширил эту гипотезу, доказав ее приложимость ко всем швейцарским Альпам, и таким путем была создана ледниковая теория» [Ог, 1935, с. 404]. Впервые она была сформулирована Л. Агассисом на заседании Швейцарского общества естественных наук в 1837 г. Однако еще в 1824 г. Дж. Эсмарк выступил со статьей, в которой объяснял особенности распространения эрратических глыб в Норвежских горах древним оледенением Скандинавии. Данные Эсмарка стали известны немецкому профессору Академии лесоводства Р. Бернгарди, который дополнил их собственными наблюдениями и в статье, опубликованной в 1832 г., выдвинул идею о ледниковом щите (современные аналоги которого еще не были известны), покрывавшем всю северную Европу до границ центральной Германии. В таком расширенном варианте ледниковая теория нашла своего активного пропагандиста в лице Л. Агассиса, который ввел в обращение термин «ледниковый период». Интересно, что впервые он был использован другом Агассиса ботаником К. Шимпером,

который изучал эрратические глыбы в Баварии и считал, что бóльшая часть Европы, северной Азии и Северной Америки была покрыта мощным ледниковым панцирем. В 1837 г. К. Шимпер сочинил к дню рождения Галилея поэму «Ледниковый период», экземпляры которой разослал друзьям.

Становление ледниковой теории происходило в период, когда гляциология как наука еще не существовала. Не было, например, известно, что ледники образуются из снега там, где он накапливается в количествах, превышающих летнее таяние, так что при мощности снежного покрова 30 м в его основании возникает слой чистого льда, который при дальнейшем увеличении его толщины начинает медленное движение [Дж. и К. Имбри, 1988]. Механизм этого движения также оставался неизвестным. Геология находилась в младенческом состоянии: еще не ушла в прошлое дискуссия между нептунистами и плутонистами, в геотектонике господствовала гипотеза кратеров поднятия Л. Буха. Широкое признание получили унаследованные от нептунистов идеи катастрофизма (А. Гумбольдт, Л. Бух, Л. Эли де Бомон, Ж. Кювье), которым противостояли взгляды ученых-эволюционистов, обоснованные в трехтомнике Ч. Лайеля «Основы геологии» (1830–1833). В эти годы на смену представлениям о первозданных, промежуточных, вторичных и третичных породах постепенно приходит стратиграфия, базирующаяся на палеонтологическом методе. Над завершающим третичный разрез древним плиоценом Ч. Лайеля снизу вверх выделялись: а) слои английского крага, б) отложения с эрратическими валунами (дилювий), в схемах Лайеля относимые к новому плиоцену или постплиоцену, и в) современные отложения (аллювий). Во второй половине XIX в., когда утвердилось мнение о неоднократном распространении ледниковых покровов, многие европейские геологи стали объединять эти отложения в четвертичную систему, что и было зафиксировано в международной стратиграфической шкале. Еще в 1846 г. Э. Форбс предложил обозначать ледниковые и межледниковые слои термином «плейстоцен», который в таком объеме долго использовался в четвертичной стратиграфии. Таким образом, четвертичная система стала синонимом ледникового периода, под которым понималось чередование ледниковых и межледниковых эпох. Считалось (и до сих пор считается), что так называемые современные отложения, накопившиеся после последней дегляциации и позднее названные голоценовыми, знаменуют начало очередной межледниковой эпохи, которая в конце концов должна смениться новым покровным оледенением. Опасения по этому поводу выразил даже Иосиф Бродский:

«…Пахнет оледененьем.
Пахнет, я бы добавил, неолитом
и палеолитом,
В просторечьи – будущим».

На первых порах ледниковая теория была встречена с недоверием и подверглась ожесточенной критике. Так, катастрофисты, сторонники идеи кратеров поднятия, связывали широкое распространение валунов и другого несортированного материала в северной Европе с мощными грязевыми потоками при быстром горообразовании. Катастрофистам, исходившим из представлений о библейском всемирном потопе, были более близки взгляды Ч. Лайеля, полагавшего, что разнос валунов по равнинам Европы осуществлялся льдинами, плававшими в полярном море (гипотеза дрифта). Важнейшим аргументом дилювианистов (diluvium – потоп) были находки в наносах, которые Агассис и его последователи считали древнеледниковыми, остатков морских организмов (раковинный дрифт). Они были известны в береговых районах северо-востока США, в Шотландии, северной Англии, на южном побережье Балтийского моря и «ставили в тупик даже самых стойких приверженцев ледниковой теории» [Дж. и К. Имбри, 1988, с. 44]. Однако в 1865 г. Дж. Кроль, а в 1872 г. Р. Тиддеман выдвинули предположение, что раковины из «дрифтовых» отложений Шотландии и Новой Англии являются эрратическими в той же мере, что и заключенные в тилле валуны. Эта умозрительная идея получила широкое признание еще до того, как были сформулированы представления о физическом механизме движения ледниковых покровов, главным типом которого, как теперь известно, является межзерновое пластическое течение, не предполагающее сохранность включенных в лед хрупких раковин [Boulton, 1970б; Hudleston, 2015].

К середине 1860 гг. ледниковая теория прочно утвердилась в Западной Европе и в Северной Америке. Геологи еще не понимали механизма образования основной или донной морены, однако ледниковое происхождение своеобразной толщи

валунных суглинков, которые, обычно, обладают высокой плотностью, объяснявшейся действием ледниковой нагрузки, стало восприниматься как «само собой разумеющееся» [Д. и К.П. Имбри, 1988]. Популярности ледниковой теории, по-видимому, благоприятствовало то обстоятельство, что она как бы предсказала ряд фактов, ранее не известных науке. Так, современный гренландский ледник наблюдался лишь в его краевых частях, и о том, что он имеет форму мощного выпуклого щита стало известно только в 1852 г., а истинные размеры и форма ледникового покрова Антарктиды были установлены лишь в последней четверти XIX столетия. Это позволяло рассматривать гипотезу о существовании в геологическом прошлом огромных ледниковых покровов как научное предвидение. Так думают и некоторые современные учёные, например, А.Г. Рябухин и Н.В. Короновский полагают, что «открытие ледяных щитов Гренландии и Антарктиды окончательно развеяло все сомнения в реальности ледникового периода» [Рябухин, Короновский, 1998]. Мне как-то пришлось услышать от известного геолога-тектониста такие слова: «Покровные оледенения в прошлом несомненно существовали. И знаете почему я в этом уверен? Они существуют и сейчас». К сожалению, и сейчас многие упускают из вида тот факт, что современные горные и покровные ледники присутствуют там, где климатические и орографические условия обеспечивают возможность накопления мощных толщ снега и их преобразования в лед. Между тем, оледенения Северного полушария должны были распространяться из центров, где такие условия отсутствуют, а по поводу постулируемых причин их существования в недавнем геологическом прошлом существуют самые разные, в том числе взаимоисключающие гипотезы (см., например, [Чувардинский, 2008]).

В периоды оледенения, вследствие изъятия из мирового влагооборота и перевода в твёрдую фазу огромного объема воды, глубины Мирового океана должны были заметно уменьшаться, на что впервые указал шотландский геолог Ч. Макларен (1841). По его оценке, которая опиралась на предполагавшиеся Агассисом резко завышенные размеры ледниковых покровов, глубина океана в ледниковую эпоху должна была уменьшиться на 800 футов (~240 м). По более правоподобному расчету американского геолога Ч. Уитсли (1868) это уменьшение оценено в 350–400 футов (100–120 м). Вскоре затем в морях, омывающих Шотландию и Скандинавию, были обнаружены затопленные клифы и другие береговые формы, как бы подтверждающие факт недавнего снижения уровня океана. В последующем морскими геолого-геофизическими исследованиями было установлено, что современные долины рек продолжаются на шельфе, где они перекрыты плащом предголоценовых и голоценовых морских осадков, в разрезе которых иногда фиксируются затопленные береговые линии с погребенными торфами и плавником. [Цейнер, 1963]. Радиоуглеродные датировки органического материала указывают на то, что он относится ко времени последней дегляциации или к голоцену. Эти данные использовались в практической деятельности, в частности, при поисках и разведке на шельфе прибрежно-морских и погребенных аллювиальных россыпей олова и золота [Osberger, 1967; Lampietti et al., 1968; Bamrit et al., 1969; Данилина, Крапивнер, 1974; Крапивнер, Хершберг, 1978].

В итоге, в ледниковую теорию прочно вошло положение о том, что материковые оледенения сопровождались гляциоэвстатическими понижениями уровня Мирового океана. Однако, на самом деле, подтверждался лишь факт совпадения периода существенного снижения относительного положения уровня моря с временем, отведенным четвертичной стратиграфией для последней ледниковой эпохи. Максимальные амплитуды понижения уровня океана, соответствующие предполагаемым ледниковым максимумам, не установлены независимыми геологическим методами, а постулируются, исходя из расчетов прироста объемов глетчерного льда в периоды оледенений [Марков, Суетова, 1965; Flint, 1957]. Эти расчеты базируются на данных о площадях распространения и мощностях ледниковых покровов, которые неоднократно пересматриваются из-за своей неоднозначности. В последнее время для определения экстремальных уровней гляциоэвстатических регресссий используется значение соотношения стабильных изотопов кислорода ($\delta^{18}O$) в раковинах планктонных фораминифер, заключенных в океанических осадках [Shackleton et al., 1984]. Однако в интерпретацию результатов измерений уже заложен постулат о гляциоэвстатических колебаниях уровня океана. Вследствие этого определяющая роль в циклических колебаниях значений $\delta^{18}O$ в глубоководных колонках отводится изменению со-

лености поверхностных океанических вод. Считается, что оно было обусловлено периодическим поступлением в океан огромных объемов пресной воды при таянии материковых ледников, тогда как изменение температуры воды рассматривается как второстепенный фактор [Jones, Keigwin, 1988; Fairbanks, 1989]. Между тем, первоначально колебания значений $\delta^{18}O$ во времени объяснялись именно изменением палеотемператур, связанными с чередованием ледниковых и межледниковых эпох [Emiliani, 1955, 1971], фактические данные в пользу такой трактовки были недавно приведены норвежскими и датскими исследователями [Rasmussen et al., 2007].

Шотландский геолог Т. Джемиссон (1865) обратил внимание на то, что в областях недавнего оледенения распространены серии поднятых береговых линий с выдержанными на больших расстояниях абсолютными высотами, что противоречило представлениям о гляциоэвстатическом понижении уровня океана в периоды оледенений. Как пишут Д. и К.П. Имбри, Джемиссон предположил, что под верхней жесткой частью коры располагается слой расплавленных пород, способный течь под давлением. Под тяжестью мощного ледникового покрова нижняя часть жесткой коры погружалась в этот слой, а при освобождении от ледниковой нагрузки как бы всплывала. На самом деле явление изостазии уже было известно по результатам измерений силы тяжести в горах и используемые до сих пор модели Эйри и Пратта были предложены ещё в 1855 г. По всей вероятности, Джемиссон применил модель Эйри для объяснения механизма возникновения поднятых береговых линий в областях, недавно освободившихся от тяжести ледниковых покровов. Правомерность гипотезы гляциоизостазии была удостоверена на примере современного ледникового щита Гренландии исследованиями А. Вегенера, впоследствии подтвержденными сейсмическим зондированием. Гипотеза о поздне-послеледниковом поднятии областей питания ледниковых щитов прошлого, как реакции на их гляциоизостатическое погружение, также стала одним из компонентов ледниковой теории. Подразумеваемый этой гипотезой сценарий был использован для определения скорости подкорового течения и усредненного коэффициента вязкости пород верхней мантии под Скандинавским и Канадским щитами [Гутенберг, 1963].

Упомянутые постулаты ледниковой теории позволяют объяснять плейстоценовые трансгрессии и регрессии моря в высоких широтах без учета тектонического фактора. Предполагается, что они обусловлены сочетанием в пространстве и времени процессов гляциоизостазии и гляциоэвстазии в периоды развития и деградации оледенения. Это четко сформулировано в книге Д. и К.П. Имбри: «Пока продолжался сам ледниковый период, происходило глобальное падение уровня океана, которое заставило все береговые линии сместиться более чем на 100 м вниз. В то же время тяжесть ледниковых покровов вызывала местное прогибание подстилающих участков земной коры. А убывание оледенения сопровождалось реакцией двух разных типов: *немедленным* повышением уровня океана и *постепенным* поднятием земной поверхности. Таким образом, при дегляциации Новой Англии, Скандинавии и других областей древнего оледенения на освобождавшиеся от льда площади немедленно наступали (трансгрессировали) моря. Однако со временем земная кора этих областей поднималась до своей первоначальной высоты, вызывая там кажущееся снижение уровня (регрессию) океана. За пределами древнеледниковых областей история, которую могут рассказать береговые линии, не столь замысловата: там эти линии отражают лишь глобальные понижения и повышения уровня океана, происходящие в ответ на изъятие воды из главного резервуара Земли, и возвращение ее обратно» [Д. и К.П. Имбри, 1988, с. 57]. Последнее неверно, ибо, как показывают расчеты, даже если растопить все существующие на Земле ледники и ледниковые щиты, уровень Мирового океана поднимется лишь на 40–50 м [Цейнер, 1963], что не объясняет существование более высоких морских террас, например сицилийских и калабрийских в Средиземноморье. К тому же, как известно, Гренландский и Антарктический ледники на протяжении четвертичного периода никогда не были существенно меньше их нынешних размеров, поэтому обычно считается, что морские террасы с высотой береговой линии более 10 м не являются гляциоэвстатическими.

В цитированном высказывании Д. и К.П. Имбри ледниковый период рассматривается как время тектонического покоя, поскольку формирование рельефа морских побережий определяется лишь гляциоэвстатическими колебаниями уровня Ми-

рового океана, а также гляциоизостазией и позднe-послеледниковой реакцией на нее литосферы. Это допущение «по умолчанию» возникло вместе с ледниковой теорией, которая на первых порах отводила ледниковому периоду короткое время, наступившее после последней геологической катастрофы, создавшей современные горы. Оно было унаследовано при последующем развитии геологической науки, хотя ему и противоречили известные на севере Западной Европы дислокации четвертичных и подстилающих более древних отложений с признаками интенсивного латерального сжатия. Дислокации затухают на глубине от 50 до 150–250 м [Кригер и др., 1983] и иногда сопровождаются аллохтонными блоками пород дочетвертичного возраста. Первые считаются гляциодислокациями, вторые – ледниковыми отторженцами, сорванными ледником с места своего первичного залегания и перемещёнными им иногда на десятки и сотни километров. Родоначальником идеи о связи приповерхностных дислокаций платформенного осадочного чехла с боковым давлением ледника (ледниковым напором) считается датский геолог Йонструп. Он опубликовал свои статьи в 1874 и 1875 г., к этому времени «начальный период изучения природы ледниковых эпох был завершен» [Д. и К.П. Имбри, 1988] и ледниковая теория, благодаря усилиям многих геологов, среди которых особая роль часто отводится шотландцу А. Гейки и шведу О. Тореллю, получила почти всеобщее признание. В дальнейшем стало известно, что приповерхностные деформационные структуры в рыхлых отложениях широко распространены не только на севере Западной Европы, но и в других областях, относимых к площадям распространения четвертичных покровных оледенений. Было установлено, что эти нарушения формируют гряды высотой до нескольких десятков метров, которые могут концентрироваться в протяженные зоны и пояса, обычно, интерпретируемые как напорные морены. Эти формы рельефа стали использоваться в качестве важнейшего инструмента геологического картирования четвертичных отложений, поскольку считаются «краевыми образованиями», фиксирующими положение края ледника при его максимальном продвижения или в процессе локальных подвижек на фоне общей деградации ледникового покрова.

Несмотря на то, что физическая природа деформационных структур не имела серьёзного гляциологического обоснования, факт присутствия подобных дислокаций лишь в областях, подвергавшихся в плейстоцене покровным оледенениям, считался достаточным аргументом в пользу их ледникового («гляциотектонического») происхождения. Такой вывод, однако, базируется на ошибочной стратиграфической корреляции позднекайнозойских отложений, экспонированных на поверхности «ледниковых» и внеледниковых областей (возраст первых резко завышен). Но даже без учёта этого обстоятельства ледниковый период в Северном полушарии по данным океанского бурения (появление грубообломочного материала в глубоководных осадках) начался шесть [Jansen, Sjøholm, 1991] или даже семь [Larsen et al., 1994a] млн лет назад. Таким образом, по современным представлениям, начиная с мессиния отдельные горизонты позднемиоценовых и плиоценовых отложений юга Европы накапливались в то время, когда на её севере существовали материковые ледники, распространявшиеся до морского побережья. Но в южной Европе отложения этого возраста нередко собраны в мелкие складки и смещены по разрывным нарушениям. Подробный структурный анализ подобных дислокаций в пределах Восточно-Европейской и Скифско-Туранской платформ был недавно выполнен М.Л. Коппом [Копп, 2004]. Таким образом, использовавшийся прежде главный аргумент в пользу гляциотектонической природы приповерхностных дислокаций в пределах северных территорий устарел, тем более, что в свете данных глубоководного бурения возраст «ледниковых» отложений северной Евразии требует пересмотра (см. Введение).

1.2. Ледниковая теория в России

1.2.1. История противостояния «гляциалистов» и «маринистов»

В России концепция материковых оледенений, поддерживаемая некоторыми видными учеными (К.Ф. Рулье, Г.Е. Щуровский, Ф.Б. Шмидт и др.) получила довольно широкое признание уже к 70-м гг. XIX в. Ее торжество обычно связывают с выходом в свет книги П.А. Кропоткина [Кропот-

кин, 1876]. В последующем, вплоть до настоящего времени, позднекайнозойская эволюция огромной территории российского севера изучалась, в основном, в рамках этой концепции. Тем не менее, ледниковая теория в нашей стране никогда не была общепризнанной. История российского «антигляциализма» подробно изложена в недавней монографии М.А. Великоцкого [Великоцкий, 2016]. До конца 50-х – начала 60-х гг. прошлого века против теории в целом или против ее приложимости к той или иной территории выступали лишь единичные исследователи: геологи А. Штукенберг [1876]; Ф.Н. Чернышов [1915]; географы Н.А. Кулик [1923, 1926] и В.П. Кальянов [1930, 1933, 1936]; палеонтолог В.П. Андросова [1935]; мерзлотовед А.И. Попов [1949]; зоолог и палеонтолог И.Г. Пидопличко [1946, 1951, 1956]; палеоботаники П.И. Дорофеев [1963], В.Н. Васильев [1955, 1963] и М.В. Клоков [1963]; а также ихтиолог и биогеограф Г.У. Линдберг [1950].

В январе 1953 г. проблема валидности ледниковой теории обсуждалась в крайне неблагоприятной для ее немногочисленных противников обстановке на совещании, организованном Комиссией по изучению четвертичного периода АН СССР, Московским обществом испытателей природы и Всесоюзным обществом почвоведов. Фактически оно было посвящено критике публикаций наиболее активного антигляциалиста И.Г. Пидоплички [Пидопличко, 1946, 1951], а также его соавтора географа и геоморфолога П.С. Макеева [Пидопличко, Макеев, 1952], которым даже не была предоставлена возможность выступить с докладами. В своих работах эти исследователи (главным образом И.Г. Пидопличко), отрицая ледниковую теорию, критиковали различные ее аспекты (происхождение отложений, рельефа и дислокаций, выводы о палеогеографии плейстоцена, в том числе, климатах ледниковых эпох и т.п.). Ими были рассмотрены различные агенты транспортировки грубообломочного материала, среди которых важнейшая роль отводилась речным, озерным и морским льдам, приведены примеры напорного воздействия ледяных полей на побережье в период их торошения, высказано предположение о связи так называемых гляциодислокаций и ледниковых отторженцев с локальными проявлениями четвертичной тектоники, проанализированы условия обитания мамонтовой фауны и т.п. Принципиально важно, что И.Г. Пидопличко выступил против теории, связывающей разнообразные природные феномены в комплекс, объединённый общностью условий образования, пытаясь доказать, что каждое из этих явлений имеет собственную причину, не имеющую никакого отношения к материковому оледенению. Однако к началу 50-х гг. прошлого века убедительно обосновать это было весьма сложно. Еще не был накоплен достаточный фактический материал по геологии континентальной окраины Арктического бассейна и, что особенно важно, по арктическим шельфам, не было тектонофизических моделей, адекватно объясняющих природу так называемых ледниковых отторженцев, гляциодислокаций и связанных с ними форм современного рельефа. Требовали объяснения повышенная плотность мореноподобных отложений, некоторые особенности их текстуры, присутствие эрратических валунов на вершинных поверхностях Полярного Урала и т.п. К тому же, И.Г. Пидопдичко не был профессиональным геологом, поэтому некоторые из высказанных им положений выглядели явно нереальными. Это прежде всего относится к выводу о рельефо- и наносообразующей роли четвертичных рек на современных водораздельных пространствах северных равнин. К сожалению, в духе дискуссий сталинской эпохи И.Г. Пидопличко иногда подкреплял научные аргументы идеологической риторикой.

На все это наложило отпечаток время проведения совещания: прозвучавшая на нем критика антигляциализма в какой-то степени напоминала имевший место незадолго до этого разгром биологов-генетиков, несмотря на то, что марксистская фразеология использовалась, в основном, одним из критикуемых. Отдал дань времени и основной оппонент И.Г. Пидоплички и П.С. Макеева профессор Е.В. Шанцер, выступивший на совещании с их бескомпромиссной «большевистской» критикой. Вот один из её примеров: «Нет спора, свобода мнений в науке необходима для ее развития так же, как и свобода научной критики. Но при этом надо иметь в виду именно свободу научных мнений, а не свободу от принципов науки. В противном случае научные дискуссии могут превратиться в натурфилософствование самого низкого пошиба, а научная критика – в профанацию науки. Что касается «антигляциализма», то это и есть явление этого последнего порядка, с которым надо покончить и не подменять более свободы критики

беззубым отношением к реакционным «теориям», хотя бы они сопровождались самой «передовой» «марксистской» фразеологией» [Шанцер, 1955, с. 9]. Выступление Е.В. Шанцера было поддержано представителями других наук: географами, палеоботаниками, археологами и др. Вошёл в обиход термин «антигляциализм», который в те годы звучал как «антикоммунизм», поэтому для противников ледниковой теории я предпочитаю другой термин «маринисты», получивший распространение позднее в дискуссиях о позднем кайнозое Печорской и севера Западно-Сибирской низменностей. Мне, студенту Московского Геологоразведочного института, присутствовавшему на этом совещании в качестве пассивного слушателя, приходилось лишь удивлялся экстравагантности двух смельчаков, выступивших против сплоченного сообщества сторонников общепризнанного учения. Я тогда и представить себе не мог, что менее, чем через десять лет на опыте работ в Печорской низменности приду к выводу о его ошибочности.

Однако в академической среде нашлись и другие смельчаки, на этот раз палеоботаники [Васильев, 1955, 1963; Дорофеев, 1963]. П.И. Дорофеев обратил внимание на то, что так называемые ледниковые флоры всегда смешанные: в их составе присутствуют таёжные элементы, множество самых обычных современных среднерусских видов, встречаются даже вымершие формы. Интерпретацию палеоботанических данных с позиций ледниковой теории он считал ошибочной, поскольку она предполагает исключительно большие изменения флоры Русской равнины под влиянием оледенений. «За весь плейстоцен флора Русской равнины лишь очень незначительно обеднела… Новыми исследованиями установлено, что в значительной степени современной флора Русской равнины была ещё в плиоцене, и что число современных видов постепенно возрастало, начиная от миоцена, когда впервые они появляются в сопровождении совершенно чуждой флоры. Эти данные свидетельствуют о постепенном, а не о катастрофическом развитии …и постепенном становлении современной флоры» [Дорофеев, 1963, с. 77]. К аналогичным выводам пришёл и В.Н. Васильев, по мнению которого «изменение в составе флоры и растительности в сторону их обеднения на протяжении всего плейстоцена, как и до него, происходили постепенно без перерывов и скачков» [Васильев, 1968, с. 65]. Этот автор, анализируя факты произрастания реликтовых (к которым он относит и виды с дизъюнктивными ареалами) и эндемичных видов в областях постулируемых оледенений, считает их противоречащими ледниковой теории, поскольку само их наличие даже в незначительном количестве указывает на то, что территория их распространения не испытала никаких катаклизмов.

Через 10 лет после совещания, провозгласившего взгляды И.Г. Пидопличко и П.С. Макеева антинаучными, на одном из заседаний Московского общества испытателей природы его президент академик В.Н. Сукачёв подверг резкой критике антигляциалистические статьи профессоров П.И. Дорофеева, В.Н. Васильева и М.В. Клокова, по тону приближавшейся к процитированному выше выступлению Е.В. Шанцера. Это вынудило П.И. Дорофеева отказаться от изучения четвертичных флор, тогда как В.Н. Васильев продолжал публиковать работы с опровержением ледниковой теории [Васильев, 1968, 1974]. В течение продолжительного времени выступать даже не против этой теории в целом, а лишь с утверждением об отсутствии следов плейстоценовых оледенений на той или иной территории в рецензируемых научных журналах было практически невозможно. Вероятно, по этой причине первая из упомянутых статей В.Н. Васильева вышла в «Бюллетене Московского общества испытателей природы» уже после кончины В.Н. Сукачёва, а вторая – в научно-популярном журнале.

И тем не менее, начиная с конца 50-х гг. прошлого века возобновляется дискуссия по поводу геологии и палеогеографии позднего кайнозоя Печорской и севера Западно-Сибирской низменностей. Она была обусловлена появлением обширного нового фактического материала, полученного в процессе геологического картирования и инженерно-геологических исследований, резко активизировавшихся в связи с постановкой геологоразведочных работ на углеводородное сырьё и проектом переброски стока северных рек на юг. Новые взгляды, существенно ограничивающие или полностью отрицавшие распространение ледниковых отложений на низменном равнинном обрамлении Баренцева и Карского морей, нашли отражение в официальных стратиграфических схемах четвертичных отложений и в ряде публикаций геологов Ухтинского геологического управ-

ления [Афанасьев, 1964; Афанасьев, Белкин, 1963; Белкин, 1963а,б, 1965; Белкин и др., 1966; Воллосович, 1966; В. Зархидзе, 1965, 1966; Павленко, 1963; Семёнов, 1963, 1969; Семёнов и др., 1965], 2-го Гидрогеологического управления [Зайонц, Крапивнер, 1967; Зайонц, Зилинг, Крапивнер, 1967; Крапивнер, 1965; Крапивнер, 1967а-г], научных сотрудников Географического факультета МГУ [Данилов, 1962а,б,в, 1963а,б, 1964; Данилов и др., 1962; Костяев, 1963; Лазуков, 1960, 1961; Любимов, 1963; Попов, 1959, 1961–1963; Розенбаум, 1963], ВНИГРИ [Андреев, 1960; Дедеев и др., 1962; Кузин, 1960, 1963; Кузин и др., 1964; Чочиа и др., 1962], НИИГА [Загорская и др., 1961, 1965; Суздальский, 1965], а также отдела гляциологии Института Географии АН СССР [Л. Троицкий, 1966; Л. Троицкий и др., 1966].

Показательна эволюция взглядов автора этих строк. В те годы я был аспирантом-заочником кафедры общей геологии Московского геологоразведочного института и участвовал в проведении инженерно-геологических съёмок масштаба 1 : 200 000 по проекту переброски стока рек Печоры и Вычегды в бассейн р. Камы. Отработка площадей картирования осуществлялась последовательно с юга на север. На первых порах, пока экспедиция вела работы в бассейнах верхних течений Камы, Вычегды и Печоры, фактический материал вполне укладывался в традиционную схему: водоразделы покрыты мореной и флювиогляциальными отложениями, в долинах рек четвертичные отложения представлены террасовым комплексом. Первая моя статья, поэтому, была выполнена в соответствии с утверждённой темой кандидатской диссертации вполне в рамках ледниковой теории [Крапивнер, 1961]. Резкое изменение взглядов произошло при распространении работ далее на север в бассейн среднего течения р. Печоры. Прежде всего бросалось в глаза изменение геоморфологического строения территории. По мере продвижения вниз по течениям Печоры и её главных притоков количество аллювиальных террас уменьшалось, а в пределах водораздельных пространств появлялись широкие ступени, отделённые от речных террас и от более высокого уровня водораздельного плато уступами, обычно хорошо выраженными на местности и на аэрофотоснимках. Абсолютные отметки поверхности этих «промежуточных» ярусов рельефа водораздельных плато выдержаны на огромных площадях и не обнаруживают тенденции к изменению в каком-либо определённом направлении, вследствие чего их относительная высота над урезами рек возрастает вниз по их течениям. Естественно, возникло предположение, что в этом направлении происходит замещение аллювия речных террас бассейновыми осадками, в состав которых входят и отложения, считающиеся ледниковой мореной, поскольку они залегают с поверхности упомянутых «промежуточных» ярусов рельефа. В пользу этого говорило и общее увеличение мощности новейших отложений, и изменение литологического облика «морены» (резкое уменьшение песчанистости за счёт роста глинистости), присутствие в ней обломков, а иногда и целых створок раковин морских моллюсков, а также тот факт, что ярусы водораздельного рельефа пересекают постулируемые границы плейстоценовых оледенений. В дальнейшем стали известны и многие другие признаки морского происхождения отложений, которые принимаются за морену материкового оледенения. В результате, к защите диссертации автор этих строк подошёл со статьями совсем другого содержания. В одной из них обосновывалось развитие в разрезе новейших отложений фаций приливной литорали, в геологических разрезах обычно тесно связанных с мореноподобными образованиями, которые относятся к фациям сублиторали [Крапивнер, 1965], в других иллюстрировалась ярусность рельефа Печорской низменности [Крапивнер, 1967а] и приводились данные в пользу её связи с общими колебательными движениями [Крапивнер, 1967г]. На основании находки плиоценовых унионид, известных в среднеплиоценовой кинельской свите бассейна р. Кама, подтверждался позднеплиоценовый возраст вышележащих валунных суглинков и высказывалось предположение о связи Арктического палеобассейна с Акчагыльским [Крапивнер, 1967б]. Впервые для региона по материалам аэрофотоснимков, заверенным наземными геолого-гидрогеологическими наблюдениями, было доказано существование в регионе активных в настоящее время разломов, смещающих четвертичные отложения [Крапивнер, 1967в].

Основными доводами в пользу морского (ледово- или ледниково-морского) происхождения мореноподобных отложений, как и прежде, являлись: присутствие в них фауны морских моллюсков и фораминифер, а также их постепенные переходы

в хорошо сортированные гомогенные или слоистые заведомо водные осадки как в вертикальном разрезе, так и по латерали. Однако теперь рассматриваемые признаки документируются большими группами исследователей на огромных площадях. Кроме того, фиксируются и более тонкие элементы литологии мореноподобных отложений. К ним относятся: спорадическое присутствие в этих отложениях «внутриморенных» слоев, а также случаи их прогибания под тяжестью валунов, доказывающие, что последние представляют собой дропстоуны (dropstones); аутигенные конкреции, свидетельствующие о диагенезе осадков в присутствии иловых вод; химический состав легко растворимых солей, указывающий на формирование осадков в морской или солоноводной среде и пр. [Данилов, 1962а-в, 1963а; Данилов и др., 1962; Безроднов, 1965; Суздальский, 1965]. Большое значение имело выявление общей для всей Печорской и севера Западно-Сибирской низменностей ярусности ее аккумулятивного рельефа, пересекающей границы распространения плейстоценовых оледенений, намеченные по зонам развития разнообразных по морфологии гряд и холмов [Кузин, 1963; Крапивнер, 1967г,д; Зайонц и др., 1986]. Признание морского генезиса мореноподобных образований повлекло за собой пересмотр длительности формирования четвертичного покрова в сторону его существенного удревнения, что устраняло противоречие между возрастом отложений так называемого ледникового периода на суше и в океане (см. Введение).

Разнообразие взглядов на эволюцию геологической среды, фауны и флоры Арктического бассейна и его евроазиатского континентального обрамления нашло отражение в докладах симпозиума по проблеме «Кайнозойская история полярного бассейна и ее влияние на развитие ландшафтов северных территорий», созванного в апреле 1968 г. по инициативе Отделения биогеографии Географического общества СССР и Комиссии по истории флоры и растительности Всесоюзного ботанического общества. В нём приняли участие около 200 специалистов разных отраслей науки, выступления которых опубликованы в сборнике [Северный Ледовитый…, 1970]. Наряду с сообщениями о биоте Северного Ледовитого океана, его эпиконтинентальных морей и обрамляющего побережья, обсуждались остро дискуссионные вопросы генезиса и стратиграфии новейших отложений и, в связи с этим, палеогеографии циркумарктического региона в позднем кайнозое. В итоговом документе [Резолюция…, 1970] выражено гораздо более либеральное, чем на совещании 1953 г., но двойственное отношение к этим вопросам. Так, признавалось, что положение о четвертичном возрасте «послепалеогеновой толщи… не отвечает ряду полученных за последнее время данных», однако «… расширение возрастного объёма до плиоцена и даже до миоцена не получило ещё должного подтверждения». Дискуссионный вопрос о генезисе так называемых валунных суглинков был сведен к проблеме реконструкции масштабов древних оледенений и их взаимоотношений с морскими трансгрессиями с установлением зон перехода ледниковых отложений в ледниково-морские. На симпозиуме впервые прозвучала критика выдвинутого М.Г. Гросвальдом [Гросвальд, 1967] предположения о позднеплейстоценовом оледенении Баренцевского шельфа [Лаврушин, 1970; Суходровский, 1970].

Острота дискуссии между «гляциалистами» и «маринистами». достигшая максимальной остроты в 60-е гг. прошлого века, в дальнейшем существенно снизилась, хотя продолжается до сих пор, несколько оживившись в связи с развитием морских работ на арктическом шельфе. Причин тому несколько. Ни одна из сторон не смогла предложить адекватной физической модели происхождения приповерхностных деформационных структур, нередко включающих аллохтонные блоки пород, что в силу инерции мышления способствовало сохранению существующих по этому поводу привычных представлений (гляциодислокации, ледниковые отторженцы). Сыграл свою роль и известный принцип диалектики: новое всегда рождается в недрах старого (так, большинство критиков ледниковой теории унаследовало от нее представления о тектонической «незыблемости» земной коры в четвертичное время) и на первых порах отличается чрезвычайной слабостью. Слабость эта и организационная (у сторонников традиционных взглядов огромный административный ресурс), и научная: новая парадигма требовала разработки новых решений по проблемам литологии, стратиграфии, тектоники и палеогеографии, входящих в комплекс, объединяемый ледниковой теорией. Решения этих проблем было трудно ожидать от разрозненных коллективов в производственных организациях и отраслевых институтах советской

России, тогда как академическая наука и головной отраслевой институт по изданию государственных геологических карт (ВСЕГЕИ) стояли на страже традиционных взглядов. В результате, несмотря на то, что к настоящему времени получены веские подтверждения дочетвертичного (в нынешней стратиграфической схеме донеоплейстоценового) возраста значительной части новейших отложений европейского северо-востока России (см. Введение), на недостаток которых сетовала упомянутая выше [Резолюция..., 1970], на издающихся во ВСЕГЕИ геологических картах это не получает должного отображения. Поскольку противоречия между противниками и сторонними ледниковой теории непримиримы, а административным ресурсом располагают лишь последние, оба направления продолжали функционировать параллельно, практически не пересекаясь для дискуссий на Всесоюзных, а впоследствии Всероссийских совещаниях по изучению четвертичного периода. Правда, вскоре после упомянутого симпозиума, появились публикации с развернутой критикой «антигляциализма» [Краснов, 1968; С. Троицкий, 1975], причем в первой из них это слово по тону и содержанию критики звучало как «антикоммунизм» (не научная дискуссия, а осуждение инакомыслия).

Статьи с критикой разных положений ледниковой теории публиковались в сборниках «Природная обстановка и фауны прошлого», редактировавшихся академиком Академии наук Украины И.Г. Пидопличкой и в журнале «Природа и хозяйство Севера» [Чувардинский, 1963, 1966, 1968, 1970а,б, 1973, 1982, 1986, 1987, 1988, 1989; Киселёв, 1968; Киселёв, Чувардинский, 1970; Загорская, 1973; Зайонц, 1973; Рогожин, 1973; Слободин, Рогожин, 1973; Суздальский и др., 1973, Суздальский, Слободин, 1978]; а также в научно-популярной литературе [Зайонц, 1967; Васильев, 1974; Шило, Данилов, 1984]. Продолжали выходить в свет работы, в которых фациальный состав новейших отложений Печорской и севера Западно-Сибирской низменностей, запада Архангельской области, Западной Камчатки и даже восточной части Кольского полуострова трактовался как результат неоднократных трансгрессий и регрессий моря, а не чередования ледниковых и межледниковых эпох [Генералов, 1973, 1975, 1981а,б, 1986, 1989; Генералов и др., 1970; Генералов, Сидоренков, 1973; Генералов, Кузин, 1979; Данилов, 1978, 1983; Данилов, Недёшева, 1986; Зайонц, 1969, 1972; Зайонц и др., 1986; В. Зархидзе, 1972а,б; В. Зархидзе, Мусатов, 1989; Д. Зархидзе и др., 2010; Зилинг, 1969; Крапивнер, 1969а,б, 1973, 1976, 1979; Крапивнер и др., 1980; Кузин, 1981, 2003; Мерклин и др., 1979; Семёнов, 1973; Суздальский, 1976; Суздальский, Слободин, 1969; Филиппов, 1987, 1991; Чувардинский, 1982]. В 1983 г. была опубликована монография «Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики», подготовленная в производственном объединении «Севморгеология» при участии авторов из других организаций, в которой вопросы литогенеза, стратиграфии, неотектоники и палеогеографии неоген-четвертичного времени рассматривались без привлечения ледникового фактора. Хотя из сферы деятельности покровных оледенений практически исключалась основная площадь российской Арктики, формально общее неприятие ледниковой теории в этой монографии не декларировалось. Единственной в 70–80-е гг. прошлого века крупной опубликованной работой, опровергавшей распространение покровных оледенений на Евроазиатском материке, была монография известного ихтиолога и биогеографа Г.У. Линдберга [Линдберг, 1972].

Понимая, что одной из ключевых проблем дискуссии между «маринистами» и «гляциалистами» является физический механизм образования приповерхностных деформационных структур («гляциодислокаций», «гляциодинамических текстур», «гляциотектонитов») и, в том числе, крупных аллохтонных блоков («ледниковых отторженцев»), автор этих строк занялся специальным изучением этого феномена [Крапивнер, 1969б, 1979, 1986, 1992а-в, 1997, 2004, 2007; Крапивнер, Юдкевич, 1989; Крапивнер, Смирнов, 2001; Крапивнер, Скоробогатько, 2012]. В перечисленных публикациях обосновывалась геологическая несостоятельность гляциотектонических гипотез и их противоречие ряду важных теоретических положений гляциологии и механики сплошных сред. На конкретных примерах иллюстрировалась связь приповерхностных дислокаций и «отторженцев» с тектонической структурой более глубоких горизонтов осадочного чехла и, в конце концов, фундамента. И несмотря на то, что в число этих примеров входили разрезы с широко известными «классическими» гляциодислокациями и отторженцами, реакции со стороны «гляциотектонистов» не последовало.

После событий 1991 г. научно-исследовательские работы по изучению четвертичной геологии и палеогеографии российского севера долгое время выполнялись, в основном, по программам, разработанным и финансируемым из-за рубежа, хотя в полевых исследованиях принимали участие и российские учёные. Поскольку среди западноевропейских и американских специалистов ледниковая теория считается абсолютной истиной, гранты на проведение совместных исследований получали руководители российских научных подразделений, являющиеся адептами этой теории. В результате появилась обширная англоязычная литература, освещающая строение четвертичного покрова южного обрамления Баренцева и Карского морей с ультрагляциалистических позиций. Она базируется на изучении отдельных разбросанных по обширным территориям разрезов, из которых было отобрано большое количество образцов для определения абсолютного возраста разными физическими методами. Результатом являлись палеогеографические реконструкции, на которых границы материковых оледенений проводились по так называемым краевым формам рельефа с учётом датировок, полученных методами абсолютной геохронологии. При этом, часть площади азональных по отношению к упомянутым краевым формам ярусов рельефа водораздельных плато трактовалась как результат деятельности подпрудных приледниковых озёр (например, так называемое озеро Коми в бассейне Печоры). Аргументы российских геологов, в том числе выполнявших площадное геологическое картирование, противоречащие таким построениям, в расчёт не принимались и скорее всего вообще не были известны зарубежным специалистам.

Однако изменение политической системы в России имело для геологических диссидентов и положительную сторону: в связи с либерализацией издательского дела из печати выходят разные по степени убедительности работы геологов, полностью отрицающие ледниковую теорию [Чочиа, Евдокимов, 1993; Кузин, 2013; Чувардинский, 1998, 2001, 2004, 2008, 2012а,б]. Д.Ю. Большиянов [Большиянов, 2006] на основании многолетних исследований в Антарктиде и Арктике пришёл к выводу о стабильности Антарктического и Гренландского ледниковых щитов в плейстоцене. По его мнению в Арктике и оазисах Антарктиды плейстоценовое оледенение было пассивным, ледники имели небольшую мощность (десятки и сотни метров) и были холодными, примёрзшими к своему ложу, вследствие чего не могли выполнять геологическую работу. Наносо- и рельефообразующую роль играли лишь продуцируемые ими талые воды. Появились публикации с ревизией ледниково-межледниковой стратиграфии новейших отложений Российского севера на базе изучения остаточной намагниченности мощных опорных геологических разрезов [Яхимович и др., 1992; Сулейманова и др., 1992; Кузнецова, 2000; Попов и др., 2007а,б], а также использования изотопной стронциевой хемостратиграфии [Кузнецов и др., 2014]. Они потвердили справедливость предположения геологов-»маринистов», выдвинутого ещё в 60-е гг. прошлого века. Большой интерес представляют работы по ревизии определений фауны моллюсков новейших отложений Евроазиатского сектора Арктического бассейна, поддержанные авторитетом доктора Р. Марке (Бельгийский королевский музей естественных наук). Они выполнялись в процессе изучения фауны, собранной в обнажениях, и переопределения таксономической принадлежности раковин, хранящихся в коллекциях разных геологических учреждений Многие экземпляры, относившиеся ранее к ныне живущим в Арктике и Субарктике видам, были диагностированы как вымершие виды, широко распространённые в плиоцене и неоплейстоцене Западной Европы [Крылов, Марке, 2014а,б; Крылов, Марке, 2014б], что было подтверждено соотношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ в раковинах *Hiatella rugosa* на Пай-Хое и *Cyrtodaria jenisseae* на Енисейском севере [Крылов и др., 2014]. Возраст выделяемых в нижней части новейших отложений севера Печорской и Западно-Сибирской равнин [Крапивнер, 1976; Зархидзе, 1983] оказался равным (с точностью ±200 тыс. лет) в первом случае 4,9, а во втором 5,65 млн лет [Крылов и др., 2014]. Таким образом, результаты исследований с применением палеомагнитного анализа и метода стронциевой хемостратиграфии устраняют противоречие между геохронологией океанических и материковых отложений, содержащих эрратический грубообломочный материал.

Новые данные, однако, не были приняты во внимание специалистами, которых огромное большинство и которые в своей научной или практической деятельности руководствуются ледниковой теорией. Это отражает сложившуюся в России си-

туацию: изучение четвертичных отложений (и условий их залегания) для решения как прикладных, так и общенаучных задач, осуществляется в рамках двух взаимоисключающих парадигм, одна из которых должна рано или поздно уступить место другой, потому что третьего не дано.

Показательна история с моей попыткой опубликовать отзыв на первую из книг В.Г. Чувардинского в академическом журнале, отражающая обстановку, в которой приходится работать противникам ледниковой теории.

1.2.2. Отзыв на книгу В.Г. Чувардинского «О ледниковой теории. Происхождение образований ледниковой формации» и его судьба

Вышла в свет монография В.Г. Чувардинского, в которой критикуются геолого-геоморфологические, а также палеогеографические аспекты ледниковой теории и предлагаются новые модели формирования различных образований, традиционно считающихся продуктами деятельности покровных оледенений равнин. Она отражает взгляды ряда исследователей, особенно геологов-практиков и специалистов прикладной науки, работающих на северных окраинах России, где геологические наблюдения часто вступают в противоречие с привычными представлениями о строении ледниковой формации. Так, на севере Европейской России и Западной Сибири в моренах обнаружены слоистые текстуры, аутигенные конкреции, постепенные переходы в подстилающие и(или) перекрывающие отложения явно водного генезиса, малакофауна, закономерные комплексы фораминифер и пр. Возвышенности или гряды, трактовавшиеся как краевые (конечно-моренные) образования, при их изучении нередко оказываются либо выступами дочетвертичных пород, либо сооружениями, которые сложены субаквальными осадками, не содержащими в своем составе моренных горизонтов. К тому же выяснилось, что большинство краевых образований как бы наложено на тектонические структуры, известные в фундаменте или осадочном чехле.

Подобная апробация теоретических основ четвертичной геологии в северных регионах России привела одних исследователей к модернизации ледниковой теории, а других – к отказу от нее, что нашло отражение в многолетней дискуссии, наиболее активной в 60–70-е гг. Эта дискуссия базировалась главным образом на материалах по геологии северных районов Западно-Сибирской и Печорской плит, относившихся к областям ледниковой аккумуляции. Работа В.Г. Чувардинского особенно интересна тем, что в значительной части посвящена результатам выполнявшихся им на протяжении нескольких десятилетий исследований Кольского полуострова, где, как считается, ярко проявлены признаки ледниковой денудации – бараньи лбы, курчавые скалы, ледниковая штриховка и полировка пород, шхерный и фиордовый рельеф и т.п., ранее почти не оспариваемые. Автор приводит убедительные данные в пользу тектонической природы этих феноменов, в том числе фотографии, из которых следует, что изборожденные и отполированные предполагаемой экзарацией поверхности продолжаются под аллохтонные тектонические пластины коренных пород. Наиболее часто подобные факты устанавливаются в обнажениях, иллюстрирующих строение групп бараньих лбов, друмлинов, бортов фиордов и шхерных берегов. Вывод о тектоническом происхождении перечисленных явлений подтверждается сведениями о широком развитии на Кольском полуострове неотектонических разломов разных кинематических типов, прекрасно читаемых на демонстрируемых аэрофото- и космоснимках, а также фотографиями сходных по морфологии поверхностей, известных на щитах и древних платформах во внеледниковых областях.

В монографии аргументированно критикуются предлагаемые в рамках ледниковой теории гипотезы происхождения своеобразных грядовых форм рельефа и формирующих их геологических тел – так называемых озов и друмлинов, широко распространенных в Карелии и на Кольском полуострове. Автор акцентирует внимание на установленной многими исследователями связи этих образований с разломами и предлагает модели их тектонического происхождения. Анализируя веера рассеяния валунов в пределах Финляндии, Карелии и Кольского полуострова В.Г. Чувардинский обосновывает оригинальную концепцию тектонического транспорта грубообломочного материала по восстанию и вдоль простирания зон разломов сдвигового типа, вследствие чего ориентировка этих вееров оказывается субпараллельной

направлениям тектонической штриховки, обычно принимаемой за ледниковую. Расстояние тектонической транспортировки грубообломочного материала от коренных источников, устанавливаемое по руководящим валунам, измеряется сотнями метров и первыми километрами, редко превышая 1,5 км.

Сравнительно маломощная морена Кольского полуострова и Карелии на самом деле представляет собой по В.Г. Чувардинскому тектоно-механическую смесь материала разрушаемых тектонических блоков и пластин разных размеров, включающую обломки горных пород, а также заполняющие промежутки между ними частицы песчаной, алевритовой и глинистой фракций, которые являются продуктами незначительного перемещения и переотложения гидрослюдистой коры выветривания. Последняя сохраняется там, где неотектоническая активизация проявлена слабо (например, в восточной части Кольского полуострова и в Финской Лапландии). Отсутствие на таких участках морены так же, как и сохранность рыхлых площадных кор химического выветривания в области преобладающей экзарации, трудно объяснимы с позиций ледниковой теории, но вполне естественны в предложенной модели.

В монографии приведены факты, противоречащие господствующим представлениям о ледниковом разносе грубообломочного материала, распространенного в четвертичных отложениях за пределами Балтийского щита. Так, в моренах Кольского полуострова он занимает 21–50% их объема, а в составе обломков весьма значительна роль кристаллических пород, южнее (в Ленинградской, Псковской, Новгородской, Архангельской и Вологодской областях) содержание каменных включений резко (до 3% и менее) сокращается, а сами они представлены, в основном, местными осадочными породами. В моренах Белорусско-Литовского выступа и, особенно, Украинского щита количество грубообломочного материала вновь существенно возрастает (до 7–40%), и вновь в его составе весьма заметна роль кристаллических пород. Последние традиционно считаются принесенными с площади Балтийского щита, но автор приводит веские доводы в пользу их местной природы, что согласуется и с количественным распределением валунов, противоречащим выводу об их ледниковой транспортировке.

В качестве примеров выведения пород фундамента сквозь осадочный чехол на поверхность в виде тектонических блоков и брекчии по зонам разломов рассмотрено (по литературным данным) строение Гдовской (Мишиногорской) и Тонковско-Воротиловской (Пучежско-Балахнинской) дислокаций, которые ранее объяснялись деятельностью четвертичных оледенений, но после их детального изучения были переведены в разряд эндогенных сооружений. С неотектоническими движениями по разломам в основном сдвигового и взбросо-сдвигового типа В.Г. Чувардинский связывает происхождение и краевых ледниковых образований, и переуглубленных ложбин, и приповерхностных дислокаций дочетвертичных пород вместе с сопровождающими их отторженцами.

Как известно, специалисты, относящие морены северных равнин к осадкам нормальных или опресненных морских бассейнов, считают, что грубообломочный материал в них является продуктом ледового разноса. Довольно скудная литература, посвященная механизму этого явления, дополняется чрезвычайно важными, но, к сожалению, кратко изложенными в монографии сведениями о захвате, транспортировке и отложении валунов припайными льдами, основанными на специальных наблюдениях автора в Кандалакшском заливе. В соответствии с ними припайные льды захватывают каменный материал главным образом со скальной осушки и бенча, где коренные породы нередко тектонизированы, вследствие чего распадаются на угловатые обломки и отдельности, иногда несущие тектоническую полировку и штриховку. В валунах, включенных в четвертичные отложения, они обычно принимаются за следы экзарации. Пляжи, учитывая их незначительную площадь, играют в этом отношении гораздо меньшую роль, к тому же, валуны и галька с пляжей практически не выносятся, припайный лед в их пределах тает на месте. В свете этих наблюдений становятся понятными причины чрезвычайно слабой окатанности обломочного материала морен северных равнин. Из них также следует некорректность развиваемых в последние годы представлений о том, что ледово-морские отложения отличаются от континентальных морен лучшей окатанностью каменных включений, поскольку они захватывались припайными льдами с морских пляжей.

В заключительной главе анализируются некоторые данные, противоречащие палеогеографическим реконструкциям, выполняющимся на базе ледниковой теории. Они включают: реликтовые и эндемичные виды растений и животных, сохранившиеся на площади распространения последнего материкового оледенения, в том числе в Фенноскандии и в Белом море; известные на Балтийском и Канадском щитах радиоуглеродные датировки торфа, древесины и раковин моллюсков, относящиеся к последней ледниковой эпохе, а также исторические сведения и теоретические выводы о тепловой устойчивости и темпах деградации ледниковых покровов. Сюда же можно отнести и рассмотренную ранее хронологию ленточных глин по годичным парам слоев, существенно не укладывающуюся в рамки продолжительности последнего ледникового периода, определяемой по радиоуглеродным датировкам.

Большинство проблем, поднятых в работе В.Г. Чувардинского, заслуживает специального монографического описания, поэтому она неизбежно страдает некоторой конспективностью и иногда декларативностью. Это особенно относится к разделам, посвященным динамике и геологической деятельности современных ледников, мореноподобным отложениям ледниково- и ледово-морского генезиса, ленточным глинам, приповерхностным дислокациям платформенного чехла, изостазии и сейсмичности Балтийского щита, пермско-карбоновому оледенению, а также гипотезам о причинах ледниковых периодов.

Некоторые аспекты ледниковой теории (гляциоэвстатические колебания уровня моря, палеоклиматы и количество материковых оледенений в позднем кайнозое) вообще не рассмотрены, некоторые выводы требуют более детального обоснования. В частности, не вполне ясен физический механизм тектонической транспортировки обломков пород, существенно «обгоняющих» в своем движении смещение бортов разломов, в зонах которых эта транспортировка осуществляется.

Отдельные вопросы решены слишком прямолинейно. Так, не признается существования экзогенной штриховки и полировки скал, хотя в литературе описаны случаи, когда эта работа выполняется морским или озерным льдом. Вместе с тем, тектоническая штриховка связывается только со скольжением крыльев разломов, хотя она может возникать при любых относительных смещениях геологических тел – в условиях Балтийского щита, например, в процессе пластического течения метаморфических масс, содержащих будины кристаллических пород, в коллизионных зонах.

Несмотря на перечисленные недостатки, монография В.Г. Чувардинского ярко демонстрирует тот факт, что многие постулаты ледниковой теории, представляющиеся непосвященному в детали проблемы незыблемыми, вступают в противоречие с геологическими, палео- и биогеографическими данными, а иногда и с важными положениями гляциологии. Не следует также забывать, что не существует общепризнанных представлений о физическом механизме формирования донной морены, гляциодислокаций и отторженцев, о центрах, количестве и границах распространения покровных оледенений и т.п.

Учитывая всё это, вполне правомерны попытки решения спорных проблем геологии позднего кайнозоя северных регионов в рамках принципиально новых гипотез, альтернативных ледниковой теории. Одной из серьёзных попыток такого рода является работа В.Г. Чувардинского.

Отзыв был передан в журнал «Стратиграфия. Геологическая корреляция» и был отклонён редколлегией на основании краткой (несколько строк) рецензии Ю.А. Лаврушина, в которой говорилось, что в нём нет серьёзного анализа книги и, поэтому, публиковать этот «рекламный клип» не следует. Читателю представляется возможность решить, является ли приведенный отзыв рекламным роликом. Надеясь добиться справедливости я обратился с письмом к главному редактору журнала, которое привожу ниже.

Главному редактору журнала
«Стратиграфия. Геологическая корреляция»
академику Соколову Б.С.

Глубокоуважаемый Борис Сергеевич!

Редакция журнала «Стратиграфия. Геологическая корреляция» отклонила мою статью «К дискуссии о ледниковом периоде» – краткий отзыв на монографию В.Г. Чувардинского, геолога Центрально-Кольской экспедиции, кандидата географических наук, посвятившего около 40 лет жизни изучению четвертичной геологии Кольского полуострова. Цель отзыва – ознакомить широкий круг специалистов, не занимающихся четвертичной геологией, но в той или

иной степени использующих ее постулаты при изучении более древних геологических эпох, с существованием самой проблемы – дискуссионностью фундаментальных основ ледниковой теории. Наиболее острые публичные дискуссии на эту тему развернулись в 50–70-е гг. Участникам их, как водится, переубедить друг друга не удалось, и в дальнейшем на Российском севере, как бы не замечая оппонентов, существует две школы четвертичной геологии – традиционная («гляциалисты») и альтернативная («маринисты»), не признающая геологическую «особость» четвертичного периода и провозгласившая примат традиционных геологических методов ее изучения. Эта ситуация отражена в публикациях и картографических материалах, в которых генезис, стратиграфия и деформационные структуры новейших отложений северных регионов трактуются с взаимно исключающих друг друга позиций. К сожалению, эти работы не известны широкому кругу геологов, поскольку, как правило, затрагивают частные аспекты проблемы и носят региональный характер. В монографии В.Г. Чувардинского приводится аргументированная критика основных положений ледниковой теории и по многим из них выдвигаются альтернативные гипотезы. Она, конечно же, не лишена недостатков, которые, в основном, перечислены в моей статье, поэтому называть ее «рекламным клипом», как это сделано в рецензии Ю.А. Лаврушина, несправедливо. Подвергать монографию «серьезному анализу», за отсутствие которого меня упрекает рецензент, это значит вступать в дискуссию, что невозможно в рамках небольшой публикации. Такую задачу я перед собой и не ставил. Ю.А. Лаврушин является одним из ведущих «гляциалистов» страны, необходимая объективность может быть соблюдена только при передаче статьи на рецензию нейтральному специалисту. Убедительно прошу повторно рассмотреть возможность опубликования в Вашем журнале предложенной мной статьи. Время для ее представления в другой журнал упущено: статья объемом менее 6,5 машинописных страниц поступила в редакцию 02.03.99 и была отклонена только 04.XI.99 (монография В.Г. Чувардинсого вышла в свет в 1998 г.).

Ответа не последовало, статья с отзывом так и не увидела свет.

1.3. Причины долголетия ледниковой теории

1.3.1. Взаимоотношения геологии ледникового периода с другими геологическими дисциплинами

В фанерозойской геологической истории Земли эволюция рельефа, климата и литогенеза связывается с взаимообусловленными разномасштабными проявлениями тектоники и магматизма. В этом отношении ледниковый период является исключением, чему способствовала его кратковременность и незавершённость. Ещё в 1970 г. в популярной брошюре смелым было названо предположение американского учёного Д.Л. Дайсона о том, что возраст Антарктического ледника может достигать миллиона лет [Келлер, Лаврушин, 1970]. Всего несколько десятилетий назад дискутировался вопрос о «длинном» (700 тыс. лет) или «коротком» (300 тыс. лет) плейстоцене, главными событиями которого считаются глобальные изменения климата, повлекшие за собой великие материковые оледенения. Исходя из этого, основная задача стратиграфии ледникового периода заключается в расчленении разреза четвертичных отложений на климато-стратиграфические единицы, фиксирующие чередование ледниковых и межледниковых эпох. Для объяснения подобной цикличности выдвигались самые разнообразные гипотезы, в том числе не опиравшиеся на процессы, происходившие в недрах Земли. К ним относится и наиболее популярная в последние годы гипотеза Миланковича.

Такой подход был исторически оправдан до конца первой четверти прошлого века, пока в геологии господствовали представления о том, что глобальные тектоно-магматические события, изменявшие лик планеты, происходили в достаточно далёком геологическом прошлом. Лишь в 20–30-е гг. прошлого столетия стали появляться работы, в которых важная роль в формировании структуры и рельефа отдельных (в основном горных) регионов отводилась молодым тектоническим движениям. Вскоре наличие структурных и геоморфологических признаков этих движений было зафиксировано на многих, в том числе равнинных, площадях, и в 1948 г. В.А. Обручев предложил выделить в геологии новый раздел – неотектонику.

История ее становления и развития рассмотрена Н.И. Николаевым, одним из основоположников этого научного направления в России. Характерно его следующее замечание: «…Эти представления (о роли новейшей тектоники. – *Р.К.*), хотя и развивались большой группой исследователей, не были приняты сразу. Геологи, и, главным образом, географы отрицали их, предпочитая многие факты (особенно в районах равнинных и платформенных областей) объяснять проявлением внешних геологических процессов в условиях малоподвижной незыблемой земной коры» [Николаев, 1962, с. 9].

Подобные представления, бывшие «фигурой умолчания» в ледниковой теории XIX в., унаследованы четвертичной геологией, которая приобрела ярко выраженный географический уклон и потеряла связь с «большой геологией». Это обстоятельство не изменилось и после того как в основном по результатам морских исследований продолжительность ледникового периода была увеличена до 6–7 млн лет, а нижняя граница четвертичной системы последовательно опускалась до 1,6, 1,8 и, наконец, до 2,6 млн лет назад (см. Введение). В южных районах современное гипсометрическое положение морских отложений подобного возраста обычно связывается с общим поднятием местности, а нарушения их нормального залегания – с дифференцированными тектоническими движениями. Несмотря на это, традиция, возникшая вместе с ледниковой теорией, сохранилась, и земная кора областей постулируемых покровных оледенений по-прежнему считалась тектонически незыблемой. В соответствии с ней в упомянутых областях за накопление отложений, изменение их гипсометрической позиции, дислоцированность и формирование локальных неровностей равнинного рельефа ответственны три главных фактора: гляциоэвстатические колебания уровня Мирового океана, изостатическая реакция земной коры на ледниковую нагрузку и её снятие, и геологическая деятельность ледников. Проявлениями упомянутых процессов считаются морские и речные террасы, признаки недавнего субаэрального положения ныне затопленных морем площадей, молодые поднятия Балтийского и Канадского щитов, линейно-грядовый и холмисто-западинный рельеф и часто сопровождающие его разнообразные по кинематике приповерхностные деформационные структуры, а также пластовые льды в арктических широтах и т.п. Это отражено в специфической терминологии, используемой в публикациях геологов-четвертичников: гляциоэвстатические колебания уровня Мирового океана, гляциоизостазия, гляциотектоника, гляциоразлом, гляциодислокации, гляциодиапиры, гляциошарьяжи, гляциодинамические текстуры, гляциотурбидиты и т.п. Не случайно для обозначения специалистов, изучающих ледниковую формацию, на западе иногда применяют специальный термин, который в русском произношении звучит как гляциогеолог (см. следующий подраздел).

При изучении ледниковой формации используются особые принципы составления геологических карт и разрезов, в основу которых положен не возраст, а генезис отложений. Последнее предполагает, что в областях равнинных оледенений геологические карты и разрезы иллюстрируют лишь изменения во времени географической обстановки, связанные с чередованием ледниковых и межледниковых эпох. Отложения по умолчанию считаются залегающими горизонтально и не принимающими участия в локальных проявлениях неотектонической активности. Незначительная по сравнению с расстояниями между скважинами или обнажениями мощность четвертичных отложений вынуждает строить региональные геологические разрезы, вертикальный масштаб которых многократно (иногда в десятки раз) крупнее горизонтального. Такое соотношение масштабов при негоризонтальном или сложно нарушенном расположении слоёв не позволяет выяснить истинную структуру изучаемого объекта. Его геологические разрезы в подобных случаях превращаются в иллюстрации, схематически отображающие представления составителя о распространении внутри горизонтально залегающих четвертичных отложений участков с бескорневыми «гляциодислокациями», причём при наличии аллохтонных блоков дочетвертичных пород они, естественно, принимаются за чужеродные тела – ледниковые отторженцы. В обширной литературе по гляциотектонике мне не удалось найти ни одного примера, в котором «гляциодислокации» и(или) «ледниковые отторженцы» были бы изображены без искажённого соотношения вертикального и горизонтального масштабов.

Таким образом, методы стратиграфического расчленения и геологического картирования четвертичных отложений существенно отличаются от таковых в «большой» геологии. Поскольку

при существующем положении дел строение и условия залегания этих отложений не содержат информации о неотектонической структуре и геодинамических условиях занятой ими площади, четвертичный покров не представляет интереса для специалистов, занимающихся геологическим картированием и геологоразведочными работами (за исключением поисков и разведки россыпей и строительных материалов). Прикладное значение четвертичная геология имеет прежде всего для специалистов по инженерной геологии и гидрогеологии, а для этих дисциплин в соответствии с традицией практический интерес представляют не происхождение и возраст отложений, а их физические, физико-механические и фильтрационные свойства. Подобный подход, как показал практический опыт автора, может приводить к серьёзным ошибкам при негоризонтальном залегании слоёв и (или) при наличии в них даже слабых напряжений, обусловленных геодинамическими условиями в верхних горизонтах земной коры.

Из упомянутых прикладных наук в четвертичную геологию перешли литологические термины «суглинок» и «супесь», не применяющиеся в геологических классификациях терригенных отложений. Показательно, что на геологических разрезах они отображаются косой штриховкой, предполагающей горизонтальное залегание слоёв. Перечисленные факты служат причиной того, что четвертичный покров обычно рассматривается лишь как помеха, препятствующая изучению и картированию более глубоких горизонтов геологического разреза.

Подобная изолированность четвертичной геологии от других геологических дисциплин обусловлена тем, что ледниковая теория, лежащая в её основе, возникла и развивалась скорее в рамках физической географии, чем геологии. Основные положения этой теории, растиражированные в многочисленных научных и научно-популярных публикациях, воспринимаются представителями смежных профессий просто на веру и используются в качестве отправного пункта в палеогеографических реконструкциях. Хорошим примером может служить планирование рейсов глубоководного океанического бурения в северной части Атлантического или Тихого океанов. Одной из задач (иногда самой главной), которые ставилась перед ними, являлось выяснение времени начала ледникового периода, а также эволюции наземных ледников по коррелятным океаническим осадкам. Так, задачи рейса 151 ODP (Гренландское, Норвежское и Исландское моря) сформулированы, исходя из следующих соображений: «Расположение и форма ледниковых покровов остаются неопределёнными. Были ли это горные ледники, которые достигали моря, или небольшие ледниковые щиты? Были ли они расположены в Гренландии, на Свальбарде, в Баренцевом море или где-нибудь в другом месте? Поэтому первоочередной целью бурения является получение осадков в местах, соседних с этими регионами для выяснения ледниковой истории каждого из них» [Myhre, Thide, 1995, p. 24]. Примерно такие же задачи ставились и перед рейсом 162 ODP, выполнявшимся в тех же морях, а также к югу от Исландии (плато Рокол, хребет Рейкъянес). Его участники исходили из постулата, в соответствии с которым «…вдоль окраин Северных морей заканчивались три главных ледниковых щита: Гренландский, Скандинавский и Свальбардский. Необходимо… получить информацию о начале, изменчивости и динамике ледниковых масс для каждого из них, чтобы понять, …когда стиль оледенения менялся от горного и фиордового к полноценным ледниковым щитам и когда начали формироваться опирающиеся на дно ледниковые покровы, распространявшиеся до внешнего шельфа. Чтобы получить эту информацию, необходимо бурение на проксимальных по отношению к ледниковым массам площадям» [Jansen et al., 1996, p. 17]. Места бурения скважин рейса 104 ODP (Норвежское море, краевое плато Вёринг) были выбраны с таким расчётом, чтобы исследовать «…кайнозойскую историю палеоклимата Северного полушария с особым упором на начало и изменчивость оледенения Северного полушария [Eldholm et al., 1987, p. 5]. Одна из целей рейса 105 ODP (Лабрадорское море, Баффинов залив) заключалась в «изучении палеоклиматических условий, времени и частоты климатических колебаний, особенно ледниковых и межледниковых циклов» в регионе [Srivastata et al., 1987, p. 5].

Естественно, что интерпретация материалов бурения осуществлялась в рамках поставленных перед ним задач, и присутствие в осадках абиссальных или гипабиссальных глубин терригенного материала аномальной гидравлической крупности (в том числе эрратических обломков галечной размерности) объяснялась его разносом

айсбергами в периоды материковых оледенений. Между тем, существенная роль плавающего льда в процессах современной морской седиментации хорошо известна [Лисицын, 1961, 1994; Чувардинский, 1966, 1985а; Elverhøi et al., 1989], так же, как и то, что «…не существует недвусмысленного метода различения детритуса, отложенного ледником, от детритуса, отложенного морским льдом» [Jansen, Sjøholm, 1991, p. 601]. При подобной постановке задач научных исследований ледниковая теория, учитывая её весьма ограниченное прикладное значение, может существовать неограниченно долго.

1.3.2. Умозрительный характер основных положений

Одна из важнейших причин долголетия ледниковой теории заключается в ней самой. В науковедении критерием научности эмпирической теории считается возможность её фальсификации (критерий Поппера): теория, которую нельзя фальсифицировать, не является научной, поскольку у неё нет граничных условий. Ледниковую теорию фальсифицировать практически невозможно, потому что её основные положения базируются на умозрительных построениях и новые факты, которые не укладываются в существующие схемы, вызывают лишь появление новых умозрительных построений. Об этом пишет и автор популярной монографии по четвертичной геологии: «Исследователи четвертичного периода, как правило, не подбирают соответствующие друг другу данные, чтобы построить на их основе теорию, а, наоборот, насильно «загоняют» их в рамки существующей теории» [Боуэн, 1981, с. 21]. Известный русский писатель охарактеризовал подобную ситуацию образно: «Ваш опыт – бельмы на глазах ваших, мудрость ваша ослепляет вас» (В.В. Вересаев, «Звезда», 1903).

Сложившаяся ситуация в значительной степени связана с тем, что ледниковая геология возникла и длительное время развивалась в отрыве от гляциологии. Известные популяризаторы ледниковой теории считают, что одним из обстоятельств, препятствовавших на первых порах признанию оледенений, служило «общее невежество геологов в вопросах, касавшихся ледников» [Д. Имбри, К.П. Имбри, 1988]. К сожалению, эта проблема сохранилась до сих пор, что относится не только к значительной части геологов, занимающихся изучением и картированием образований так называемой ледниковой формации, но и к представителям других специальностей, чья научная и практическая деятельность в той или иной степени связана с ледниковой теорией (геоморфологи, палеоботаники, палеонтологи, океанологи и др.). Но если в период зарождения представлений о великих ледниковых покровах прошлого упомянутое невежество тормозило их признание, то теперь, наоборот, способствует долголетию ледниковой теории.

Основные положения этой теории формировались до становления гляциологии как науки, изучающей физические законы формирования и деградации современных ледников и ледниковых щитов, их движения и воздействия на окружающую среду. К тому времени, когда гляциология как наука «встала на ноги», гипотеза великих материковых оледенений была уже фактически общепризнанной теорией, основанной на феноменологическом объяснении большой группы фактов, которые помимо разноса эрратических валунов, включали: изменения гипсометрического положения материков по отношению к уровню Мирового океана (гляциоэвстазия и гляциоизостазия); периодические похолодания и потепления климата (эпохи оледенений и межледниковий); особенности рельефа северных равнин (краевые образования, озы, камы, друмлины, так называемые бараньи лбы и др.); приповерхностные дислокации четвертичных и подстилающих отложений (гляциотектоника); присутствие в четвертичном разрезе гигантских аллохтонных блоков дочетвертичных пород (ледниковые отторженцы), пластовых льдов и т.д.

С развитием гляциологии появилась потребность в более глубоком анализе фактического материала, связанном с применением установленных на современных ледниках закономерностей к деятельности ледниковых покровов прошлого. В России к наиболее известным попыткам такого рода относятся монографии Ю.А. Лаврушина [Лаврушин, 1976] и Ф.А. Каплянской, В.Д. Тарноградского [Каплянская, Тарноградский, 1993]. Теоретическую базу под принятые гляциогеологами модели возникновения ледниковых форм рельефа, геологических тел, и приповерхностных нарушений их нормального залегания пытались

подвести и некоторые гляциологи [Гросвальд, 1967, 1983; Boulton, 1970b, 1975, 1979c; Hallet, 1979, 1981; Drewry, 1986 и др.]. Общим в работах и геологов, и гляциологов было одно: задача, которую они ставили перед собой, заключалась не в выяснении причины возникновения того или иного природного феномена, а в подборе механизма его формирования в процессе геологической деятельности ледника. Однако, в гляциологии физическое содержание этой деятельности имеет однозначное решение лишь для ограниченного количества её аспектов, что обусловлено чрезвычайной сложностью задачи, по мнению известного гляциолога и геофизика Д. Дръюри гораздо более сложной, чем анализ работы моря и воздуха. Это усугубляется рядом объективных обстоятельств: чрезвычайной труднодоступностью для прямых наблюдений раздела ледник/ложе, на котором сфокусирована вся эрозионная и основная доля наносообразующей работы ледника; сложностью размещения у дна измерительной аппаратуры без существенного нарушения исследуемых процессов, а также отсутствием природных или искусственных материалов, способных заменить лёд в экспериментах с соблюдением условий подобия, вследствие чего результаты лабораторных исследований исключительно редко прямо сравнимы с природой [Drewry, 1986]. Всё это неизбежно приводило к появлению новых гипотез и предположений, которые отличались от существовавших ранее лишь тем, что были подкреплены (далеко не всегда оправданно) научным авторитетом гляциологии. В этом отношении весьма показателен симпозиум «Ледниковое ложе: граница лёд-порода» (Университет Карлтон, Канада, 1978), в котором наряду с гляциологами участвовали геологи, изучающие ледниковую формацию (glacial geologists). В частной дискуссии по докладу Дж. Боултона один из них (А. Дрейманис) задал докладчику вопрос: «Вы считаете, что на площадях с прочным субстратом подледниковое отложение тилла происходит главным образом на верхней по течению ледника части выпуклости его ложа. Как вы тогда объясните преобладающее отложение тилла на подветренных сторонах выпуклостей скального ложа обычное в районе озера Гурон-Джорджиан Бей докембрийского щита, а также на подветренной стороне друмлинов?» И Дж. Боултон, доклад которого базировался на наблюдениях процессов, происходящих в подошве современных ледников, не возразил Дрейманису, что отложения, залегающие вдали от области современного оледенения, которые он принял за тиллы, возможно не являются таковыми, а потому и закономерности их отложения могут быть иными, чем у настоящего подледникового тилла. Вместо этого он вынужден был прибегнуть к спасительным умозрительным построениям, допустив возможность того, что тилл, первоначально отложенный на верхнем по течению ледника склоне препятствия впоследствии был перемещён ледником на его подветренную сторону, более защищённую от стресса [Boulton, 1979c, p. 37]. В общей дискуссии, состоявшейся в конце симпозиума, гляциолог И.М. Уилланс выступил с предположением, что гляциогеологи на примерах плейстоценовых тиллов могли бы помочь гляциологам в понимании процессов, происходящих в подошве движущегося ледника [General…, 1979, p. 382]. Ещё определённее высказался Дж. Боултон, по мнению которого для изучения современных процессов на разделе ледник/ложе ввиду его труднодоступности необходимы также детальные исследования ныне широко экспонированных поверхностей ложа плейстоценовых ледников [General…, 1979, p. 387]. В качестве примера он ссылался на работу 1930 г. по так называемой Йосемитской долине (долине р. Мерсед) на западном склоне гор Сьерра-Невада (Калифорния), где современное оледенение отсутствует, а плейстоценовое предполагается. Дж. Боултон [Boulton, 1979c] считает, что многие неровности рельефа здесь были созданы эрозионной деятельностью плейстоценового ледника (плакингом, см. раздел 2.7.2), не принимая во внимание высокую неотектоническую активность района.

Идея И.М. Уилланса и Дж. Боултона, в основе которой лежит абсолютная уверенность в реальности великих ледниковых покровов недавнего геологического прошлого, была взята на вооружение некоторыми гляциогеологами. Так, по мнению К. Хогана с соавторами «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]. В цитированной статье за пример

такой деятельности ледниковых потоков прошлого приняты линейные формы донного рельефа и четвертичные отложения жёлоба Квитойя (в русской литературе – жёлоб Орла), который, судя по фациальному анализу слабоконсолидированных осадков и аномально высокому тепловому потоку [Хуторской и др., 2009], является очень молодым неотектоническим образованием. Показательно, что сформулированная в упомянутой работе идея, переворачивающая принцип актуализма с ног на голову, была высказана в поддержку аналогичной точки зрения, опубликованной другими авторами [Dowdeswell et al., 2004; Ó Cofaigh et al., 2005].

Подобный научный «волюнтаризм» приводит к весьма распространённой в работах по четвертичной геологии подмене понятий, когда в качестве аргумента для доказательства используется как раз то, что требуется доказать. Так, в монографии Ю.А. Лаврушина в главе, посвящённой деятельности современных ледников, утверждается: «Даже в центральной области ледникового щита, где горизонтальные градиенты давления невелики, а вертикальные нагрузки значительны, медленно движущийся лёд способен проводить экзарационную работу. Об этом убедительно свидетельствуют многочисленные опубликованные материалы по ледниковой экзарации в Фенно-Скандии и на северо-востоке Канады, где в плейстоцене располагались центральные части ледниковых щитов» [Лаврушин, 1976, с. 27]. Помимо подмены понятий в этом высказывании содержится и распространённое среди гляциогеологов заблуждение − тезис о «горизонтальных градиентах давления» в ледниковом щите, несовместимость которого с базовыми положениями гляциологии будет показана в подразделе 2.1.2. Ещё одним примером подмены понятий является объяснение ледниковой теорией спорадического присутствия в мореноподобных отложениях остатков ископаемой фауны и флоры, которая её оппонентами истолковывается как признак водного происхождения этих образований. Проблема существовала ещё на заре развития ледниковой теории, когда дилювианисты возражали против того, что наносы, содержащие вместе с эрратическими валунами раковины морских моллюсков (так называемый «раковинный дрифт»), были отложены ледником. В конце концов, она была решена с помощью «логичного» предположения: ледник может захватывать и транспортировать на большие расстояния не только материал экспонированных на его пути осадочных слоёв, но и заключённые в них органические остатки (см. раздел 1.1). Этот умозрительный, не подкреплённый серьёзным анализом аргумент широко использовался сторонниками ледниковой теории в дискуссии по проблеме генезиса мореноподобных образований севера Печорской и Западно-Сибирской низменностей. Присутствие в них раковин морских моллюсков, а также фораминифер они априори считали результатом их захвата ледником из экспонированных на его ложе четвертичных морских отложений и последующего переотложения вместе с моренным материалом. При этом геолого-экологический анализ тафоценозов подменялся ссылками на давно известные факты наличия такой фауны в «моренах» районов распространения упомянутого «раковинного дрифта». Таким образом, объяснение феномена, принятое без доказательства в качестве возможного варианта, использовалось как аргумент в пользу того, что требовалось доказать. Подобного метода дискуссии не избежал и С.Л. Троицкий [Троицкий, 1970], единственный известный мне исследователь, который попытался обосновать вывод об аллохтонности остатков фауны в «морене» тафономическими наблюдениями в среднем течении р. Енисей (на мой взгляд неудачно, поскольку они не сопровождались палеоэкологическим анализом).

Глава 2
ЛЕДНИКОВАЯ ТЕОРИЯ И ГЛЯЦИОЛОГИЯ

2.1. Сила, управляющая движением ледников, и ограничения, накладываемые на их геологическую деятельность

Во введении к широко известной монографии «Физика ледников», первое издание которой вышло в 1969, а четвёртое в 2010 г., видный канадский гляциолог У.С.Б. Патерсон отмечает, что вопрос о том, каким образом масса твёрдого льда может течь, обсуждался рядом маститых учёных, начиная с середины XVIII в. «Должное понимание механизма течения льда в ледниках было достигнуто лишь за последние 30 лет» [Патерсон, 1972, с. 10], то есть в 40-х гг. XX в. По-видимому, автор имеет ввиду профессиональных гляциологов, потому что, ко многим специалистам по геологии так называемого ледникового периода (если не к их большинству) это понимание, к сожалению, не пришло до сих пор.

2.1.1. Традиционные представления

«Общее невежество геологов в вопросах, касающихся ледников», которое Д. Имбри и К.П. Имбри относили к времени становления ледниковой теории, наиболее ярко проявляется в понимании причины, вызывающей их движение. Умозрительные постулаты, сумма которых и составила ледниковую теорию XIX в., продолжают конструироваться, благодаря незнанию или непониманию ограничений, накладываемых теоретической гляциологией на некоторые виды приписываемой ледникам деятельности. Конечно, современные геологи, в отличие от своих коллег первой половины XIX в., знают о существовании Антарктического и Гренландского ледниковых щитов, но та их часть, которая занимается непосредственно изучением так называемой ледниковой формации, руководствуется системой постулатов, сформулированных в позапрошлом веке, когда гляциология ещё только зарождалась. В научных публикациях и руководствах по четвертичной геологии можно встретить ссылки на работы гляциологов и даже уравнения, описывающие законы движения ледника [Лаврушин, 1976; Левков, 1980; Каплянская, Тарноградский, 1993], но детальное ознакомление с этими публикациями показывает, что их авторы используют данные гляциологии формально, не вникая в сущность её основных положений.

Наиболее распространённым заблуждением является представление о том, что ледниковые щиты распространялись в стороны из-за существования градиента горизонтальной компоненты веса ледника, максимального в центре (в области питания) и минимального на его окраинах. Из этого, в свою очередь, возникли представления о ледниковом напоре («бульдозерный эффект»), гляциотектонике, краевых формах рельефа («морены напора») и т.п. Чтобы не быть голословным, приведу несколько выдержек из работ ведущих российских учёных, труды которых широко известны

и служат руководством для научной и практической деятельности специалистов по четвертичной геологии.

Е.В. Шанцер, автор учения о генетических типах четвертичных континентальных отложений [Шанцер, 1966], на совещании 1953 г., в разгромной речи против взглядов И.Г. Пидоплички и П.С. Макеева (см. подраздел 1.2.1) заявляет: «…П.С. Макеев умалчивает об основном положении гляциологии, что движение льда зависит не только и даже не столько от уклона ложа, сколько от пластичности льда, обусловленной давлением верхних его горизонтов на нижние. В связи с этим, если даже ложе ледника абсолютно горизонтально, он будет растекаться в стороны подобно очень вязкой жидкости *под воздействием разности давлений в центре и на периферии, где мощности малы или равны нулю* (здесь и далее выделено мной. – *Р.К.*)» [Шанцер, 1955, с. 8]. Из этого ошибочного мнения вытекает чрезвычайно важный для практической работы геолога вывод о способности равнинных материковых ледников деформировать породы ложа, срывать с него и переносить на большие расстояния крупные блоки пород и т.п. Он и был озвучен профессором Шанцером: «Несмотря на свою значительную пластичность, лёд сохраняет свойства твёрдого 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)].

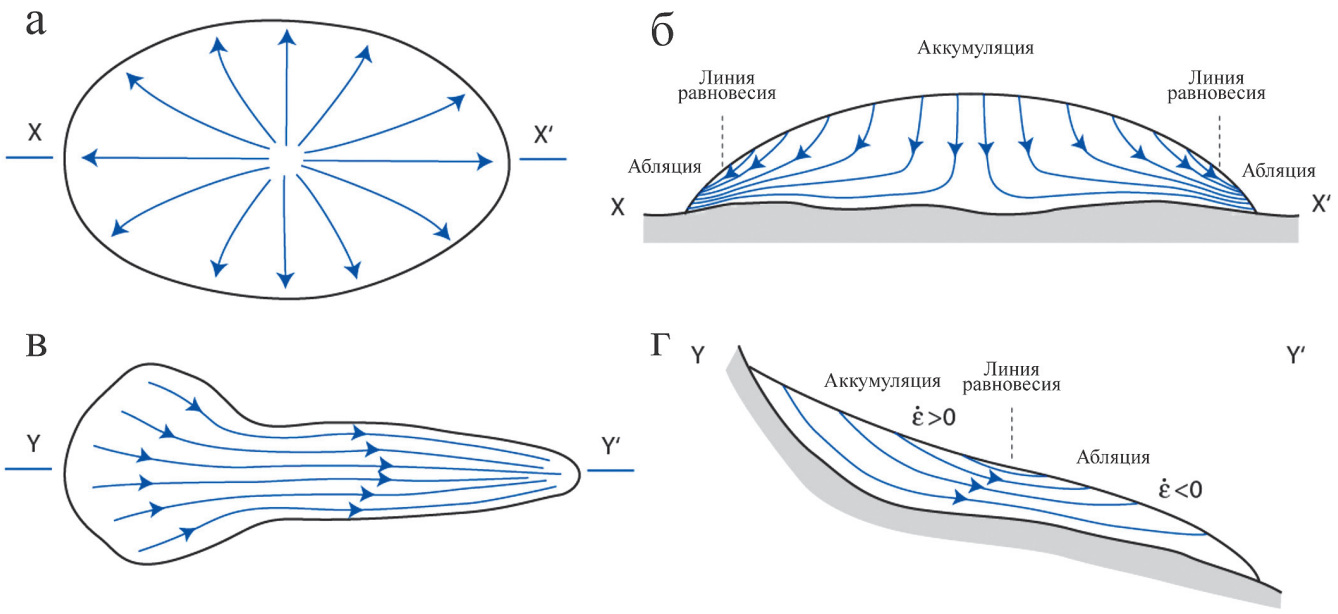
Ученик Е.В. Шанцера и нынешний председатель Комиссии по изучению четвертичного периода АН России Ю.А. Лаврушин в своей опубликованной в виде монографии докторской диссертации пишет: «Движение льда в ледниковых щитах подчиняется, в общем, тем же (что и в горно-долинных ледниках. – *Р.К.*) закономерностям. *Но основной причиной сдвигающих напряжений, необходимых для начала пластического течения, в данном случае является не составляющая силы тяжести, параллельная уклону ледникового ложа, а горизонтальные градиенты давления. Величина последних определяется уменьшением мощности ледникового покрова от центра к периферии»* [Лаврушин, 1976, с. 17]. Несколько раньше это заблуждение получило более широкую огласку в научно-популярной брошюре [Келлер, Лаврушин, 1970]. Следует отметить, что и утверждение Ю.А. Лаврушина о том, что движение горно-долинных ледников, обусловлено составляющей силы тяжести, параллельной уклону их ложа, также ошибочно, поскольку уподобляет ледник скользящему по наклонной поверхности недеформируемому твёрдому телу (см. следующий подраздел). Э.А. Левков, автор первой в СССР монографии по теоретическим основам гляциотектоники, убеждён в том, что: «*Перемещение ледниковых масс осуществляется под влиянием гравитационных сил от мест большего давления в сторону меньшего. Это приводило в ледниковых щитах к появлению значительных горизонтальных градиентов давления*» [Левков, 1980, с. 177]. Должен признаться, что так рассуждал и автор этих строк, разуверившийся в ледниковой теории: «*Движение щитового ледника осуществляется из-за выпуклой формы его поперечного профиля, в результате чего возникают горизонтальные градиенты вертикальных давлений, обусловленных тяжестью льда*» [Крапивнер, 1986в, с. 179]. В несколько завуалированном виде это мнение о причинах, вызывающих движение материковых ледников, отражено в методическом пособии по изучению ледниковых образований, выпущенном Ф.А. Каплянской и В.Д. Тарноградским «в порядке совместной деятельности со ВСЕГЕИ» – головным предприятием по государственному геологическому картированию в СССР и РФ. В этом методическом пособии по мнению группы активных адептов ледниковой теории «суммированы главные достижения мировой гляциальной геологии» [Астахов и др., 2015]. Его авторы, рассматривая уравнение сдвигового напряжения в основании движущегося ледника, заявляют: «Важный и повсеместно подтверждаемый практикой вывод из формулы Дж. Ная заключается в том, что *ледники движутся в соответствии с уклоном своей поверхности*, а не формой ложа, поэтому они в состоянии выпахивать глубокие впадины, двигаться против уклона ложа на больших площадях, и в том числе из изостатически прогнутых центральных областей» [Каплянская, Тарноградский, 1993, с. 38].

Между тем, несмотря на упомянутые в подразделе 1.3.2 трудности изучения физики геологических процессов, связанных с движением ледников, в вопросе о причинах этого движения среди гляциологов в настоящее время нет разногласий. Ответ на этот вопрос накладывает определённые

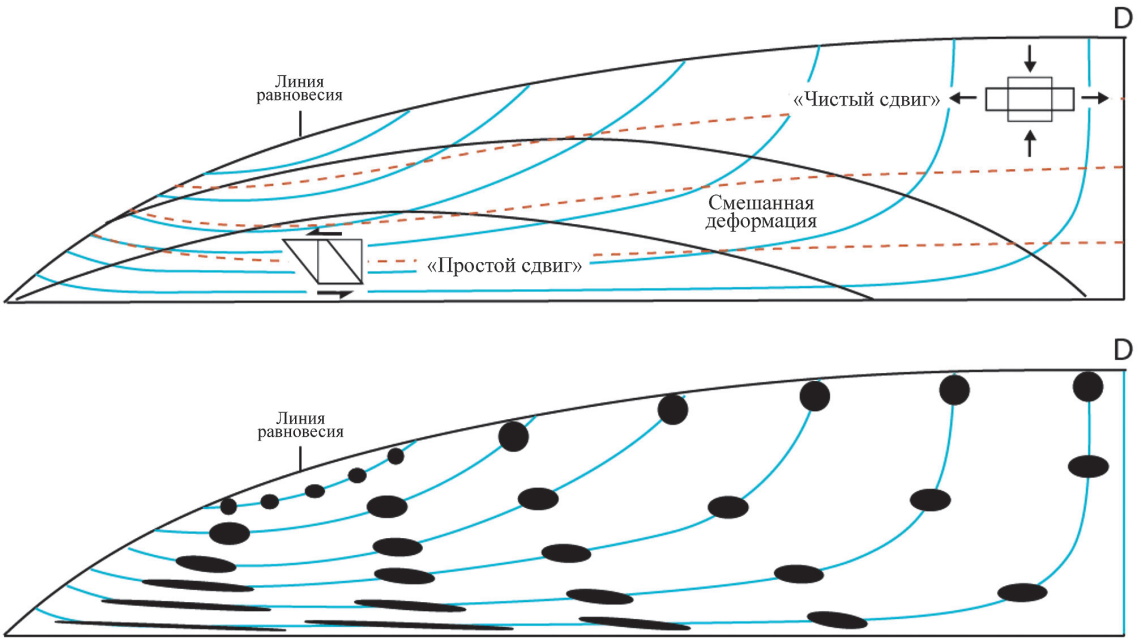
ограничения на возможности геологической деятельности ледников.

2.1.2. Движущая сила ледников и ограничения, накладываемые на их геологическую деятельность теоретической гляциологией

Глетчерный лёд представляет собой поликристаллическое образование с беспорядочным расположением кристаллов и очень низкой прочностью структурных связей между ними. По этой причине он обладает свойствами упруговязкопластичного тела с очень коротким периодом релаксации напряжений, вследствие чего при расчётах движения ледника его упругостью можно пренебречь [Войтковский, 1960; Шумский, 1962]. Под любой самой малой, но длительно действующей нагрузкой (в том числе под действием собственного веса) лёд может менять свою форму без разрушения или изменения объёма, как бы течь, что сближает его с вязкой жидкостью. Н.А. Цытович [Цытович, 1973] удачно назвал лёд идеально текучим твёрдым телом: он начинает течь с заметной скоростью уже при напряжении ~0,1 МПа, то есть при мощности порядка 10 м. «Течение больших масс льда… является результатом гравитационных сил, которые вызывают расползание льда под действием собственного веса путём крипа. Движущей силой служит удельный вес $\rho \cdot g$, где ρ – плотность, g – ускорение силы тяжести» [Drewry, 1986, p.7]. Аналогия с растеканием ледниковых покровов была использована Х. Рамбергом [Рамберг, 1985] при моделировании гравитационных тектонических шарьяжей. На фиг. 2.1 приведены схемы траекторий движения зёрен глетчерного льда в ледниковых куполах и долинных ледниках, а на фиг. 2.2 – схема распределения деформаций в ледниковом щите. Зёрна льда движущихся ледников обладают как вертикальной, так и горизонтальной компонентами скорости течения, причём роль первой убывает, а второй возрастает с глубиной и по мере удаления от ледораздела. По этой причине в верхней части ледника и вблизи его подошвы обособляются зоны, внутри которых лёд испытывает деформацию, близкую в первом случае к чистому, а во втором – к простому сдвигу. При чистом сдвиге происходит вертикальное расплющивание зёрен льда, вследствие чего плоскости *ab* кристаллов приобретают ориентировку субпараллельную границе раздела ледник/ложе, а оси *a* и *b* вытягиваются по латерали. Простой сдвиг заключается в скашивании прямого угла по направлению дви-



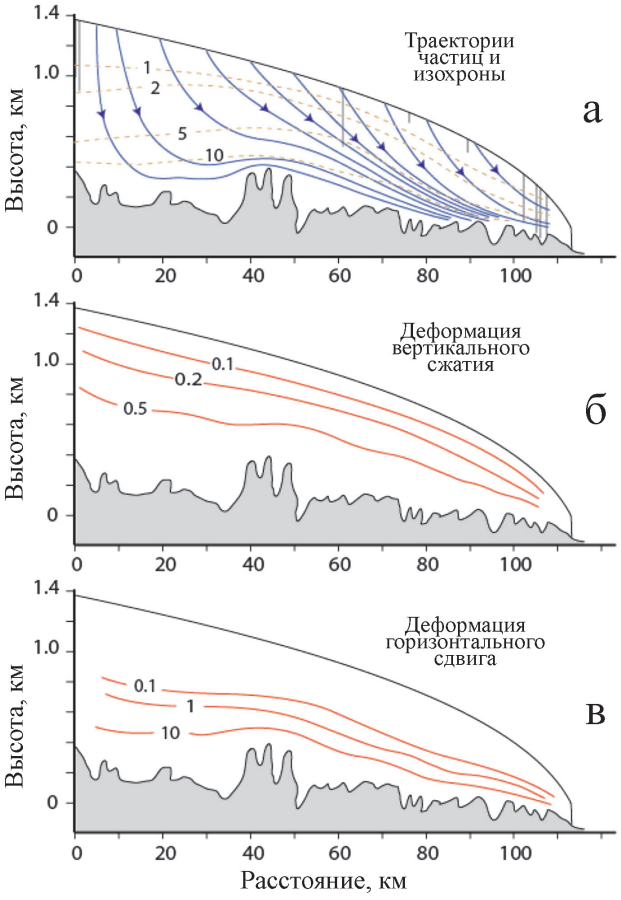
▲ **Фиг. 2.1.** Схематическая диаграмма, иллюстрирующая траектории течения в ледниковых куполах и долинных ледниках [Hudleston, 2015]: *а*, *в* – в плане, *б*, *г* – в поперечном разрезе; $\dot{\varepsilon}$ – скорость продольной деформации ледника. Если базальная температура находится в точке таяния под давлением, существует базальное скольжение (не показано)



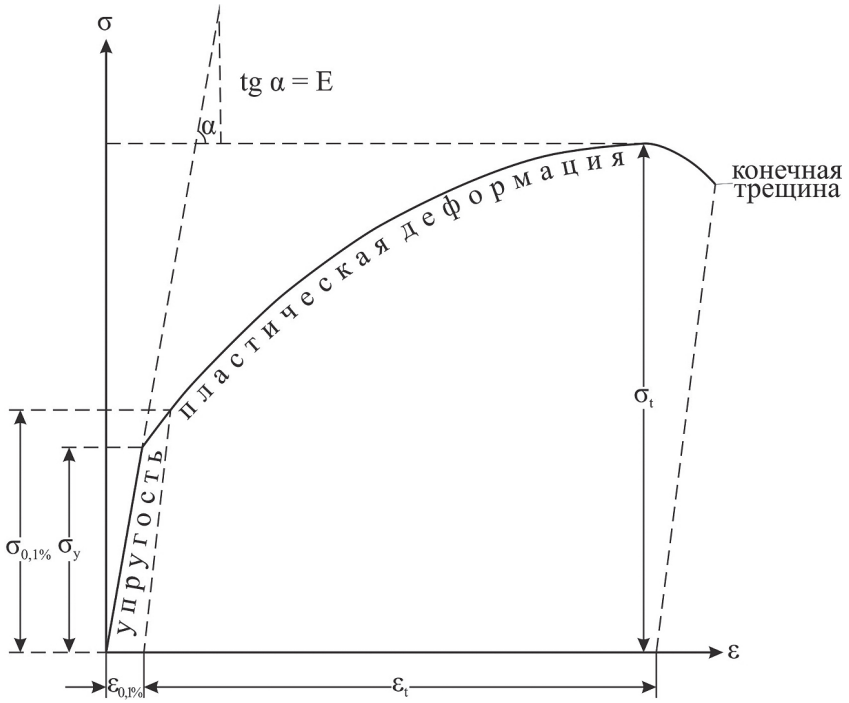
▲ **Фиг. 2.2.** Вверху: схематические траектории частиц – сплошные светлоголубые линии; изохроны – пунктирные красные линии. Внизу: рисунок деформаций в ледниковом куполе при его растекании. Если при радиальном течении в третьем измерении происходит растяжение, все деформированные объекты будут уплощаться, в противном случае имеет место плоская деформация [Hudleston, 2015]. *D* – ледораздел

жения глетчерного льда, что при большой деформации также приводит к вытягиванию зёрен и их ориентировке под всё меньшим углом навстречу направлению движения ледника. В промежуточной области между двумя упомянутыми зонами происходит смешение обоих типов деформации льда. Фиг. 2.3 иллюстрирует распределение траекторий движения зёрен глетчерного льда, а также деформаций вертикального сжатия и горизонтального сдвига на примере одного из ледниковых куполов Антарктиды.

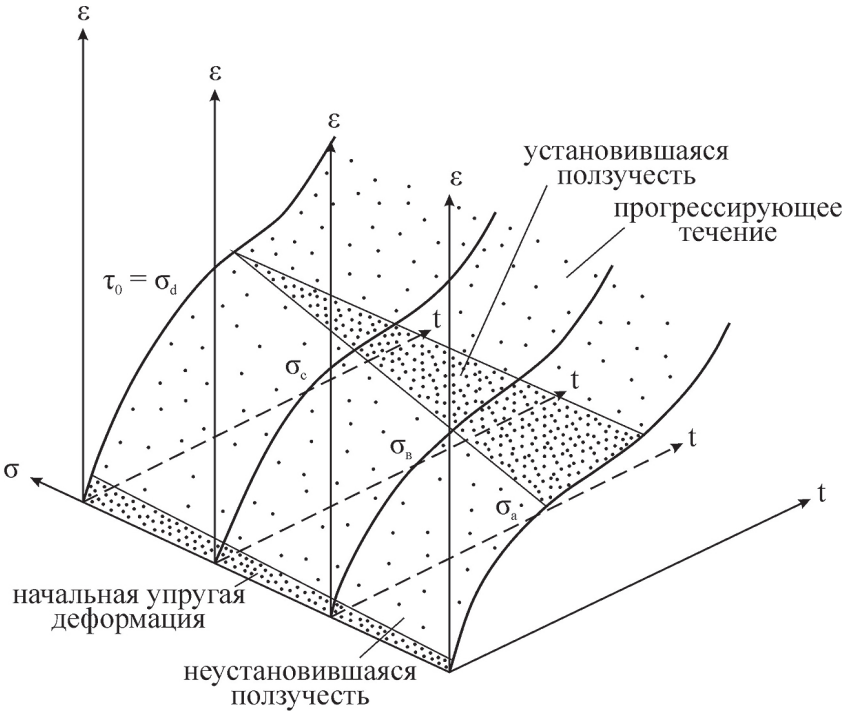
Поскольку упругость льда при статических нагрузках пренебрежимо мала (фиг. 2.4, 2.5), не может быть и речи о передаче горизонтальных напряжений в его толще на большие расстояния и создании интенсивного напора ледника на преграждающие препятствия, как в соответствии с постулатом ледниковой теории считали Е.В. Шанцер, Ю.А. Лаврушин, Э.А. Левков, Ф.А. Каплян-



▶ **Фиг. 2.3.** Режим течения и деформации в поперечном разрезе купола Лоу, Антарктика [Hudleston, 2015]. Рельеф ледникового ложа по данным радиозондирования: *а*) траектории частиц и изохроны в тысячах лет; *б*) контуры кумулятивной деформации сжатия; *в*) контуры кумулятивной сдвиговой деформации



◀ **Фиг. 2.4.** Типичная кривая «напряжение-деформация» для поликристаллического льда [Ashby, Jones, 1980]. σ_y – условный предел текучести; σ_t – напряжение, при котором в образце зарождается шейка растяжения; $\sigma_{0,1\%}$ – напряжение, необходимое для возникновения постоянной деформации $\varepsilon = 0{,}1\%$; ε_t – конечная пластическая деформация; E – модуль Юнга



◀ **Фиг. 2.5.** Кривые кинетики деформации (ε) поликристаллического льда при разных напряжениях ($\sigma_a < \sigma_b < \sigma_c < \sigma_d$, при постоянной температуре) [Boulton, 1974]. t – время, $\tau_0 = \sigma_d$ – напряжение, при котором неустановившаяся ползучесть сменяется прогрессирующим течением, минуя стадию установившейся ползучести (верхний предел установившейся ползучести). Точками заполнены интервалы начальной упругой деформации и установившейся ползучести

ская и В.Д. Тарноградский и др. (см. предыдущий подраздел). Здесь для геологов, рассуждающих подобным образом, уместно прояснить используемое в механике понятие «напряжение». Определяемые аналитически и измерительной аппаратурой напряжения всегда относятся к физической точке напряжённого тела (в интересующем нас случае – в ледниковом щите или долинном леднике). Размерность напряжения в международной системе измерения физических величин СИ – кг/(м·с^2). Если умножить единичное напряжение на единичный объём (м^3), получим кг·м^2/с^2, то есть – раз-

мерность энергии $m \cdot v^2$. Таким образом, механическое напряжение представляет собой энергию, отнесенную к произвольной точке физического тела, испытывающего силовое воздействие. Энергия же в физике определяется как запас работы или способность совершать работу. В леднике её источником является сила веса, то есть его размер по вертикали (см. выше цитату из [Drewry, 1986]). Работа (движение) ледника представляет собой переход потенциальной (гравитационной) энергии в кинетическую, передача которой на расстояние, как известно, невозможна без потерь. Щитовой ледник в своей краевой зоне обладает весьма незначительной энергией, так как основная её часть израсходована на движение льда из области питания. Способность ледника выполнять механическую работу на своей окраине определяется его мощностью на этой окраине, а отнюдь не разницей между ней и мощностью льда в области питания, как утверждается в приведенных в предыдущем подразделе цитатах. На окраинах ледников, если только они не разгружаются в океан айсбергами, мощность льда незначительна и обычно измеряется десятками метров. Между тем, в соответствии с утверждениями адептов ледниковой теории именно в своей краевой зоне ледник выполняет основную работу по деформации пород ложа, образованию так называемых краевых форм рельефа и т.п.

Итак, горизонтальная составляющая веса ледника не передаётся по латерали, а затрачивается на работу по его деформации при гравитационном расползании. Если бы этому процессу ничто не препятствовало, никаких латерально ориентированных напряжений внутри него не возникало бы (за исключением сопротивления разрушению слабых электрических связей между кристаллами льда [Drewry, 1986]). Однако, ледники, опирающиеся на земную твердь, испытывают сопротивление движению, обусловленное адгезией и трением между породами ложа и подошвой ледника. При оценке величины этого сопротивления Дж. Най [Nye, 1952], исходил из того известного факта, что ледниковые щиты подобные Гренландскому и Антарктическому находятся в состоянии квазистационарного равновесия, в котором тенденция ледника разваливаться по латерали и течь вниз по склону точно сбалансирована сопротивлением, оказываемым породами ложа. Отсюда следует, что для пластины льда большой протяжённости и одинаковой мощности h, находящейся на плоском ложе, наклонённом к горизонту под углом α, сила сопротивления ложа движению ледника при отсутствии скольжения уравновешивается компонентой её веса, параллельной этому наклону, то есть:

$$\tau_b = \rho \cdot g \cdot h \cdot \sin\alpha, \qquad (2.1)$$

где τ_b – базальное сдвиговое напряжение в леднике. В уравнении (2.1) угол α относится к наклону как ложа ледника, так и его поверхности, поскольку h = const. Следовательно, компонента силы тяжести параллельная наклону поверхности ледника является не причиной движения ледника, как полагал Ю.А. Лаврушин (см. выше), а затрачивается на нейтрализацию сопротивления движению ледника. Само же движение осуществляется под действием вертикальной компоненты веса льда и, если бы такого уклона не было, движущийся ледник должен был бы его создать на своей поверхности. Дж. Най [Nye, 1952] показал, что наклон поверхности **движущегося** (выделено мной. – *P.K.*) ледникового щита с достаточной точностью определяется формулой (2.1) и в тех случаях, когда наклон его ложа варьирует по величине и (или) по направлению, если локальные значения мощности h и угла α не изменяются существенно на расстояниях порядка h. Формула описывает движение крупных ледников, внутри которых негидростатическим характером распределения гравитационных напряжений можно пренебречь. Для ледников с горизонтальными размерами всего лишь в несколько раз превышающими их мощность, в уравнение (2.1) необходимо внести коррективы, учитывающие этот фактор [Drewry, 1986].

Х. Рамберг [Рамберг, 1985] привёл аналитическое обоснование уравнения базального сдвигового напряжения в леднике, расположенном на плоском горизонтальном ложе:

$$T_b = \rho \cdot g \cdot h \cdot \mathrm{tg}\alpha \qquad (2.2)$$

При выводе уравнения Х. Рамбергом было принято гидростатическое распределение напряжений в движущемся глетчере, поэтому оно справедливо при тех же ограничениях, что и уравнение (2.1).

Иногда τ_b называют продольным напряжением (logitudional stress), но оно отнюдь не является горизонтальной компонентой веса ледника. Так как

наклон поверхности большинства ледников очень мал ($\sin\alpha \approx 1/10^2 - 1/10^3$), α (в радианах) ≈ sinα ≈ tgα, поэтому формулы (2.1) и (2.2) можно привести к виду

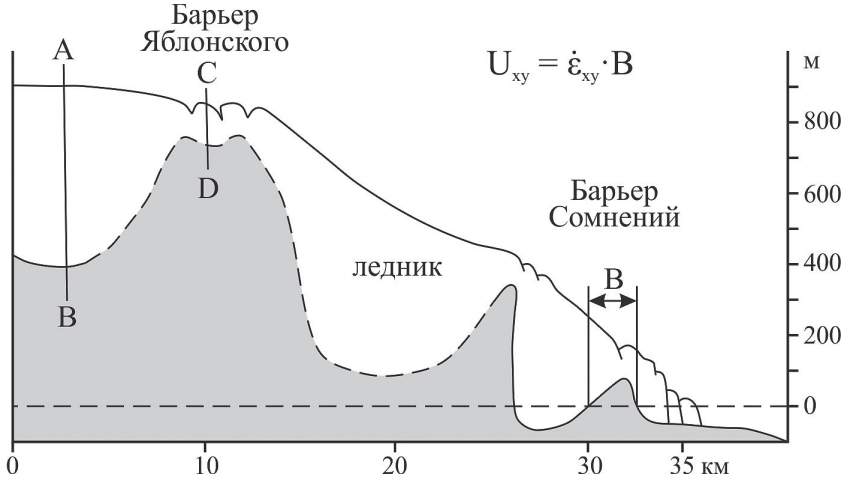
$$\tau_b = \rho \cdot g \cdot h \cdot \alpha \qquad (2.3)$$

и более точная форма фундаментального уравнения Ная излишня.

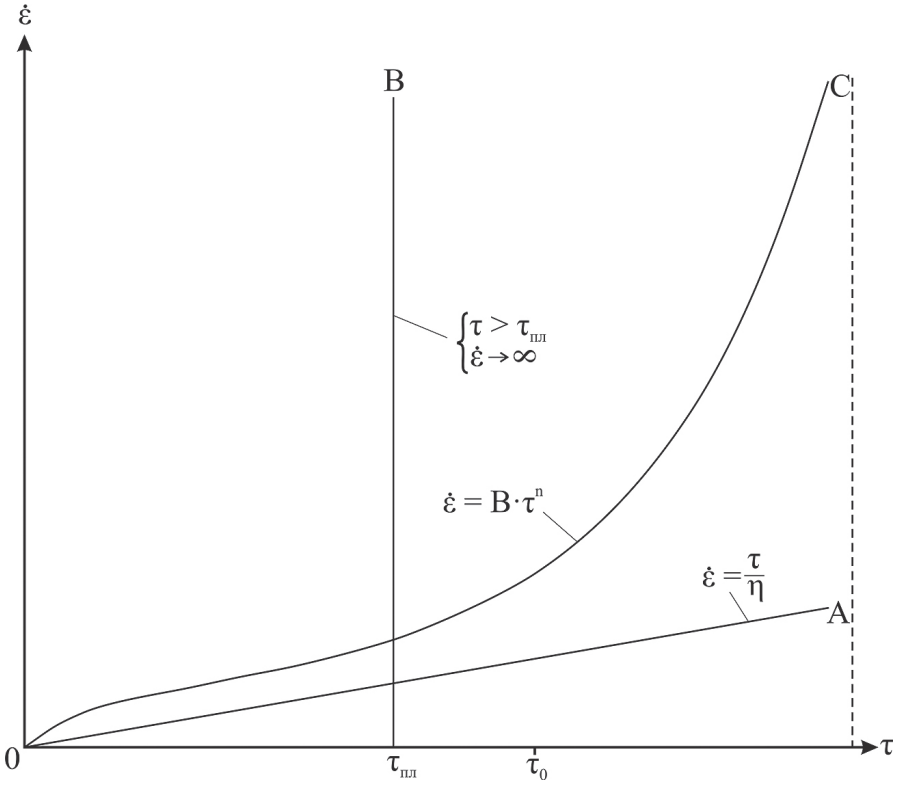
При движении, то есть деформации глетчерного льда происходит его перекристаллизация, в процессе которой оси С кристаллов стремятся занять положение ортогональное максимальному сдвиговому напряжению (и, следовательно, поверхности ложа), что облегчает скольжение. Другим результатом эволюции кристаллической структуры глетчерного льда при его движении является изменение скорости этого движения во времени (стадийность ледникового крипа). Экспериментально установлено, что в режиме постоянного напряжения при одноосном сжатии или простом сдвиге и динамической перекристаллизации в процессе движения установившаяся ползучесть изотропного льда возникает после достижения им деформации, равной 0,1% [Drewry, 1986]. Из опытов также известно, что при некотором значении напряжения $\sigma = \sigma_d$ на графиках кинетики деформации льда неустановившаяся ползучесть сменяется ускоряющимся течением, минуя стадию установившейся ползучести. Этот предел для льда имеет очень незначительную величину и при температуре –1,2° равен 0,16 МПа, а при температуре –1,8° – 0,2 МПа (см. фиг. 2.5). Именно такой порядок имеют продольные напряжения (τ_b) в основании движущихся ледников [Boulton, 1975]. В горно-долинных ледниках Альп они изменяются от 0,05 до 0,15 МПа [Nye, 1952]. В крупнейших современных покровных ледниках по данным У. Бадда [Бадд, 1975] τ_b изменяется в узких пределах, постепенно возрастая от их центральной части к окраинам: в Антарктиде от 0,03 до 0,15 МПа, в Гренландии – от 0 до 0,1 МПа, во многих других ледниках – от 0,01 до 0,12 МПа. И хотя вблизи зон ледопадов и трещин это напряжение может достигать несколько больших значений, оно редко превышает 0,2 МПа [Красс, 1983; Boulton, 1975].

Из уравнения (2.3) следует два важных вывода: (1) мощность движущегося ледника обратно пропорциональна углу наклона его поверхности α, что определяет выпуклую форму его поверхности (а отнюдь не накопление и метаморфизм снега в области питания); (2) в уравнении отсутствует член, зависящий от наклона границы раздела ледник/ложе, что отображает независимость угла α от мелких (по сравнению с мощностью ледника) деталей рельефа его субстрата [Drewry, 1986]. В соответствии с этим уравнением наклон поверхности ледника, измеряемый углом α, компенсирует сопротивление ложа при гравитационном растекании, которое изначально возможно и при отсутствии этого уклона. Таким образом, в утверждении Ф.А. Каплянской и В.Д. Тарноградского о том, что ледники движутся в соответствии с уклоном своей поверхности (см. предыдущий подраздел), который, как подразумевается по умолчанию, обусловлен уменьшением их мощности по мере удаления от области питания, перепутаны местами причина и следствие: ледник, движется не потому, что существует наклон его поверхности, а наоборот, наклон поверхности возникает при движении (расползании) ледника по породам субстрата, что подчёркивалось Дж. Наем [Nye, 1952]. В этой связи «…основным источником информации о механике ледников являются наблюдения на их поверхности» [Красс, 1983, с. 60]. Уравнение (2.3) отображает физический механизм, который регулирует изменение мощности ледника при его гравитационном расползании. Дж. Най объяснял описываемую этим уравнением закономерность тем, что в центре ледника питание его осадками не полностью компенсирует расход льда на испарение и таяние, иначе изменение *h* могло бы определяться климатическими факторами [Nye, 1952]. Независимость угла α от климата подтверждается тем, что над крупными неровностями поверхности ледникового ложа он может изменяться, как в бóльшую, так и в мéньшую сторону, сохраняя тем самым непрерывность ледникового потока (фиг. 2.6).

На контакте с проксимальной стороной выступа ложа в леднике могут возникать, напряжения σ, превышающие τ_b, в связи с тем, что эти выступы оказывают дополнительное сопротивление его продвижению. Однако, в связи с особыми свойствами льда (низкое значение верхнего предела установившейся ползучести: σ_d на фиг. 2.5, τ_0 на фиг. 2.7, эти напряжения не могут превысить определённой величины. В состоянии течения (ползучести) поликристаллический лёд характеризуется свойствами промежуточными между свойствами идеально вязкого и идеально пластичного тел:



▶ **Фиг. 2.6.** Схематический продольный профиль ледника Шокальского и прилегающей части ледникового щита [Корякин, 1962]. U_{xy} – скорость продольного течения льда; $\dot{\varepsilon}$ – скорость продольной деформации; B – ширина препятствия. Существенное различие мощностей льда в поперечных сечениях AB и CD указывает на ускоренное течение льда над барьером Яблонского



▶ **Фиг. 2.7.** Зависимость между сдвиговым напряжением τ и $\dot{\varepsilon}$ (скоростью течения); A – для вязкой ньютоновской жидкости, B – для идеально пластического тела, C – для поликристаллического льда [Калесник, 1963]

практически не обладая пределом текучести, он, вместе с тем, обнаруживает нелинейную зависимость между приложенным напряжением σ и конечной установившейся скоростью сдвиговой деформации $\dot{\varepsilon}$, которая выражается уравнением, известным как закон Глена:

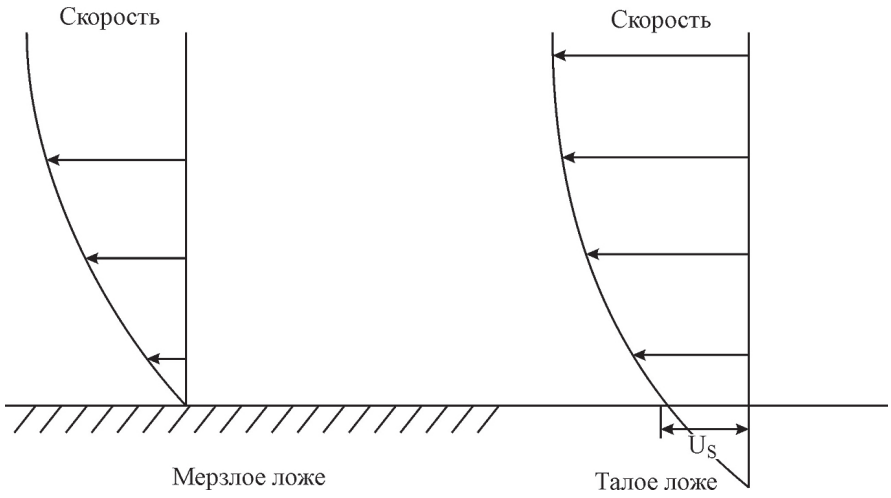
$$\dot{\varepsilon} = B \cdot \sigma^n, \qquad (2.4)$$

где B – параметр, обратный коэффициенту нелинейной вязкости льда. Из уравнения (2.4) следует, что скорость крипа не зависит от криостатического давления. Это справедливо при значениях последнего менее 30 МПа [Drewry, 1986], то есть при мощности ледника, не превышающей ~3,3 км. Значение параметра B зависит от физических и химических свойств льда и прежде всего от его температуры. Показатель степени n также варьирует в широких пределах. В многочисленных экспериментах Дж. Глена [Glen, 1955] его величина для поликристаллического льда изменялась от 1,9 до 4,5 при среднем значении 3, что соответствует теоретическому анализу внутрикристаллического

скольжения по базальной плоскости [Weertman, 1983] и находится в приемлемом согласии с полевыми определениями n для интервала напряжений 0,1–1,0 МПа [Nye, 1953; Budd, 1969; Boulton, 1975]. Базальные продольные напряжения τ_b даже в таких крупных ледниковых щитах как Антарктический и Гренландский обычно не выходят за рамки этого интервала (см. выше). Значения $n < 3$ характерны для низких напряжений и для мелкозернистого льда, а $n = 1$ – для условий низких девиаторных напряжений, например, вблизи ледоразделов. В некоторых случаях из-за анизотропии вязкости льда, связанной с эволюцией кристаллической структуры в процессе его течения, значение $\dot{\varepsilon}$ существенно отличается от предсказанного уравнением (2.4) и в него вводят поправочный коэффициент E, увеличивающий скорость деформации иногда на порядок величины [Hudleston, 2015].

В соответствии с уравнением (2.4) перед препятствием, где при начальной упругой деформации льда возникли повышенные напряжения сдвига, появляются условия для гораздо более быстрого течения. Этот эффект несколько снижается сопротивлением соседних медленнее деформируемых (менее нагруженных) участков. В итоге напряжения сглаживаются за счёт их относительного снижения на наиболее нагруженных и повышения на соседних участках, а скорость деформации в целом возрастает. После того как напряжение τ_b превысит критическую величину (σ_d, на фиг. 2.5, τ_0 на фиг. 2.7), экспонента n быстро увеличивается в 2–3 раза и течение льда происходит с всё возрастающей скоростью, 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 зонах относительного увеличения этого давления в леднике не могут долго сохраняться сдвиговые напряжения, превышающие предел длительной ползучести льда (σ_d на фиг. 2.5): произойдёт их латеральное перераспределение, либо разрушение деформируемого объёма льда в результате ускоряющегося течения. Последнее обусловлено тем, что предел установившейся ползучести льда (0,1–0,2 МПа, см. выше) меньше длительной прочности нелитифицированных отложений осадочного чехла. Так, по данным М.Г. Костяного [Костяной, 1963] 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 подготовленным плоскостям наслоения сопротивление сдвигу келловейских глин равно 0,26 МПа и лишь для тонкослоистых батских глин снижается до 0,16–0,23 МПа. Сдвиговая прочность литифицированных пород, таких, как известняки, базальты, крепко сцементированные песчаники и алевролиты, опоки и т.п. на порядки величины выше. Таким образом, предположение о том, что гипотетические покровные ледники геологического прошлого могли за счёт горизонтального напора деформировать и срывать со своего ложа крупные выступы перечисленных выше и более прочных пород противоречит положениям не только гляциологии, но и механики. Не случайно теоретическая гляциология, описывая законы движения ледника, не рассматривает вопросы, связанные с разрушением препятствий, находящихся на их пути. «Проблема заключается в объяснении движения льда и *обтекания* (выделено мной. – *Р.К.*) выступов в ледниковом ложе в предположении, что лёд находится при температуре таяния под давлением» [Патерсон, 1972, с. 150]. Под обтеканием понимается течение ледника как в горизонтальной (огибание препятствия), так и в вертикальной плоскостях, поскольку в отличие от воды глетчерный лёд может течь не только по уклону, но и против уклона местности, если его мощность превышает размах рельефа ледникового ложа.

Поскольку скорость течения ледника над препятствием $u = \dot{\varepsilon} \cdot b$, где b – ширина препятствия, эффект её возрастания из-за концентрации напряжений и роста значения $\dot{\varepsilon}$ наиболее полно проявляется при преодолении крупных неровностей ложа. Последние как бы демпфируются толщей льда, в результате чего на его поверхности появляются волны, всегда меньшие, чем погребённые под ледником изгибы поверхности коренных пород. Иллюстрацией может служить область современного покровного оледенения Новой Земли, близ западной границы которого ледник двигался поперёк простирания горных цепей (см. фиг. 2.6). Тем не менее, ни близ его фронта, ни в краевых моренных образованиях сорванные глыбы, соизмеримые с «ледниковыми отторженцами»



▲ **Фиг. 2.8.** Распределение скоростей горизонтальной компоненты течения в вертикальном разрезе холодных (слева) [Boulton, 1975] и умеренных (справа) [Drewry, 1986] ледников. U_s – скорость скольжения

северных равнин, встречены не были [Корякин, 1962].

Мелкие неровности рельефа высотой порядка 1 м и менее преодолеваются ледником с помощью протаивания. На проксимальной стороне подобного выступа ледникового ложа базальный лёд вследствие повышения величины τ_b находится в состоянии таяния под давлением. Талая вода поступает на дистальную сторону выступа, где из-за уменьшения τ_b вновь замерзает. Скрытая теплота плавления из-за незначительных размеров препятствия передаётся на его проксимальную сторону, поддерживая непрерывность процесса.

Интегрирование уравнения (2.4) позволяет вычислить скорость движения поверхности ледника (U). Оказалось, что теоретическое значение U для ледников, не приморожденных к своему ложу, меньше реально наблюдаемого и иногда весьма существенно, что объясняется наличием базального скольжения (фиг. 2.8). Его скорость (U_s) может играть основную роль в гравитационном течении многих ледников, составляя иногда до 90% их движения [Drewry, 1986]. Различают три разновидности ледникового скольжения: вязкое скольжение с обтеканием крупных неровностей дна, скольжение с протаиванием и режеляцией над его мелкими выступами и скольжение с кавитацией. Этот тип движения ледников определяет их работу по эрозии ложа. Основные вопросы, существующие по проблеме ледниковой эрозии, рассматриваются в следующем разделе.

2.2. Эрозионная деятельность ледников: постулаты и теория

Термин эрозия далее применяется в его принятом за рубежом понимании, соответствующем денудации в русскоязычной литературе. Представление о том, что горно-долинные и покровные ледники способны к интенсивной линейной и площадной эрозии с выработкой в прочных литифицированных породах глубоких ущелий (фиордов) и срезанием осадочного покрова платформенных равнин на глубину в сотни метров и первые километры является одним из важнейших постулатов ледниковой теории.

Общепринято, что ледниковая эрозия включает три основных механизма – абразию, плакинг и деятельность подледниковой воды, включая подледниковое растворение. Как отмечает Д. Дръюри [Drewry, 1986], количественной теории ледниковой эрозии ещё не существует, возможна лишь качественная оценка относительной роли перечисленных механизмов. Спустя прошедшие 30 лет после выхода в свет его монографии положение в этой области теоретической гляциологии, насколько известно автору, существенно не изменилось. Ниже без учёта деталей этой сложной проблемы будут проанализированы лишь основные её аспекты, наиболее важные для оценки допустимого масштаба ледниковой эрозии на равнинных территориях, в частности на Баренцево-Карском

шельфе. При этом работа талых вод исключается из рассмотрения из-за её подчинённой роли, а также в связи с тем, что её наиболее существенная механическая составляющая в целом аналогична работе субаэральных потоков [Drewry, 1986].

2.2.1. Ледниковая абразия

«Фрагмент породы, прижатый к ложу, чья твёрдость равна или больше твёрдости материала, слагающего скальное основание, будет производить его истирание только, если он движется вдоль раздела лёд/порода» [Drewry, 1986, p. 54]. Доминантным фактором, влияющим на абразию, является, поэтому, скольжение ледника по породам ложа. В связи с объективными трудностями, осложняющими его изучение, «…базальное скольжение относится к одному из наименее изученных фундаментальных гляциологических процессов» [Drewry, 1986, с. 10). Необходимым условием скольжения является возникновение на контакте ледник-ложе плёнки воды толщиной порядка микрона, оказывающей пренебрежимо малое сопротивление на поверхности контакта, вследствие чего скольжение по дну возможно только при температуре таяния под данным напряжением [Красс, 1983]. Скольжение по неровному дну осуществляется с помощью двух процессов: 1) обтекания льдом этих неровностей по экспоненциальному закону зависимости «скорость деформации – базальное сдвиговое напряжение» (вязкое скольжение); 2) таяния льда под повышенным криостатическим давлением на проксимальных склонах, перетекания воды и её замерзания при пониженном давлении на дистальных склонах, что сопровождается потоком тепла в обратном направлении (скольжение с режеляцией). В этих процессах практически не участвуют холодные (примёрзшие к своему ложу) ледники: силы сцепления их подошвы с поверхностью субстрата гораздо больше базального сдвигового напряжения в леднике, вследствие чего скольжение на этом разделе невозможно. Натурные наблюдения подтверждают, что холодные ледники не эродируют своё ложе или эродируют очень незначительно на локальных участках краевой зоны [Boulton, 1979c]. Вместе с тем, по поводу механизма и масштаба эрозионной деятельности умеренных ледников среди гляциологов существуют серьёзные разногласия, которые иллюстрирует приводимое ниже высказывание Дж. Боултона. «К сожалению, ещё нет согласия в схемах эрозии и отложения, продуцируемых древними ледниковыми щитами… Это свидетельствует об отсутствии управляемой ледником модели, очевидной на любой взгляд. Неустойчивые шумы, наложенные на общий тренд, благоприятствуют возникновению трудных для интерпретации признаков, из которых разные авторитеты могут создать разные общие схемы, базирующиеся на их частном опыте» [Boulton, 1975, с. 40].

Наиболее полно разное понимание процессов эрозии и аккумуляции на разделе ледник/ложе отражено в работах Дж. Боултона [Boulton, 1974, 1979a,b,c] и Б. Халлета [Hallet, 1979, 1981]. Дж. Боултон внёс большой вклад в понимание физических механизмов геологической деятельности ледников. В его работах ощущается стремление автора подвести научную базу под вошедшие в обиход феноменологические постулаты ледниковой теории, которые Дж. Боултон не ставил под сомнение ввиду их общепризнанности. Последнее относится и к представлениям о крупномасштабной ледниковой эрозии в центрах распространения покровных оледенений прошлого. В этом отношении весьма показательна статья В.А. Уайта [White, 1972]. Он обратил внимание на то, что из крупных областей, в пределах которых на поверхность экспонированы докембрийские породы, две приурочены к центрам распространения плейстоценовых ледниковых покровов, а бóльшая часть других (в южном полушарии) покрывалась палеозойскими материковыми ледниками. По мнению В.А. Уайта в пределах всех докембрийских щитов существовал осадочный чехол, уничтоженный ледниковой эрозией, признаками которой являются так называемые дуги эксгумации докембрийских пород. Вокруг Канадского и Балтийского щитов к ним относятся окружающие их в районе контакта докембрий/палеозой дугообразные низменности, где ледник «сдирал» палеозойские породы с кристаллического основания. Они образуют долины р. Святого Лаврентия и верхнего течения р. Мак-Кензи, крупные американские озёрные бассейны – Большое Медвежье, Большое Невольничье, Атабаска, Виннипег, Манитоба и др., а также жёлоб Святого Лаврентия. Их европейскими аналогами по В.А. Уайту является пролив Скагеррак, Балтийское море, Финский залив, Ладожское и Онеж-

ское озёра, Ладожский и Двинский заливы и Белое море. Эрозия, осуществлявшаяся Лаврентийским и Фенноскандинавским ледниковыми щитами, вырезала огромные эллипсоидальные бассейны, к числу которых относится Гудзонов залив и Великие Американские озёра. Описывая разнообразные по очертаниям, размерам (в том числе относительной глубине) и ориентировке отрицательные формы рельефа, созданные по утверждению В.А. Уайта ледниковой эрозией, этот автор ни разу не затронул вопрос о физическом механизме постулируемого им процесса. В качестве единственного аргумента в пользу своих палеогеографических реконструкций он приводит факт совпадения площадей современных кристаллических щитов с областями, которые считаются центрами плейстоценовых и гондванских оледенений.

Возможно, подобные публикации послужили основанием для поиска Дж. Боултоном физических причин столь грандиозной эрозионной работы ледника. Он пришёл к выводу, что главную роль в этом процессе играет криостатическое давление ледника на ложе, обусловленное его мощностью, что иллюстрирует следующее утверждение: «Давление между частицами, которые внедряются в ледниковую подошву, и ледниковым ложем, с которым они приходят в контакт, прямо зависит от веса перекрывающего льда. Это одно из принципиальных различий между ледниковым и водным транспортом помогает объяснить, почему подошва ледника является такой эффективной дробящей мельницей, так как там генерируются очень большие контактные давления» [Boulton, 1975, с. 14]. На основании аналогии с экспериментами, исследовавшими механизмы износа вдоль скользящих друг относительно друга поверхностей, Дж. Боултон предположил, что теория ледниковой абразии может быть сформулирована в виде зависимости:

$$\bar{A} \approx c \cdot N \cdot V_p / h, \qquad (2.5)$$

где c – концентрация во льду абрадирующих обломков, N – эффективное нормальное (криостатическое) давление (вес ледника минус противодавление талой воды в его подошве), V_p – скорость волочащейся ледником абрадирующей частицы, h – твёрдость (прочность) пород ложа. По мнению Дж. Боултона, помимо концентрации породных частиц во льду на скорость абразии ($\bar{A}$) влияет их форма и размер R, от которого зависит скорость вязкого волочения V_p, наибольшая для частиц размером от 6 до 128 мм. Движение обломочных частиц, контактирующих в леднике с породами ложа, по Дж. Боултону тормозится криостатическим давлением, поэтому $V_p < V_s$, где V_s – скорость скольжения ледника. В уточнённой формулировке теории абразии Боултона эффективное нормальное давление N заменяется эффективной контактной силой F (силой давления обломка на субстрат), которая зависит от грубости (шероховатости) поверхностей обломка и субстрата. Нагрузка, приложенная поперёк поверхности скольжения, передается только по контактам этих шероховатостей, где концентрируется высокое напряжение. Дж. Боултон определяет F как вес столба льда за вычетом эффекта противодавления базальной воды плюс плавучий вес абрадирующего обломка. Скорости абразии, измеренные в тунеле выводного ледника Брейдамеркюръёкюдль (Исландия), не обнаружили сходимости с предсказанными теорией Дж. Боултона, но подтвердили вытекающий из неё факт, что при постоянной скорости скольжения с ростом F скорость абразии сначала увеличивается, а затем снижается [Boulton, 1979c]. Д. Дръюри отмечает, что, хотя иллюстрации модели ледниковой абразии Боултона качественно убедительны, они поднимают многочисленные проблемы и не могут объяснить ряд фактов [Drewry, 1986, с. 59].

Основное различие между теориями ледниковой абразии Дж. Боултона и Б. Халлета заключается в количественной оценке контактной силы F. Вслед за Г. Гилбертом, Дж. МакКоллом, Х. Рётлисбергером и И. Виртманом [Drewry, 1986] Б. Халлет [Hallet, 1979] считает, что она не зависит от мощности ледника, поскольку шероховатости обломков пород, абрадирующих ложе, также полностью окружены льдом или плёнкой воды, находящимися под криостатическим давлением. По этой причине ледник ведёт себя как вязкая жидкость, которая придаёт заключённым в нём породным фрагментам плавучесть, пропорциональную весу «флюида» в объёме обломка (то есть отношению плотностей льда и породы). Эффективная контактная сила F по Б. Халлету зависит от плавучего веса обломков пород (его вклад незначителен, если радиус обломка $R < 0{,}3$ м) и вязкого волочения, обусловленного наличием компоненты вертикального (направленного к ложу) течения льда со скоростью v_n (фиг. 2.2). Причиной последнего является базальное таяние и латеральное растяже-

ние базальных слоёв ледника в процессе его гравитационного расползания. Вытекающее из этих соображений общее выражение скорости ледниковой абразии имеет вид:

$$Å = \alpha \cdot C \cdot v_p \cdot F^n, \qquad (2.6)$$

где α и n – эмпирические константы, зависящие от твёрдости абрадирующего обломка и пород субстрата, а также формы штрихующего острия, C – концентрация обломков в зоне контакта ледник/ложе, v_p – скорость вязкого горизонтального волочения обломка льдом, F – эффективная контактная сила, $Å$ – скорость абразии [Halett, 1979].

В уравнениях (2.5) и (2.6) выражения для v_p и F относятся к частицам определённого размера. Скорость абразии для каждой размерной фракции частиц может быть получена использованием концентрации частиц этого интервала размеров. Итоговая скорость абразии определяется суммированием индивидуальных скоростей. Несмотря на то, что уравнения (2.5) и (2.6) внешне схожи, скорость ледниковой абразии, определяемая по первому из них гораздо больше, чем по второму, поскольку при прочих равных условиях контактная сила F, прижимающая абрадирующие обломки к ложу, по гипотезе Б. Халлета гораздо меньше, чем по гипотезе Дж. Боултона. Кроме того, из модели Б. Халлета следует, что для активно скользящих ледников v_p не зависит от F, поскольку скорость волочащихся по дну частиц v_p должна приближаться к скорости скольжения такого ледника v_s. Последнее обусловлено весьма низкой скоростью компоненты вязкого вертикального волочения частицы к ложу v_n, которая составляет лишь малую долю v_s: обычно $v_n < 0{,}1v_s$ [Drewry, 1986]. В теории Халлета, поэтому, главную роль в ледниковой абразии играет не контактная сила F, а скорость скольжения ледника. По этой причине рост концентрации обломков (C) в базальном льду увеличивает скорость абразии лишь до некоторого сравнительно низкого значения C, превышение которого приводит к существенному снижению v_p и, следовательно $Å$ [Hallet, 1981].

Наконец, для оценки геологической деятельности ледников чрезвычайно важно ещё одно различие, подразумеваемое теориями ледниковой абразии двух упомянутых авторов. Теория Дж. Боултона предполагает, что исходные неровности рельефа ледникового ложа не уничтожаются, а сглаживаются и(или) перемещаются по латерали, тогда как дальнейшая глубинная эрозия концентрируется в ледниковых долинах. В соответствии с теорией Б. Халлета «неровности ледникового ложа неизменно стремятся исчезать под непрерывным действием абразии… Грубость ледникового ложа может эффективно поддерживаться только если другие подледниковые эрозионные процессы огрубляют ложе» [Hallet, 1979, с. 48, 49].

2.2.2. Плакинг

Продуктом ледниковой абразии (истирания) является относительно тонкий материал преимущественно пелитовой, алевритовой и песчаной размерности. Механизм поступления в базальную часть ледников более крупных обломков при отсутствии источников супрагляциального каменного материала является в теоретической гляциологии объектом дискуссии, которая, в основном, относится к процессу, названному Дж. Боултоном [Boulton, 1979c] плакингом. Представления о плакинге (от английского pluck – срывать) возникли сравнительно недавно. В середине прошлого века (1957–1968) им предшествовала острая дискуссия между двумя крупными гляциологами Иоганнесом Виртманом и Луисом Ллибутри, предметом которой являлась теория ледникового скольжения [Fowler, 2010]. В первоначальном варианте своей теории И. Виртман [Weertman, 1957] привёл физическое обоснование механизмов вязкого скольжения ледника и скольжения с режеляцией. Первый из них относится к преодолению препятствий с помощью ускоряющегося крипа (закон Глена), второй – к скольжению без деформации над мелкими (высотой порядка 1 м) выступами пород ложа (см. подразделы 2.1.2, 2.2.1). При этом, предполагалось, что на всех неровностях подлёдного рельефа движущийся ледник плотно прилегает к своему ложу под влиянием криостатического давления. Однако, базальный лёд в окрестностях выступов пород ложа, препятствующих движению ледника, испытывает не только сжатие перед препятствием, но и латеральное растяжение после его преодоления. По мнению Л. Ллибутри, если напряжение растяжения, вызванное ускоренным течением ледника, превышает криостатическое давление (ρgh), лёд, когда он проходит

нижнюю по течению часть всхолмления ложа, не может поддерживать контакт с его поверхностью, и в этом месте должно возникнуть зияние. В статьях 1958 и 1959 гг. Л. Ллибутри, ссылаясь на факты, противоречащие теории Виртмана, выделяет наряду с вязким и режеляционным скольжением вязкое скольжение с водной кавитацией [Fowler, 2010]. Несколько позднее он пришёл к выводу, что скольжение последнего типа сопровождается включением грубообломочного материала в кавитационные полости (впоследствии названное плакингом), связывая его в общих терминах с режеляцией и переменным давлением воды [Röthlisberger, Iken, 1981].

Явление кавитации давно известно в технике и гидростроительстве, а для целей геологического анализа её физический механизм был первые использован Ф. Хъёльстромом (1935). Согласно гидродинамической теории она возникает в результате местного понижения давления в жидкости, которое может быть связано с с увеличением скорости её движения [Красс, 1983]. В применении к скольжению ледника по неровному ложу с меняющейся по латерали скоростью течения воды в подледниковой плёнке суть этого механизма сводится к следующему. При турбулентном течении талой воды в ней на участках повышенной скорости могут возникать локальные площади низкого давления. Если оно уменьшается до давления насыщенного пара при соответствующей температуре, в воде могут возникать макроскопические пузырьки воздуха (cavities). Эти пузырьки растут до тех пор, пока вода не достигнет района, где её давление снова повысится, вследствие чего пузырьки захлопываются, излучая ударную волну. Если коллапс происходит по соседству с образовавшимися ранее пассивными разрывами сплошности пород ледникового ложа, ударная волна существенно ослабляет связь ограниченного этими разрывами фрагмента с основным массивом горных пород. По расчётам Ф. Хъёльстрома пороговая для начала кавитации скорость течения воды при атмосферном давлении на уровне моря и температуре 0 °C равна 14,2 м/с [Красс, 1983; Drewry, 1986].

В 1964 г. И. Виртман [Weertman, 1964] сформулировал уточнённую теорию скольжения, в которой анализируется и третий её тип – скольжение с кавитацией. Им был обоснован вывод о том, что в условиях, подразумевающих реальные значения базального стресса, грубости ложа, скорости скольжения и т.п., скольжение с кавитацией возможно лишь при мощности глетчера менее 100 м. Несмотря на то, что теория Виртмана получила подтверждение и дальнейшее развитие [Kamb, 1970; Nye, 1970], в настоящее время многие гляциологи считают плакинг одним из основных (наряду с абразией) проявлений ледниковой эрозии [Boulton, 1979c; Röthlisberger, Iken, 1981]. Вместе с тем, известный российский гляциолог М. Красс [Красс, 1983] подверг базовые положения концепции Л. Ллибутри резкой критике на основе гидродинамической теории кавитации. Он показал, что для горных ледников мощностью ~100 м при скорости движения базальной воды 1–10 см/с, используемый в этой теории критерий граничных условий – безразмерное число кавитации – требует перемещения льда на ложе со скоростью порядка 3–30 м/с, что возможно только при катастрофических сёрджах и абсолютно неприемлемо на стадии медленного течения, особенно для ледниковых куполов и щитов с их на порядок величины бóльшей мощностью. Таким образом, анализ М. Красса полностью подтверждает выводы о граничных условиях ледникового скольжения с кавитацией, обоснованные Г. Виртманом, который считал скольжение с кавитацией частным случаем, имеющим важное значение лишь при продуцировании сёрджей [Weertman, 1969]. Однако, дезавуирование кавитации как явления, способствующего поступлению в базальный лёд грубообломочного материала, ещё не является отрицанием плакинга как физического механизма, ответственного за отторжение каменных обломков с поверхности ледникового ложа.

Плакинг представляет собой сложный процесс, требующий сочетания нескольких условий: фрагмент породы должен быть отделён от скального массива, эвакуирован из него и включён в ледник. По мнению большинства авторов, соблюдение первого из них предполагает использование ранее возникших в горном массиве трещин [Boulton, 1979c], а полному отделению фрагментов пород от массива способствует механизм кавитации, что, как мы видели, оспаривается рядом авторитетных гляциологов. Выполнение двух других условий в развитие гипотезы Л. Ллибутри связывается с изменениями эффективного давления ледника на ложе, обусловленными колебаниями пьезометрического напора в плёнке подледниковой воды.

Конкретные причины этого явления могут быть разными, обязательным условием является неровная поверхность субстрата с чередованием выступов и впадин, над которыми при скольжении умеренного ледника и возникает неравномерное распределение давления в плёнке подледниковой воды [Goodman et al., 1979; Röthlisberger, Iken, 1981]. Считается, что эта неравномерность способствует образованию зияний (полостей) на подветренных склонах ледникового ложа.

Зияния между подошвой ледника и дистальными склонами выступов его ложа были известны и до появления теории Л. Ллибутри, но их образование не связывалось с деятельностью воды [Drewry, 1986]. В рамках этой теории впоследствии была выдвинута идея об эффекте действующего горизонтально гидравлического домкрата. В соответствии с ней при поступлении талой ледниковой воды в количестве, превышающем вместимость подледниковой дренажной системы, подошва ледника под давлением воды, вызывающим подобный эффект, отодвигается от поверхности подветренных сторон выступов его ложа с образованием заполненных напорной водой полостей [Röthlisberger, Iken, 1981]. В такие полости могут поступать фрагменты трещиноватых дистальных ступеней выступов ложа, отторгнутые ледником, причём, наблюдавшиеся отторгнутые блоки и чешуи имели размер от 1 см до 1 м [Röthlisberger, Iken, 1981]. Отрыв фрагментов пород от дистального края ступени ледникового ложа может облегчаться при сочетании этого процесса с механизмом так называемого теплового насоса [Robin, 1976], Так как лёд движется по неровному ложу, распределение напряжений в нём и в породах ложа должно изменяться из-за изменений в поступлении базальной воды. На проксимальной стороне препятствия движению давление нагрузки увеличивается, температура плавления льда снижается и он может таять с удалением части воды внутрь ледника и её локализацией на межзерновых границах. В пределах дистальной ступени выступа ложа давление нагрузки снижается и потерянная из-за отсутствия удалённой в ледник талой воды часть скрытой теплоты плавления возмещается путём её конвективной передачи через породы от дистального к проксимальному краю препятствия. Это влечёт за собой охлаждение его дистального края и локальное примерзание к нему ледниковой подошвы. Фактически эффект теплового насоса сопровождает скольжение с режеляцией, с помощью которого ледник преодолевает небольшие по размерам препятствия [Weertman, 1961, 1964], поэтому площадь холодных пятен также незначительна и по данным Дж. Робина [Robin, 1976] должна иметь в поперечнике размер от нескольких дециметров до нескольких метров. Расчёты и эксперименты показывают, что в их пределах высокая адгезия между ледниковой подошвой и поверхностью мёрзлых пород ложа обеспечивает возможность извлечения ледником при его течении фрагментов, потерявших связь с породами ложа. По этой причине формирование в базальной части умеренных ледников короткоживущих холодных пятен, приводит к дёргающему скольжению [Röthlisberger, Iken, 1981].

Объяснение механизма подледникового плакинга, базирующееся на скольжении с сочетанием эффектов гидравлического домкрата и теплового насоса, апробировано лабораторными и натурными экспериментами. Считается, что действующие в этом процессе силы достаточны как для преодоления веса обособленного фрагмента породы крупновалунной размерности, так и для извлечения его из массива, но едва ли достаточны для разрушения последнего [Goodman et al., 1979; Röthlisberger, Iken, 1981]. По всей вероятности, вода под высоким давлением имела доступ не ко всем полостям, возникающим при скольжении с кавитацией (в зависимости от близости подледниковых каналов), часть из них раскрывалась пассивно вместе с падением давления нагрузки. Соответственно в активных полостях возникало давление воды гораздо более высокое, чем среднее в дренажной системе. В результате, даже незначительное увеличение среднего давления воды в натурных экспериментах вызывало существенное по сравнению с ним (на порядок величины) снижение эффективного давления нагрузки на локальных участках [Goodman et al., 1979]. Это согласуется с теоретическим предсказанием [Robin, 1976] и необходимо для функционирования механизма теплового насоса. В естественных условиях для снижения температуры таяния льда на 1 °C требуется возрастание криостатического давления на 13 Мпа, что соответствует мощности ледника ~1400 м. По этой причине в природе под умеренными ледниками можно, по-видимому, предполагать изменения базальной температуры плавления льда лишь на доли градуса.

Роль плакинга как одного из механизмов ледниковой эрозии и поступления в базальную часть ледника каменных обломков − основного инструмента этой эрозии [General…, 1979; Hallet, 1979] остаётся дискуссионной. Дж. Боултон [Boulton, 1979c; General…, 1979, Boulton, c. 375] считает его очень важным для ледниковых куполов и щитов, расположенных на скальном основании. Однако, это лишь не подкреплённое фактами предположение, так как результаты натурных экспериментов и реальных наблюдений за процессами, приводящими к плакингу, относятся исключительно к горно-долинным ледникам. В базальную часть последних, как известно, поступают камни разных размеров, включающиеся в тело ледника из поверхностных боковых морен. По этой причине истинная роль плакинга в продуцировании базального грубообломочного материала даже и для горно-долинных ледников остаётся неясной, что признавал и Дж. Боултон, и Л. Ллибутри [Boulton, 1979c; General…, 1979, Lliboutry, c. 381]. Мнение Дж. Боултона о значении плакинга в снабжении этим материалом базальной части ледниковых щитов и куполов оспаривается другими гляциологами [General…, 1979, Röthlisberger, c. 385; General…, 1979, Vivian, c. 386]. Возможно, оно основано лишь на том факте, что на поверхность этих ледяных сооружений, в отличие от горно-долинных и горно-покровных ледников, каменные обломки практически не поступают, а постулируемая активная эрозия ложа ледниковых щитов требует присутствия в их базальной части инструментов этой работы, то есть камней различной размерности. При отсутствии супрагляциального обломочного материала единственным механизмом их внедрения в тело ледника остаётся плакинг.

По мнению Дж. Боултона [Boulton, 1979c] плакинг возможен и в тех случаях, когда ложе ледника представлено нелитифицированными многолетнемёрзлыми породами. Он обосновывает этот вывод наблюдениями на фронтальном окончании одного из долинных ледников Земли Виктория (Восточная Антарктида) на побережье моря Росса. Здесь в ледниковом обрыве экспонирован контакт между подошвой ледника и подстилающими сцементированными льдом дюнными песками, частично расположенными и за краем ледника, где проявлены признаки современной эоловой активности. Массы мёрзлого песка включены в ледник, располагаясь в 2-х метрах над его подошвой. Они трещиноваты и изобилуют пустотами (от 20 до 70–80% по объёму и больше), в которые местами интрудирован снизу лёд. Встречаются также тонкие прослои льда, представляющие собой метаморфизованный снег, поскольку навевание песков чередовалось с навеванием снега. Горизонтальные размеры этого пластового включения не указаны, а его мощность, судя по фотографиям, измеряется первыми метрами.

Дж. Боултон, считает, что пластина мёрзлого песка была сорвана с поверхности субстрата ледником (плакинг), в результате чего и оказалась в двух метрах над его подошвой. Поскольку в данном случае вода в развитии плакинга участвовать не могла, Боултон полагает, что срыву пластины песка с автохтона и его включению в ледник способствовали два обстоятельства: 1) повышенная адгезия (сцепление, слипание) между ледником и льдонасыщенными отложениями мёрзлого ложа, 2) меньшая когезивная прочность сцементированных льдом песков по сравнению с большинством других пород. Последнее утверждение весьма сомнительно, поскольку сжимаемость мёрзлых песков при температуре минус 4–5 °С приближается к сжимаемости скальных пород [Цытович, 1973], в условиях Антарктиды температура мёрзлых песков, конечно, гораздо ниже, а значит по прочности они весьма близки к скальным породам.

Из выполненного Дж. Боултоном весьма схематичного описания нельзя понять, наблюдался ли им контакт дюнных песков со скальным основанием и присутствуют ли в разрезе пески, не подстилающиеся льдом, то есть всегда ли они выглядят как аллохтон. Предположению о плакинге пластины песков противоречит плавный контакт между ней и перекрывающим льдом, как бы консервирующий поверхность ископаемых дюн относительной высотой 1–3 м. Не исключено, что пески «аллохтона» на самом деле навевались на поверхность ледника и находятся в нормальном залегании. Перекрывающий их лёд, мощность которого судя по фотографии [Boulton, 1979c, фиг. 9b] не превышает нескольких метров, в этом случае представляет собой слой навеянного метаморфизованного снега, подобный гораздо более тонким слоям такого льда внутри пачки мёрзлых дюнных песков, в пользу чего говорит наличие в нём многочисленных рассеянных песчаных зёрен.

Предложенная гипотеза вполне вероятна для условий Земли Виктории, где дуют самые сильные на Земле ветры. Не исключены и другие варианты. Во всяком случае, приведенный Дж. Боултоном факт не может служить убедительным обоснованием высказанного им вывода о возможности плакинга нелитифицированных многолетнемёрзлых пород ледникового ложа.

Некоторыми специалистами по ледниковой геологии, с помощью уже неоднократно упоминавшейся подмены понятий, установленный гляциологами феномен плакинга был использован как новая теоретическая база для решения проблемы происхождения так называемых ледниковых отторженцев (см. подраздел 1.3.2). Так Ю.А. Лаврушин и О.Г. Эпштейн [Лаврушин, Эпштейн, 2000, с. 17] приводят сведения о проявляющемся под умеренными ледниками эффекте теплового насоса (см. выше) и ссылаются на данные Д. Гудмана и др. [Goodman et al., 1979] о формировании из-за этого эффекта участков промерзания пород субстрата мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. Через 8 строк ниже по тексту они пишут: «В итоге от дистальных склонов неровностей ложа отделяются разные по величине блоки пород, вплоть до гигантских, весом в десятки тысяч тонн». Между тем, в упомянутой работе Д. Гудмана и его коллег говорится о маломощных (от дециметров до метров) пятнах промерзания шириной 1–2 м, что соответствует расчётам Дж. Робина [Robin, 1976], автора идеи теплового насоса (см. выше) и никак не предполагает мобилизации с помощью плакинга блоков пород субстрата весом в десятки тысяч тонн. В доказательство реальности постулируемого ими феномена Ю.А. Лаврушин и О.Г. Эпштейн ссылаются на монографии Р. Флинта (1963) и В.К. Преста (1983), в которых приводятся сведения о наличии крупных аллохтонных блоков в четвертичных отложениях районов гипотетического плейстоценового оледенения, то есть в качестве иллюстрации валидности защищаемого положения используется как раз то, что требуется доказать.

Упомянутые авторы опираясь на слабо обоснованный, базирующийся на единичном наблюдении вывод Дж. Боултона о возможности плакинга мёрзлых нелитифицированных отложений (см. выше) делают широкие обобщения. В уже упомянутой статье они, ссылаясь на публикацию Дж. Боултона [Boulton, 1979c], утверждают: «Процесс плакинга рыхлого субстрата принадлежит к особо широкомасштабному стилю мобилизации вещества из-за сравнительной лёгкости деформирования (нарушения сплошности) массива нелитифицированных осадков движущимся ледником… Мёрзлые рыхлые осадки… могут быть подвергнуты срыванию (отделению от ложа) в случае их смерзания с подошвой движущегося ледника» [Лаврушин, Эпштейн, 2000, с. 17]. Затем Ю.А. Лаврушин и О.Г. Эпштейн идут ещё дальше, декларируя широкое распространение процесса плакинга немёрзлых нелитифицированных пород, а также известняков, доломитов, песчаников, диатомитов, мела и т.п., если в их составе присутствуют прослои пластичных или рыхлых отложений. При этом, на с. 17 они утверждают, что «способы плакинга применительно к рыхлым осадкам ложа обсуждаются в работах» Боултона [Boulton, 1979] и Виртмана [Weertman, 1961]». Между тем, в статье Дж. Боултона, на которую приведена ссылка, подчёркивается, что плакинг нелитифицированных отложений возможен только в том случае, если они находятся в мёрзлом состоянии [Boulton, 1979c, с. 35]. Ссылка же на работу И. Виртмана 1961 г. вообще не корректна, ибо он, как было показано выше, частично признал идею Л. Ллибутри о скольжении с кавитацией (не принимая во внимание плакинг) лишь в своей окончательной версии теории скольжения ледников [Weertman, 1964]. В публикации же 1961 г. И. Виртман рассматривает механизм послойной аккреции ледником материала рыхлых отложений ложа, к которым он приморожен в своей краевой зоне (см. подраздел 2.3.3).

Из работ ряда гляциологов следует, что плакинг является реальным механизмом включения в базальную часть движущегося глетчера обособленных трещинами фрагментов пород подстилающего субстрата, хотя по поводу физической природы этого механизма существуют серьёзные разногласия. Ещё более спорной является его относительная роль в процессах, происходящих на разделе ледник/ложе, в том числе в ледниковых шапках и щитах (дискуссии Ллибутри с Виртманом, Ротлисбергера и Вивиана с Боултоном). Гляциологами обсуждается вопрос о снабжении грубообломочным материалом базальной части ледника, скользящего по ложу с кавитацией. Величина продуцируемых плакингом обломков, поэтому, ограничена площадью мёрзлых пятен

в подледниковых полостях, размеры которых в поперечнике не превышают нескольких метров, вследствие чего этот процесс никак нельзя считать ответственным за присутствие в четвертичных отложениях аллохтонных блоков объёмом в сотни, тысячи и миллионы кубометров, встречающихся в четвертичных отложениях евроазиатского и американского севера. Включения отторгнутых от ложа его фрагментов подобных размеров в современных ледниках неизвестны, выдающимися по величине считаются возникающие в процессе плакинга блоки объёмом 0,5 м^3 или длиной 1 м [Drewry, 1986, с. 86].

2.2.3. Масштабы ледниковой эрозии

Резюмируя сведения, изложенные в двух предыдущих подразделах, важно ещё раз подчеркнуть, что эрозионные процессы, происходящие на разделе ледник/ложе, многофакторны, труднодоступны для наблюдений и сложны для моделирования. Представления гляциологов о физике основных механизмов ледниковой эрозии существенно разнятся, наиболее яркими примерами чего служат дискуссии Дж. Боултона и Б. Халлета о природе ледниковой абразии, а также И. Виртмана и Л. Ллибутри по поводу ледникового скольжения с кавитацией.

Результаты прямых и косвенных определений скорости ледниковой эрозии, выполненных на долинных и выводных ледниках, обобщены Д. Дръюри [Drewry, 1986]. Измеренные скорости для разных типов пород ледникового ложа изменялись от 0,9 до 36 мм/год и от 0,9–1,0 до 3,0–3,4 мм/год при скорости движения ледника равной, соответственно, 250 м/год и 16–20 м/год. Однако из-за ограниченности доступа к разделу ледник/ложе эти данные, как указывает Д. Дръюри, трудно экстраполировать не только на ледниковые массы в общем, но даже на другие участки одного и того же ледника. Косвенные определения скорости ледниковой эрозии показали следующее: из 19 результатов в двух скорость эрозии составила 19 и 30 мм/год, в семи – от 1 до 5,6 мм/год и в остальных десяти – от 0,07 до 0,9 мм/год. Д. Дръюри считает, что изученность проблемы не позволяет получить адекватную оценку скорости ледниковой эрозии, которую можно было бы экстраполировать на длительные отрезки времени.

Позиция Дж. Боултона по этой проблеме несколько противоречива. С одной стороны, он заявляет, что « процессы ледниковой эрозии действуют крайне медленно» [General…, 1979; Boulton, с. 389], с другой, пишет, что «…скорости порядка 1 мм/год являются обычными. Непрерывная эрозия с такой скоростью могла бы вырезать в рельефе 1 км/млн лет, и, поэтому, можно ожидать, что современные ледники, которые непрерывно занимают своё ложе на протяжении большей части четвертичного периода, прорезали мягкий осадочный покров до твёрдого литифицированного субстрата» [Boulton, 1979c, с. 16]. Приведенное высказывание известного гляциолога противоречит геологическим данным о причинах отсутствия «мягких» осадочных слоёв в пределах Канадского и Балтийского щитов.

Ледниковая эрозия принципиально отличается от водной и это различие накладывает на первую существенные ограничения. Течение воды со свободной поверхностью, например реки, возможно только при наличии гидравлического уклона, обусловленного топографическим наклоном местности. Работа реки заключается в уменьшении этого уклона [Маккавеев, 1955], а её течение направлено к местному или главному базису эрозии, на уровне которого водный поток теряет живую силу. Если местность тектонически стабильна, река может размыть залегающую с поверхности толщу пород до уровня, не превышающего глубину плёсов в её русле [Шанцер, 1951]. Гораздо более глубокое врезание речных долин в породы субстрата, в десятки и сотни раз превышающие глубины речных плёсов, происходит там, где водная эрозия происходит на фоне тектонического поднятия местности. В отличие от гидравлического уклона реки наклон поверхности ледника является не причиной, а следствием его движения и создаётся в процессе последнего. Механическая работа ледникового щита, расположенного на горизонтальном основании, направлена на гравитационное расползание и преодоление препятствующих ему неровностей рельефа. Эрозионная работа, поэтому, заключается в нивелировании выступов ложа, в котором главная роль отводится абразии [Hallet, 1979]. Если неровности подледникового рельефа будут уничтожены абразией, то и плакинг станет невозможным, вследствие чего скорость ледниковой эрозии резко уменьшится или вообще прекратится. Таким образом, относи-

тельная высота всхолмлений ложа влияет на допустимую глубину ледниковой эрозии примерно так же, как глубина плёсов на эрозию реки. Однако, в отличие от реки ледник не будет врезаться в своё ложе при тектоническом поднятии местности, поскольку его гравитационное расползание не направлено к какому-либо занимающему определённое гипсометрическое положение базису эрозии.

Таким образом, распространённые представления о способности ледниковых щитов к крупномасштабной эрозионной работе как минимум дискуссионны. Крайним выражением этих представлений является уже упоминавшиеся (см. раздел 2.2.1) палеогеографические реконструкции, в соответствии с которыми кристаллические щиты образовались в результате эрозионной эксгумации докембрийских пород в центрах плейстоценовых и гондванских оледенений [White, 1972]. И хотя с этой идеей, возможно, согласны некоторые гляциологи (см. высказывание Дж. Боултона в начале подраздела), вряд ли она может быть принята геологами.

Подлежит переоценке и способность горно-долинных ледников к существенному эрозионному переуглублению занятых ими речных долин. Помимо упомянутых выше аргументов в пользу этого свидетельствует и большая ширина многих ледниковых долин при малом отношении их глубины к ширине [Drewry, 1986], а также то, что эрозия должна неизбежно замедляться по мере обогащения базального льда её продуктами [Hallet, 1981], а в осевых зонах долин – из-за наибольшей здесь мощности ледника [Drewry, 1986].

2.3. Происхождение основных (донных) морен

2.3.1. Традиционные представления

Основным геологическим документом, удостоверяющим реальность былых покровных оледенений северных равнин (в том числе шельфов) Евразии и Америки считается распространение на их площадях нелитифицированных плохо сортированных в основном неслоистых песчано-алеврито-глинистых отложений с рассеянным эрратическим и местным грубообломочным материалом. Поскольку отложения этого типа могут иметь разное происхождение, через сто лет после возникновения ледниковой теории для их обозначения был предложен [Flint et al., 1960] генетически нейтральный термин «диамиктон» (для литифицированных пород «диамиктит»), который и будет использоваться в дальнейшем изложении.

Присутствие в диамиктонах обломков пород за пределами области их естественных выходов на Балтийском и Канадском щитах, обычно, объясняется транспортировкой ледниками с возвышенностей, отображающих упомянутые щиты в рельефе. Эта интерпретация была высказана в период зарождения ледниковой теории как аналогия с её трактовкой причины распространения валунов альпийских гранитов и кристаллических сланцев на обращённых к Альпам склонах гор Юра (см. раздел 1). Однако горно-долинные ледники, подобные альпийским, транспортируют каменные обломки, которые, в основном, попадают на их поверхность в результате гравитационных процессов, происходящих на склонах горного обрамления долин. Постепенно эти обломки опускаются внутрь ледника (внутренняя морена) и могут достигать его подошвы (донная морена). Плакинг пород ложа, если он и имеет место, играет второстепенную роль. Гипотетические ледниковые покровы прошлого были лишены такого источника грубообломочного материала из-за отсутствия на платообразных возвышенностях Канадского и Балтийского щитов, служивших областями их питания, потенциальных нунатаков. Так, на площади Балтийского щита размах рельефа обычно не превышает первых сотен метров и лишь в окрестностях интрузивных массивов Хибин изредка достигает почти километра, тогда как постулируемая мощность гипотетических плейстоценовых ледников здесь была существенно бóльшей и для последнего ледникового максимума, например, принимается равной ~2,5 км [Svendsen et al., 2004]. Считалось поэтому, что эрратические обломки прочных докембрийских пород, коренные выходы которых экспонированы на топографическую поверхность щитов, были отторгнуты ледником со своего ложа и перенесены на территории низменных равнин, в пределах которых кристаллические породы перекрыты осадочным чехлом. Вместе с более тонкими продуктами ледниковой абразии и обломками местных пород, захваченных ледни-

ком при его движении по низменным равнинам, эрратический грубообломочный материал вошёл в состав базального мореносодержащего льда. При его деградации на освободившейся поверхности осталась механическая смесь песка, алеврита и глины с рассеянными в ней галькой, щебнем и валунами чуждых для данной местности пород, которая получила название донной или основной морены (тилла). Таково чисто феноменологическое объяснение природы диамиктонов северных равнин, стихийно сложившееся в рамках ледниковой теории и долгое время считавшееся общепринятым [Рухина, 1960]. Оно не могло опираться на наблюдения в современных горно-долинных и горно-покровных ледниках, ложем которых повсеместно служат скальные породы, и поэтому их основные морены сложены в основном грубообломочным материалом.

2.3.2. Состав и строение базального мореносодержащего льда в современных ледниковых щитах

Традиционные представления прежде всего не согласуются с результатами бурения во внутренних районах крупных ледниковых щитов. Так, на Антарктическом леднике (не считая его морской составляющей) до пород ложа пробурено 5 скважин механическим способом [Талалай, 2011] и ещё несколько (в Западной Антарктиде) – с помощью горячей воды [Engelhardt et al., 1990]. Гренландский ледниковый щит был разбурен до его субстрата также пятью скважинами, из которых одна (скважина North GRIP в северо-западной части Гренландского ледника) на глубине 3091 м достигла субстрата, сложенного нижнепалеозойскими песчаниками и алевролитами, вообще не встретив мореносодержащего льда. Возраст базального льда оценён в 123 тыс. лет [Талалай, 2005].

Две скважины Grip-1 (глубина 3029 м) и GISP-2 (глубина 3053 м) пройдены в 30 км друг от друга на вершине лёдораздела, одна (Day-3 глубиной 2037 м) в северной и одна (Camp Century глубиной 1375 м) в южной частях ледникового щита. Во всех скважинах за исключением North Grip температура базального льда была ниже температуры таяния под давлением, то есть ледник примёрз к своему ложу. В районе лёдораздела его мощность оказалась равной 3003,8 м и 3049,5 м. По данным изучения стабильных изотопов кислорода ледяного керна в скважине GRIP-1 она охватывает последние 250 тыс. лет. Лишь самые нижние 6 м разреза представлены загрязнённым (так называемым алевритовым) льдом с примесью гальки [Dansgaard et al., 1993]. В скважине Day-3 загрязнённый («алевритовый») лёд в подошве ледникового щита имеет мощность 22 м. Он также содержит гальку, количество которой (цифры не приводятся) возрастает по мере приближения к подошве ледника [Dansgaard et al., 1982].

Более полно приподошвенный загрязнённый лёд охарактеризован в скважине Camp Century, где его мощность равна 15,7 м. В этом интервале насчитано более 300 перемежающихся полос чистого и нагруженного осадками льда толщиной от <1 мм до >1 м. Переход между полосами обычно очень чёткий, их порядок и толщина варьируют случайным образом. Размер обломочных зёрен изменяется от <0,002 мм до около 2 мм, их средний гранулометрический состав: глина (<0,002 мм) – 6,63%; алеврит (0,002–0,062 мм) – 30,12%; песок (>0,062 мм) – 63,25%. Вверх по разрезу содержание глинистой фракции растёт, а песчаной уменьшается. Встречаются агрегаты частиц максимальным диаметром 3 см и галька длиной до 2 см. Концентрация детрита изменяется от <0,001% до максимума 0,9% в одной из тёмных полос, в среднем она меньше 0,24% по весу. С. Хиррон и Ч. Лэнгвей [Herron, Langway, 1979] приводят убедительные доводы в пользу того, что тонкий обломочный материал имеет не атмосферное, а подледниковое происхождение и заимствован из неконсолидированного мёрзлого диамиктона мощностью несколько метров, залегающего непосредственно под ледником. Они также считают, что это заимствование осуществлялось с помощью механизма freezing-in, теоретически обоснованного И. Виртманом (см. следующий подраздел).

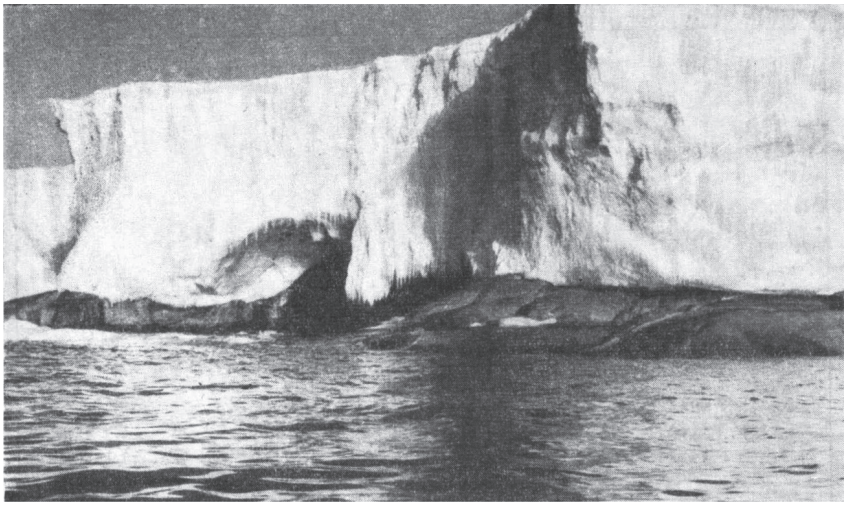
Возраст подошвы Гренландского ледникового щита в скважине Camp Century оценивается в 125 тыс. лет, если примерзание его подошвы к ложу никогда не прерывалось таянием. Если же это происходило, что подразумевает механизм freezing-in, формирования полосчатого базального мореносодержащего льда, он может быть в 2–3 раза древнее. Важно подчеркнуть, что упомянутый механизм, теоретически разработан И. Вирт-

маном [Weertman, 1961] для ледниковых щитов и шапок, непосредственным субстратом которых служат рыхлые отложения с низкой когезией. В скважине Camp Century к таковым относится диамиктон, происхождение которого требует специального исследования.

В Восточной Антарктиде, где максимальный возраст подошвы ледника оценивается в 0,8–1.2 млн лет и более [Талалай, 2011], к настоящему времени до поверхности ложа ледникового щита пробурено 4 скважины. Мореносодержащий лёд в них практически отсутствует, обнаружены лишь диффузные частицы атмосферного переноса. Можно предположить, что причиной этого служит отсутствие на поверхности коренного субстрата рыхлых отложений, что делает невозможным поступление терригенного материала в базальную часть ледника с помощью многократно повторяющегося процесса таяния и замерзания его подошвы (механизм freezing-in). Вместе с тем в Западной Антарктиде единственная скважина, пробуренная сквозь ледниковый щит механическим способом (на станции Бэрд), в интервале 2159,7–2164 м прошла полосчатый базальный лёд. Возраст его подошвы 65 тыс. лет [Талалай, 2011]. На глубине 2164 м скважина встретила напорную воду и до глубины 2165,3 м бурилась по породам ложа. Полосчатость приподошвенной части ледника выражена неравномерным чередованием слоёв чистого и грязного льда. Судя по фотографиям керна мощность полос чистого льда изменяется от 1,5–3,0 до 7 см, а грязного – от 2,5 до 17–18 см [Gow et al., 1979, фиг. 1, 2]. Средняя концентрация терригенного материала, измеренная в трёх образцах длиной 15–22 см изменялась от 12,0 до 15,7% по весу (6–7% по объёму). Это означает, что если ледник мощностью 2164 м, существовавший 65 тыс. лет, вдруг полностью деградирует, на поверхности останется слой морены толщиной всего 26–30 см.

Терригенный материал полосчатого базального льда состоит в основном из глинистых и песчаных частиц, которые иногда образуют сцементированные льдом комки песчано-гравийной и галечной размерности, присутствующие в виде отдельных включений или концентрирующиеся в полосы толщиной несколько сантиметров. Предполагается, что они образовались при замерзании пульпы, которую представляла собой подледниковая талая вода. Подобные агрегаты частиц в мореносодержащем базальном льду зафиксированы скважиной Camp Century в Гренландии (см. выше). В керне присутствуют разнообразные по составу обломки пород галечной размерности (разные типы гранита, кварцевый монцонит, базальт, туф, аркозовый песчаник). Максимальный размер имела удлинённая (8 см) галька гранита. А. Гоу с соавторами приводят ряд фактов в пользу того, что базальный мореносодержащий лёд на станции Бэрд образовался с помощью механизма freezing-in. К сожалению, из пород субстрата керн извлечь не удалось, но по косвенным признакам он представлен рыхлыми отложениями, вероятно, диамиктоном [Gow et al., 1979], в пользу чего свидетельствует и разнообразный петрографический состав грубообломочного материала в базальном мореносодержащем льде. Документально присутствие неконсолидированного диамиктона установлено под выводным ледником «В» Западной Антарктиды [Engelhardt et al., 1990].

Результаты бурения во внутренних районах современных покровных ледников согласуются с наблюдениями на их окраинах и в береговых обрывах к морю. Наблюдения в клифах вокруг ледниковых щитов Гренландии и Антарктиды показывают, что обычно мощности мореносодержащего базального льда изменяются от нескольких метров до десятков метров. Так, в туннеле, сооружённом в 1959 г. близ Кэмп Туто (северо-западная Гренландия, Земля Туле) на расстоянии около 20 м наблюдалось бесчисленное количество отчётливых загрязнённых детритусом слоёв, отделённых друг от друга полосами чистого льда толщиной порядка миллиметров. Сходный по строению базальный мореносодержащий лёд известен под ледниковой шапкой Барнес на острове Баффин [Weertman, 1961]. В монографии Ю.А. Лаврушина приведены две фотографии базальной части Гренландского ледникового щита, экспонированной в береговых обрывах к Баффинову заливу [Лаврушин, 1976, фиг. 3 и 9]. Первая демонстрирует толщу мореносодержащего льда в основании ледниковой лопасти крупнейшего выводного ледника юго-западной Гренландии Фредериксхоб-Исблинк. Строение этой толщи, которая имеет мощность 30 м, аналогично описанному в скважине Camp Century. Она состоит из чередования отчётливо выраженных полос льда в разной степени загрязнённых детритом: относительно мощных более светлых и в несколько раз более тонких тёмных. Количественные данные о содер-



▶ **Фиг. 2.9.** Выход кристаллических пород под Антарктическим ледником в береговом обрыве [Лисицын, 1961]. Базальная часть ледника не содержит мореносодержащего льда

жании детрита в полосах загрязнённого льда не приводятся. Грубообломочный материал в мореносодержащих полосах отсутствует. Показательно название второй фотографии (фиг. 9): «Участок бараньего лба, только что освободившийся из-подо льда. Обращает внимание практически полное отсутствие в основании ледника моренного материала. Ледник в данном месте движется по прочным докембрийским гранитам». Так же можно было бы назвать фотографию в статье А.П. Лисицына (фиг. 2.9), показывающую, что глетчерный лёд Антарктического ледникового щита, экспонированный в его обрыве к океану, от поверхности до границы с кристаллическими породами субстрата совершенно чист.

Итак, в крупнейших современных ледниковых щитах (Гренландия, Антарктида), которые повсеместно покрывают прочные докембрийские и нижнепалеозойские породы, отторжения от ложа обломков этих пород валунной и глыбовой размерности практически не происходит. За период времени, многократно превышающий продолжительность гипотетических ледниковых эпох, базальный лёд этих ледников накопил столь незначительное количество песчано-алеврито-глинистого материала иногда с небольшой примесью гальки, что после его таяния на поверхности останется слой основной морены толщиной в сантиметры. Так, Д. Дръюри для подсчёта общего количества моренного материала в Антарктическом ледниковом щите принимает среднюю мощность базального мореносодержащего льда 10 м и среднее содержание терригенного материала в нём 1% [Drewry, 1986, с. 91], что соответствует отложенной морене мощностью 10 см. Гренландский ледниковый щит оставил бы после своего исчезновения слой морены толщиной 4–5 см, если принять за исходные данные мощность и состав базального мореносодержащего льда в скважине Камп Сенчюри.

Приведенные факты позволяют по крайней мере усомниться в базовом постулате ледниковой теории, в соответствии с которым диамиктоны Северо-Американской и Северо-Европейских равнин являются основными (донными) моренами. В самом деле, откуда в этих «моренах» взялся грубообломочный материал, представленный кристаллическими породами Канадского и Балтийского щитов, если современные Гренландский и Антарктический ледники, расположенные на аналогичном субстрате, практически не транспортируют обломки пород своего ложа? Можно, конечно, объяснить этот феномен тем, что упомянутые ледники примёрзли к своему скальному основанию, вследствие чего практически не оказывают на него эрозионного воздействия (см. раздел 2.2). Такое объяснение, однако, не применимо к центральной части Антарктического ледникового щита [Большиянов, 2006] и к ледниковым потокам Западной Антарктиды [Engelhardt H. et al., 1990]: в их пределах базальная часть ледника имеет в пробуренных скважинах температуру таяния под давлением, но, тем не менее, практически не включает мореносодержащего льда. На ледниковом щите Гренландии, в соответствии с результатами изотопно-кислородного анализа ледяного керна скважин, климатические условия на протяжении последних 250 тыс. лет отличались нестабильно-

стью с температурами как более холодными, так и более тёплыми, чем современные. Зафиксированы климатические осцилляции тепло-холодно с градиентом температур 5–7° (события Дансгаарда-Ошгера). Они имели продолжительность от 500 до 2000 лет, причём процесс повышения температуры указанной амплитуды был очень кратковременным (40–50 лет) [Johnsen et al., 1992; Dansgaard et al., 1993]. По наблюдениям в океанических колонках в Северной Атлантике обособляются климатические циклы продолжительностью 10–15 тыс. лет (события Генриха), завершающиеся обильным образованием айсбергов [Bond et al., 1993].

Учитывая это, можно предполагать, что в продолжительной истории ледникового щита Гренландии были периоды, когда его базальная часть имела температуру таяния под давлением. Последнее и является причиной повсеместно распространённой полосчатости базального мореносодержащего льда, образовавшейся в результате многократного оттаивания и нового замерзания подошвы ледникового щита (механизм freezing in см. следующий подраздел). Таким образом, и Гренландский ледник в отдельные периоды мог эродировать своё ложе, но признаки сколько-нибудь существенной эрозии подстилающих его скальных пород, так же как и под Антарктическим ледником, практически отсутствуют. На это указывают низкая мощность базального мореносодержащего льда, крайне низкая концентрация в нём моренного материала при отсутствии валунов и глыб подстилающих пород и весьма незначительном количестве обломков галечной размерности.

Вместе с тем, признаки донной эрозии проявлены в горно-долинных и горно-покровных ледниках арктических островов, в пределах которых мощность мореносодержащего льда так же незначительна, сокращаясь на выступах пород субстрата (бараньи лбы, ригели) иногда до первых дециметров и возрастая во впадинах между ними до нескольких метров [Гляциология…, 1985; Boulton, 1979c]. Каменный материал попадает в эти ледники со скальных склонов горных долин или нунатаков, образуя поверхностные морены, и в процессе движения ледника в конце концов достигает его подошвы, где скапливается в виде донной (основной) морены. Некоторая часть камней может попадать в базальный лёд непосредственно из скального субстрата с помощью плакинга. Детальные исследования на Шпицбергене показали, что форма и размеры обломочного материала, расположенного на поверхности или внутри ледника (поверхностная и внутренняя морены), обусловлены процессами физического выветривания пород скального обрамления и в меньшей степени их петрографией, не претерпевая в процессе перемещения существенных изменений. Наоборот, каменные обломки транспортируемые вблизи подошвы ледника (донная морена) имеют явные следы ледниковой транспортировки (штрихи, выбоины, сколы) и в отличие от материала, перемещаемого на поверхности или внутри ледника, обладают окатанностью, улучшающейся с увеличением расстояния транспортировки и в среднем составляющей I–II балла по пятибалльной шкале. Толщина этого слоя базально транспортируемого материала редко превышает 10–20 см, а содержание в нём моренного материала изменяется от менее 5% до 50–55% по объёму [Boulton, 1975]. В донных моренах по сравнению с поверхностными и внутриледниковыми значительно возрастает содержание мелкозёма и существенно утоняется его гранулометрический состав (средний диаметр частиц d_0 уменьшается более, чем в 2 раза). Основная масса транспортируемого у ложа материала дробится и истирается до размерности крупного алеврита [Гляциология…, 1985]. Всё это свидетельствует о взаимодействии волочащегося ледником по его ложу обломочного материала с поверхностью подстилающих пород, в процессе которого может происходить не только изменение формы и размеров обломков, но также изборождение и шлифовка поверхности скального субстрата и отчленение от него новых обломков.

Показательно, что подобная «донная морена» зафиксирована и в одном из долинных ледников района сухих долин Антарктиды (Земля Виктория), где возможно супрагляциальное происхождение придонного грубообломочного материала. Так, в монографии Д. Дръюри [Drewry, 1986, с. 97, 99] приведены фотографии базальной части ледника Тейлора, состоящей из полосчатого мореносодержащего льда с концентрацией терригенного материала в наиболее грязных полосах до 25% и более по объёму. В низах толщи, которая имеет мощность порядка 10 м, присутствуют валуны диаметром 25 см. На побережье оазиса Бангера, другого свободного от льда района Антарктиды, в основании выводного ледника встречаются валу-

ны размером около 2 м [Лисицын, 1961, фиг. 27]. Мореносодержащий лёд в этом леднике имеет незначительную мощность при содержании моренного материала в нём 1,6% по весу [Чувардинский, 2012б].

В базальную часть Антарктического и Гренландского ледниковых щитов, в пределах которых источники супрагляциального грубообломочного материала в отличие от горно-долинных и горно-покровных ледников за редкими исключениями отсутствуют, этот материал может поступать лишь непосредственно с ложа. Приведенные выше признаки чрезвычайно слабой эрозии пород субстрата упомянутых ледниковых щитов с очевидностью указывают на то, что плакинг, как процесс поставки в базальный лёд разноразмерных камней с ложа, под ледниковыми щитами практически не проявляется. В свою очередь, крайне незначительная ледниковая абразия пород ложа обусловлена почти полным отсутствием её рабочего инструмента – грубообломочного каменного материала. Следовательно, утверждение о том, что гипотетические Лаврентийский и Скандинавский ледниковые щиты, даже если они реально существовали, транспортировали валуны докембрийских кристаллических пород за пределы области их естественного выхода на поверхность, является гипотезой, не подтверждающейся наблюдениями в областях современного покровного оледенения.

Таким образом, объяснение одного из главных феноменов, способствовавших возникновению и утверждению ледниковой теории (наличие обломков докембрийских пород Канадского и Балтийского щитов в диамиктонах северных равнин), представляется невалидным и требует пересмотра. Правда, существует гипотеза, в соответствии с которой скальные обломки могут попадать в базальную часть мощного ледникового щита в результате растрескивания и дробления пород ложа под воздействием криостатического давления [Drewry, 1986]. Однако механизм разрушения пород скального ложа и его включения в базальные слои ледника, исходно не содержавшие грубообломочного материала, весьма проблематичен. Даже при максимальной известной мощности щитового ледника (4,8 км, Восточная Антарктида) его давление на ложе (43 МПа) значительно (иногда почти на порядок величины) меньше прочности скальных пород на раздавливание. Для преодоления этого препятствия привлекается аналогия с металлами, прочность которых существенно снижает усталость материала, вызванная циклическими нагрузками. Постулируется, что на произвольном элементе раздела ледник/ложе такая усталость связана с изменениями криостатического давления, обусловленными прохождением над ним обломков разных размеров [Drewry, 1986]. Однако как образовались обломки пород, прочность которых существенно превышает величину криостатического давления, ничего не говорится, хотя именно это и является загадкой.

Решение проблемы, по-видимому, возможно только при отказе от концепции ледниковой природы участков распространения шлифовки, полировки и изборождения поверхности скальных пород Балтийского и Канадского кристаллических щитов (хотя такой процесс под современными ледниками возможен и действительно происходит). Весьма убедительны результаты многолетних исследований упомянутого феномена В.Г. Чувардинским [Чувардинский, 1973, 1998, 2008, 2012а], свидетельствующие о его преимущественно тектоническом происхождении. Из детальных наблюдений этого автора эксгумированных сместителей пологих тектонических разрывов следует, что морфология присутствующих на них борозд определяется формой «режущего инструмента», каковым чаще всего служат зажатые между крыльями разлома обломки брекчии трения. Угловатые обломки вытачивают зазубренные борозды с заусеницами и асимметричным поперечным сечением, тогда как прокатанные тектонические гальки формируют более мелкие симметричные линейные углубления на гладкой отполированной поверхности скальных пород. В методических пособиях по полевым наблюдениям борозды первого типа считаются тектоническими, второго – ледниковыми, между тем, как установлено В.Г. Чувардинским, оба типа борозд нередко встречаются на одном зеркале скольжения, чередуясь и сменяя друг друга по простиранию. Иногда они пересекаются поперечными сколами, в том числе серповидными в плане, считающимися характерными для поверхностей ледникового скольжения [Drewry, 1986]. В пользу своей интерпретации В.Г. Чувардинский приводит примеры пологих тектонически отполированных и изборождённых поверхностей скальных пород во внеледниковых районах, морфологически сходных с

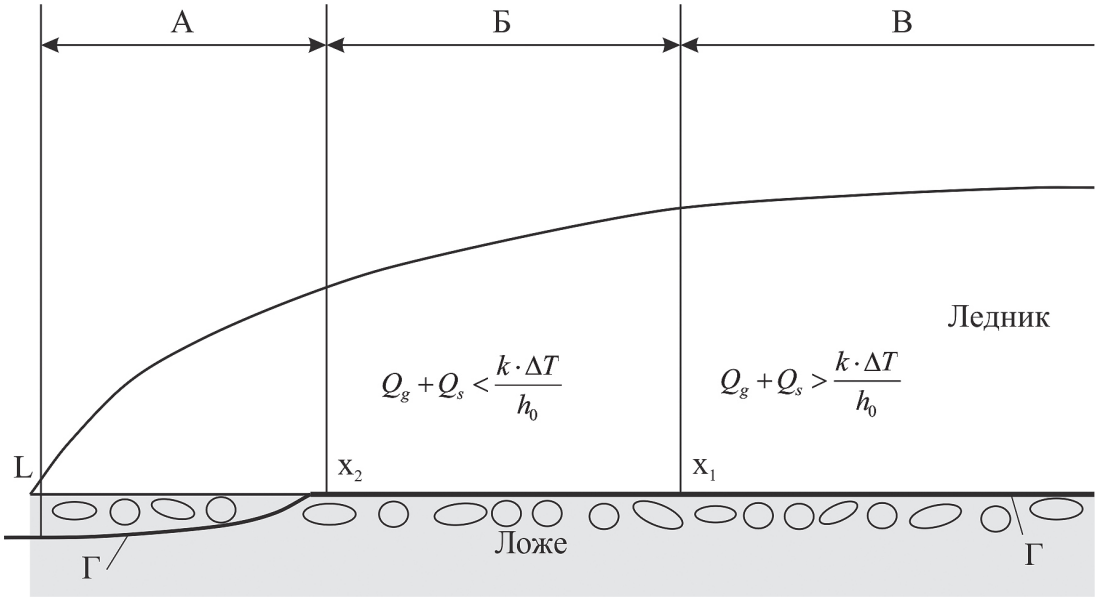
таковыми на Кольском полуострове. В пределах последнего тектоническое происхождение подобных поверхностей доказывает их проиллюстрированное убедительными фотографиями латеральное продолжение под породы висячего бока разрывных нарушений. Следует добавить, что эксгумация пологих поверхностей скольжения на Балтийском и, вероятно, Канадском щитах скорее всего связана с их длительным сводово-блоковым поднятием и, вследствие этого, латеральным растяжением верхних горизонтов земной коры, с которым многие авторы связывают образование фиордов (см. раздел 6.3).

Наряду с тектоническими в высоких широтах встречаются пологие поверхности скальных пород, отшлифованные и исштрихованные каменным материалом, включённым в подошву припайных льдов [Dionne, 1985, 1988; Laverdière et al., 1981; McLellan, 1971]. В.Г. Чувардинский отмечал присутствие подобных поверхностей на побережье Кандалакшского залива на сотни метров выше уровня моря [Чувардинский, 1968].

2.3.3. Гипотеза И. Виртмана о природе полосчатости базального мореносодержащего льда

В предыдущем подразделе я неоднократно ссылался на гипотезу И. Виртмана [Weertman, 1961], предлагающую механизм формирования базальной мореносодержащей части ледника, которая обычно состоит из незакономерного чередования полос чистого и загрязнённого терригенным материалом глетчерного льда. Автор назвал этот механизм термином «freezing model», хотя в гляциологической литературе за ним закрепилось название модель «freezing-in» (вмерзание). Она основана на наблюдениях гляциологов в Гренландии (область Туле) и на острове Баффин, и предполагает, что обогащение базальных горизонтов глетчерного льда терригенным материалом может осуществляться без участия в этом процессе гляциотектоники и ледниковой эрозии (фиг. 2.10). В соответствии с реальной обстановкой на упомянутых территориях модель Виртмана принимает, что в краевой зоне (А) ледниковый щит примёрз к своему ложу, а на удалении от неё его подошва находится в точке таяния. Эта вторая область подразделяется на две части. В наиболее удалённой от ледникового края площади (В) температурный градиент ($k \cdot \Delta T/h_0$) может быть недостаточным для удаления геотермального тепла (Q_g) и тепла продуцируемого трением скольжения (Q_s). В результате придонный лёд тает, а образовавшаяся вода под влиянием градиента криостатического давления отжимается к ближайшей ледниковой окраине (Б). По мере её приближения к последней температурный градиент из-за последовательного утонения ледника возрастает и в пределах некоторого интервала поперечного разреза щита (между точками X_1 и X_2 на фиг. 2.10) талая вода попадает в область, внутри которой в атмосферу отводится больше тепла, чем поступает к ледниковой подошве за счёт геотермального нагрева и скольжения. В этой области вода снова замерзает и становится частью ледникового щита, а благодаря выделяющейся при её замерзании скрытой теплоте плавления температура подошвы ледника остаётся в точке таяния. В краевой зоне (до точки X_2 на фиг. 2.10), где мощность ледника минимальна, он примёрз к ложу, так как изотерма 0 °C перестаёт совпадать с подошвой ледяного щита и располагается на некоторой глубине внутри его субстрата.

Виртман рассматривает неустановившиеся условия, которые в отдельные отрезки времени в той или иной степени испытывают все ледники и ледниковые щиты. Наиболее важным параметром является их мощность, вариации которой во времени изменяют не только градиент температуры, но и давление на ложе, что влияет на скорость скольжения и поступление обусловленного им тепла. Увеличение или уменьшение мощности ледникового щита неизбежно вызывает изменение латеральной позиции точек X_2 и X_1. Сдвиг точки X_2 внутрь площади ледника означает опускание нулевой изотермы в материал, по которому движется ледник, и на его подошву из этих отложений может намерзать терригенный материал, формируя слой грязного льда (механизм freezing-in). Если затем точка X_2 сдвигается в сторону ледникового края, расширяется участок, на котором к подошве ледникового щита примерзает талая вода. Поскольку на предыдущем этапе терригенный материал ложа уже примёрз к подошве ледника, новый чистый лёд формируется под слоем грязного льда, так как именно здесь температура равна точке таяния. Многократное изменение во времени латерального и гипсометрического положения нулевой изотермы может привести к нарастанию снизу



▲ **Фиг. 2.10.** Модель примерзания к ложу в поперечном разрезе ледникового щита [Weertman, 1961]. А – область, в которой ледник примёрз к своему ложу; Б – область, в которой выжатая из области В талая вода примерзла к подошве ледника с сохранением температуры таяния льда (0 °С); В – область, в которой приход тепла к подошве ледника превышает её расход, вследствие чего придонный лёд тает; Г – изотерма 0 °С; k – коэффициент теплопроводности льда; ΔT – градиент температур; h_0 – мощность льда

базальной части ледника лёдогрунтовой толщи, состоящей из неравномерного чередования протяжённых полос чистого и загрязнённого минеральным веществом льда. Толщина полос зависит от продолжительности циклических изменений и может принимать любые значения, а их длина зависит от изменения угла наклона поверхности ледника α, поскольку это изменение определяет расстояние сдвига точки X_2 на фиг. 2.10.

Предложенный механизм формирования полосчатости базального льда, таким образом, является одним из проявлений более общего закона Головкинского-Вальтера. И. Виртман подтверждает его валидность решением серии уравнений, в которых задавались реальные значения величины геотермального теплового потока, скорости скольжения ледника, температурного градиента в его подошве, базального сдвигового напряжения, параметров в уравнении Глена (см. подраздел 2.1.2) и т.п.

Приведенная схема, весьма популярная среди гляциологов [Boulton, 1979; Gow et al., 1979; Herron et al., 1979], в дальнейшем была подтверждена с помощью комплексных исследований, включающих изотопные анализы (δD и $\delta^{18}O$), которые позволяют отличить неизменённый лёд от льда, подвергавшегося повторному замерзанию [Sugden et al., 1987]. Она сменила подвергнутые И. Виртманом критике представления об образовании полосчатости базального мореносодержащего льда за счёт его движения по пологим плоскостям среза, наклонённым навстречу направлению движения ледника. Эти представления, помимо всего прочего, противоречат и гравитационной природе дислокаций глетчерного льда (см. подраздел 2.4.2). Тем не менее, они используются гляциогеологами в качестве основы для палеогляциологических реконструкций. Так, Ю.А. Лаврушин, не приводя никаких возражений против модели И. Виртмана, выделяет гляциодинамические текстуры основных морен (плитчатую, сланцеватую и захвата пород ложа), связывая их образование с послойно-дифференцированным пластическим течением глетчерного льда по плоскостям среза [Лаврушин, 1976]. Гляциологическая база интерпретации происхождения упомянутых текстур в гипотетических основных моренах северных равнин, как показано выше, устарела, а во время работы Ю.А. Лаврушина над монографией была, как минимум, дискуссионной.

Гипотеза Виртмана предполагает, что образование полосчатого базального мореносодержащего льда возможно только в том случае, если на

ложе ледника присутствует высвобожденный из него терригенный (в том числе грубообломочный) материал) или же если ледник движется по нелитифицированным отложениям с пониженной когезией. К сожалению, это часто упускается из вида. Гипотеза не рассматривает вопрос о природе этого низкокогезивного материала. Вместе с тем, уже после выдвижения упомянутой гипотезы к наблюдениям в ледниковых туннелях и ледяных клифах, выполнявшихся на окраинах ледников, добавились результаты сквозного бурения в их внутренних районах, в том числе на ледоразделах. Выяснилось, что и в этих районах сколько-нибудь существенная примесь терригенного материала в ледниковых щитах присутствует только в сравнительно маломощных базальных горизонтах, состоящих из многократного незакономерного чередования полос чистого и загрязнённого терригенным материалом глетчерного льда, подобного зафиксированному на ледниковых окраинах (см. предыдущий подраздел). Можно, поэтому, прийти к выводу о том, что ледниковые щиты вообще не способны к существенной эрозионной переработке своего ложа. Такой вывод тем более вероятен, если учесть, что плакинг под ними невозможен из-за высокого криостатического давления [Weertman, 1964] и единственным источником каменного материала – рабочего инструмента ледниковой эрозии – могли бы служить нунатаки, присутствие которых практически исключено на платообразных возвышенностях Канадского и Балтийского щитов, считающихся центрами оледенений Северной Америки и Европы. По всей вероятности, весьма ограниченное количество обломков гравийной и галечной размерности, обнаруживаемое в полосчатой базальной части ледниковых щитов и куполов, попало в глетчерный лёд не в результате ледниковой эрозии, а путём примерзания к подошве ледников при неустановившемся режиме их течения с помощью механизма freezing-in. Сам же относительно рыхлый терригенный материал, местами перекрывающий кристаллические породы в областях современного покровного оледенения, является продуктом геологической истории, предшествующей оледенению. Он может быть связан с приповерхностными проявлениями тектонической активности разломов, выветриванием или доледниковой эрозией скальных пород, а также с наличием прерывистого покрова нелитифицированных отложений, в том числе диамиктона, с эрратическими и(или) местными каменными обломками). На это указывают результаты бурения скважины Camp Century в Гренландии, а также скважин на станции Бэрд и выводном леднике «В» в Западной Антарктиде [Herron, Langway, 1979; Gow et al., 1979; Engelhardt et al., 1990]. Все они, пройдя ледник, были остановлены в диамиктоне. Существует два варианта объяснения причины присутствия в нём грубообломочного материала: 1) диамиктон является тиллом оледенения горно-долинного типа; 2) диамиктон был отложен в сезонно замерзавшем морском бассейне, в котором каменные обломки захватывались припайными льдами и разносились по акватории. В любом случае упомянутые диамиктоны нельзя считать продуктами геологической деятельности ледниковых щитов, под которыми они обнаружены. Этот вывод имеет отношение к современным представлениям о происхождении основных (донных) морен районов постулируемых покровных оледенений недавнего геологического прошлого.

2.3.4. Проблема происхождения диамиктонов и грубообломочных отложений, обнаруживаемых под современными ледниками

Представления о происхождении основной морены ледниковых щитов в последние несколько десятилетий претерпели существенное изменение. История этой эволюции взглядов изложена в работе [Лаврушин, 1976]. Долгое время считалось, что «…донная и внутренняя морены образуют основную морену, сложенную обломочным материалом, вытаявшим из тела ледника» [Рухина, 1960, с. 13]. И хотя ещё в начале XX в. гляциологами были обнаружены диамиктоны, залегающие под активным ледником, а термин lodgement till как противопоставление абляционному тиллу был предложен Р. Флинтом ещё в 1957 г. [Flint, 1957], потребовалось много времени, чтобы новые взгляды получили широкое признание. В соответствии с представлениями некоторых гляциологов, отображёнными в геологических публикациях [Лаврушин, 1976; Каплянская, Тарноградский, 1993; Moran, 1971; Moran et al., 1980] основная морена отлагается под ледником (субгляциальный тилл) в период активной фазы оледенения. Считается, что подлёдное скопление тилла (lodgement) име-

ет место, когда сила трения между волочащимися частицами и ложем, по которому они движутся, превышает силу, заставляющую их перемещаться вместе с базальным льдом [Boulton, 1975]. По способу преобразования базального мореносодержащего льда в тилл различают основные морены, отлагавшиеся в процессе скольжения ледника по ложу, и при стагнации перегруженного терригенным материалом базального мореносодержащего льда путём таяния сверху [Лаврушин, 1976; Boulton, 1972, 1975; Hallet, 1979, 1981б]. Первые – Ф.А. Каплянская и В.Д. Тарноградский [Каплянская, Тарноградский, 1993] в своей классификации континентальных ледниковых образований включили вслед за Дж. Боултоном [Boulton, 1972] в подгруппу фаций тиллов наслаивания (lodgement tills), вторые – в подгруппу тиллов стагнирования и затем протаивания (melt-out tills). К последним эти авторы относят и морены с гляциодинамическими текстурами по Ю.А. Лаврушину [Лаврушин, 1976], которые считаются «слепками» тектонической структуры мореносодержащего глетчерного льда. Причину сохранения динамических структур ледово-грунтовой смеси в отложенной морене, являющуюся камнем преткновения в гипотезе Ю.А. Лаврушина [Крапивнер, 1986], Ф.А. Каплянская и В.Д. Тарноградский связали с таинственным механизмом, названным протаиванием (вольный перевод английского melt-out по Дж. Боултону).

Мореноподобные отложения под современными ледниками, не содержащие льда или (при наличии мерзлоты) включающие только лёд-цемент, известны на Шпицбергене [Boulton, 1970б], в Гренландии [Herron, Langway, 1979], Исландии [Boulton, 1979c; Humlum, 1981] и в Антарктиде [Gow et al., 1979; Engelhardt et al., 2008]. Однако, встречаются они, по-видимому, редко. Дж. Боултон [Boulton, 1970б] отмечает, что при небольшом количестве контактов ледник/ложе, экспонированных на Шпицбергене, для них характерно общее отсутствие тилла, а К. Грипп, который исследовал краевые зоны на 21 леднике, вообще не встретил подледниковых морен.

Схема формирования подледниковых основных морен Дж. Боултона не является общепризнанной среди гляциологов. Так. Б. Халлет [Hallet, 1979, 1981] приводит аргументы в пользу того, что терригенные частицы произвольных размеров, волочащиеся вдоль раздела ледник/ложе, остаются включёнными в лёд до тех пор, пока скорости скольжения не снизятся до значения, эквивалентного средней скорости таяния базального льда под влиянием геотермального тепла. По Б. Халлету она составляет порядка 10 мм/год, то есть ледник близок к стагнации. До этого «момента» он продолжает абрадировать ложе с убывающей скоростью. Отсюда следует, что отложение лоджемент-тилла представляет собой непродолжительное событие в фазу стагнации ледника. Последнее не согласуется с утверждением Дж. Боултона [Boulton, 1974, p. 52] о том, что частицы в подошве ледника могут останавливаться на ложе при скорости скольжения более 100 м/год в активную фазу оледенения. По мнению Б. Халлета [Hallet, 1979], оно вызвано существенной переоценкой контактной силы частица/ложе, которую Дж. Боултон связывает с эффективным нормальным давлением (см. подраздел 2.2.1). Гипотеза Дж. Боултона предполагает, что диамиктоны северных равнин, считающиеся основными моренами, отложены под движущимся ледником, представляя собой лоджемент-тиллы. В соответствии с гипотезой Б. Халлета отложение лоджемент-тилла является кратковременным эпизодом в фазу затухания активности ледника, что предполагает весьма ограниченное распространение отложенных под движущимся ледником основных морен. То или иное решение этой дискуссионной проблемы чрезвычайно важно для выяснения природы приповерхностных деформационных структур, в которых основная морена участвует наряду с подстилающими отложениями. Гипотеза Дж. Боултона позволяет относить их к проявлениям гляциотектоники, тогда как гипотеза Б. Халлета практически исключает такую возможность. То же самое относится и к генетической (или стратиграфической) интерпретации диамиктонов, встречающихся под современными ледниками: по Дж. Боултону они являются несомненными лоджемент- или мелт-аут-тиллами, тогда как в соответствии с выводами Б. Халлета могут быть и породами ледникового ложа.

По всей вероятности, существует две разновидности осадочных образований, относимых к субгляциальным тиллам, которые можно назвать исландской и шпицбергенской. Подледниковые морены исландского типа, распространённые в выводных, горно-долинных и горно-покровных умеренных ледниках, возможно, действительно являются таковыми, поскольку грубообломочный материал, из которого они состоят, попадал

на поверхность ледников со склонов долин, нунатаков или воздушным путём при вулканических извержениях. В процессе движения ледника этот материал проникал в его внутреннюю часть (внутренняя морена) и, в конце концов, достигал подошвы, отлагаясь подо льдом ещё при его движении. Вместе с тем, не исключено, что донная морена была отложена при деградации ледника, завершавшей одну из предшествующих стадий его продвижения за пределы границ современного оледенения, то есть так, как это и предполагалось ранее [Рухина, 1960].

Подледниковые морены Шпицбергенского типа, считающиеся литологическими аналогами основных морен низменных северных равнин [Boulton, 1970], наиболее изучены под холодными ледниками. Их генетическая интерпретация в опорных разрезах (побережье острова Западный Шпицберген) тесно связана с проблемой генезиса диамиктонов Баренцевоморского шельфа. Ледовоморское происхождение широко распространенных на дне Баренцева моря и, в том числе, в фиордах Шпицбергена, мореноподобных образований было обосновано уже после наблюдений Дж. Боултона на Шпицбергене [Крапивнер, 2009а,б]. По указанной причине априорный вывод этого автора о том, что перекрытый ледником на берегу Билле-фиорда глинистый диамиктон, содержащий скопления раковин морских моллюсков, является тиллом, как минимум, дискуссионен. Более подробно происхождение подледникового диамиктона на побережье Шпицбергена будет рассмотрено в разделе 2.5. В других местонахождениях (главным образом в Гренландии и в Антарктиде) вывод о подледниковом отложении диамиктона обычно базируется лишь на факте залегания мореноподобных образований под современным ледником. Иногда ссылаются на наличие в них смешанных комплексов ископаемой биоты [Engelhardt et al., 1990], что, конечно, не может служить диагностическим признаком основной морены. Большое сомнение в подледниковом генезисе этих образований вызывает их значительная мощность. Щитовые ледники Гренландии и Антарктиды транспортируют столь малые количества моренного материала, что при его высвобождении из глетчерного льда может образоваться слой толщиной в сантиметры или доли дециметра (см. подраздел 2.3.2), тогда как мощность отложений, принимаемых за подледниковый тилл, например, в Западной Антарктиде достигает 8 м [Blankeship et al., 1986; Engelhardt et al., 1990]. Дж. Боултон [Boulton, 1970б, с. 237] называет мощным лоджемент-тиллом четырёхметровый горизонт диамиктона на берегу Шпицбергена, между тем, на европейском севере России известны непрерывные разрезы «переуплотнённого» диамиктона мощностью 100–200 м и более [Сулейманова и др., 1992; Яхимович и др., 1992; Крапивнер, 2006], которые в соответствии с современными классификациями ледниковых отложений должны быть отнесены к подледниковым основным моренам (лоджемент-тиллам).

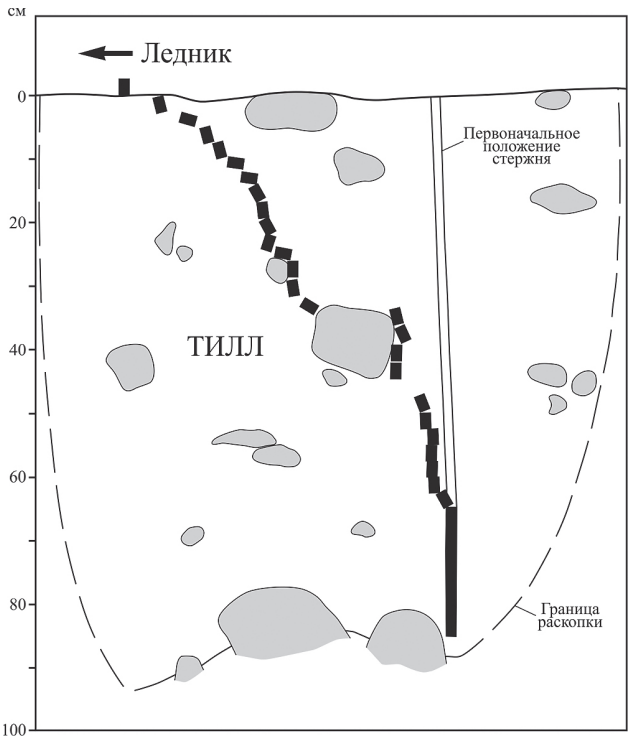
2.4. Подледниковые и внутриледниковые дислокации

Дискуссионная концепция формирования основных морен под активным ледником послужила основанием для ещё более дискуссионных, а чаще всего и явно ошибочных представлений о большой роли в этом процессе разнообразных складчатых и разрывных дислокаций, охватывающих как слои субстрата, так и саму морену. В первом случае они считаются результатом гляциотектонической переработки рыхлых пород ледникового ложа, во втором относятся к так называемым гляциодинамическим текстурам, отражающим деформационную структуру мореносодержащего льда [Лаврушин, 1976]. Логическим завершением подобного подхода к проблеме является выделение так называемых локальных морен или деформационных тиллов [Boulton, 1980; Тарноградский, Каплянская, 1987]. К ним предлагается относить вовлечённые в приповерхностные дислокации, амплитуда которых может измеряться многими метрами и десятками метров, нелитифицированные слои, даже если они не содержат в своём составе диамиктонов, не подстилаются и не перекрываются ими. Априори считается, что эти дислокации отображают начальную стадию мобилизации моренного материала и представляют собой породы ложа (независимо от их возраста и происхождения), нарушенные под ледником и перемещённые им в виде единой массы путём пластического течения или по поверхностям среза [Каплянская, Тарноградский, 1993].

2.4.1. Дислокации слоёв подледникового ложа

Хорошо документированные гляциотектонические дислокации под современными ледниками чрезвычайно редки. По-видимому, наиболее известна экспериментально установленная Дж. Боултоном [Boulton, 1979c] деформация пород ложа ледника Брейдамеркюрйокюдль (Исландия). В 1–2 м над его подошвой была пройдена система туннелей, и в нескольких точках в подстилающий тилл до глубины от 0,6 до 0,85 м (насколько позволяли валуны) были вставлены зонды. Они состояли из центрального стержня с надетыми на него соприкасающимися друг с другом кольцами. Центральные стержни выдёргивались и узкие отверстия скважин запечатывались деревянными пробками. Через 10 дней тилл был частично дренирован откачиванием воды, и в шурфах, выкопанных в районе устья каждого зонда, зарисовывалось положение колец. Оно зафиксировало дислокацию, которой была охвачена верхняя часть лоджемент-тилла мощностью 0,6 м, представлявшую собой горизонтальный сдвиг в вертикальной плоскости. За десять дней горизонтальная амплитуда сдвига достигла 0,5 м, причём основную её часть составила пластическая деформация и только ~10% пришлось на смещение подошвы ледника относительно кровли лоджемент-тилла, то есть на глыбовое скольжение (фиг. 2.11). Дислокации рассматриваемого типа встречены также на Шпицбергене (Boulton, 1970b) и, по-видимому, широко распространены под умеренными ледниками, двигающимися по ложу, состоящему из нелитифицированных отложений. Их возникновение свидетельствует о том, что движению умеренных ледников по субстрату препятствует не только трение на границе раздела ледник/ложе, но и адгезия – прилипание, молекулярное притяжение между соприкасающимися поверхностями. Преодоление этого препятствия так же, как и трение скольжения, обеспечивается величиной угла наклона поверхности ледника α (см. уравнение (2.3)).

Движение ледника по рыхлым отложениям, обладающим слабой когезией (сопротивлением сдвигу, не связанным с трением между частицами), способствует волочению прилипших к подошве ледника отложений субстрата с образованием в их приповерхностной зоне деформации горизонтального пластического сдвига в



▲ **Фиг. 2.11.** Результаты эксперимента Дж. Боултона на одном из ледников Исландии [Boulton, 1979c]. Положение индивидуальных колец в подледниковом тилле через 244 ч после извлечения вертикального стержня, на который они были надеты. 90% движения ледниковой подошвы вперёд сопровождалось деформацией тилла. На рисунок деформации сильно влияли валуны

вертикальной плоскости. Последнее вытекает и из сопоставления фиг. 2.2 и фиг. 2.8. Морфология возникших в результате упомянутого волочения дислокаций определяется главным образом текстурой этих отложений: в тех случаях, когда они в той или иной степени стратифицированы, их незначительная по мощности приповерхностная часть собрана в более или менее сжатые опрокинутые по направлению движения ледника складки волочения. В гомогенных подледниковых отложениях в зоне такой же мощности встречаются пологие до горизонтальных трещины скола. При наличии маломощной (первые метры) многолетней мерзлоты они заполняются сегрегационным льдом из-за процессов таяния и режеляции, сопровождающих относительные смещения крыльев пологих трещин.

Мощность зоны подледниковой деформации рассматриваемого типа, как показывает сопоставление фиг. 2.2 и фиг. 2.8, весьма незначительна и в соответствии с наблюдениям Дж. Боултона на

побережьях Шпицбергена и Исландии [Boulton, 1970b, 1979c] изменяется от долей метра до первых метров. Приповерхностные деформационные структуры, принимаемые на равнинах северной Евразии и Америки за гляциотектониты или деформационные плейстоценовые тиллы, имеют гораздо более разнообразную и сложную кинематику и на 1–2 порядка величины бóльший масштаб. Так, в Северной Америке мощность зоны распространения приповерхностных дислокаций, связанных с деятельностью плейстоценовых ледников, оценивается величинами от 60–180 м [Kupsh, 1961] до 200 м [Moran et al., 1980]. Примерно такие же цифры приводятся и для аналогичных образований Европы [Лаврушин, 1976; Левков, 1980; Кригер и др., 1983]. Гляциотектонической природе этих образований, как уже упоминалось выше (см. подраздел 2.1.2), решительно противоречат законы, которым подчиняется движение ледника. По-видимому, по этой причине Дэвид Дръюри в фундаментальной монографии, посвящённой физике геологических процессов, обусловленных деятельностью ледников, в разделе «Гляциотектонические процессы и структуры» [Drewry, 1986] рассмотрел лишь дислокации собственно глетчерного льда, обойдя молчанием проблему происхождения разнообразных нарушений пород ледникового ложа, которым приписывается гляциотектоническое происхождение. Впрочем, в разделе «Механизмы подледниковой нагрузки» Д. Дръюри всё же посвятил 20 строчек гляциотектоническим структурам в теле движущегося ледника, включающим гигантские блоки пород ложа, Поскольку последние в современных ледниках и ледниковых щитах неизвестны, в качестве примера подобных образований им со ссылкой на статью [Moran et al., 1980] были упомянуты встречающиеся в четвертичных отложениях юго-запада Канады и севера США ископаемые аллохтонные блоки разнообразных по возрасту пород, аномальное залегание которых приписывается деятельности последнего (висконсинского) оледенения.

На площади прерий Северной Америки С. Моран с соавторами в табличной форме охарактеризовали 30 так называемых гляцио-надвиговых террейнов. В рельефе им соответствуют холмы и гряды, состоящие из материала, который, по мнению авторов, был транспортирован более или менее не повреждённым с помощью плакинга или гляцио-надвигов. В их тыловой части нередко расположены удлинённые или субокруглые депрессии, считающиеся местом, из которого перемещались надвинутые массы. Гляцио-надвиговые террейны представлены небольшими одиночными холмами и депрессиями со стороной порядка 100 м или сложными сооружениями площадью более 100 км^2. Во многих местах надвиговые блоки разбиты на серию чешуйчатых плит, отображённых параллельными грядами, осложняющими поверхность более крупного холма. Некоторые холмы состоят из серии чешуйчатых надвиговых покровов или опрокинутых складок. Формирующий террейны материал различен в разных местах. Возможно, наиболее обычны довисконсинские ледниковые образования, многие надвиговые аллохтоны состоят из бассейновых или флювиальных четвертичных осадков, некоторые – из кайнозойских или мезозойских отложений. Например в Северной Дакоте известна гряда шириной около 2 км, состоящая из мелового песчаника.

Предположив распределение температур в подошве ледниковых щитов, использованное в модели И. Виртмана, авторы [Moran et al., 1980] пришли к выводу о том, что наличие вдоль окраины ледника узкой мёрзлой зоны обеспечивало оптимальные условия для надвигообразования, особенно там, где ледник продвигался по погребённым под ним водоносным горизонтам (aquifers). Образование гляционадвиговых террейнов и перемещение аллохтонных блоков на расстояние, иногда измеряемое многими километрами, они объяснили неустановившимися условиями ледниковой окраины и, вследствие этого, многократными перемещениями границы между зонами мёрзлого и талого ложа во внутреннюю часть ледника и в сторону его маргинальной зоны.

Предложенный С. Мораном с соавторами способ включения и транспортировки крупных блоков пород ложа, по мнению Д. Дръюри, является просто вариантом обоснованного И. Виртманом [Weertman, 1961] механизма аккреции материала ложа ледниковым щитом, находящимся в условиях неустановившегося режима течения (см. раздел 2.3.3). Однако, сходство между моделями Виртмана и Морана с соавторами весьма поверхностное и относится лишь к температурным условиям на ложе ледникового щита. И. Виртман считает, что из центральной области последнего, где температура базального льда находится в точке таяния,

плёнка талой воды движется в сторону наименьшего криостатического давления, то есть к окраине щита. При этом молчаливо предполагается, что его субстрат не пропускает воду, иначе она будет не только отжиматься по латерали, но и просачиваться вглубь пород ложа. В модели С. Морана с соавторами породы ложа водопроницаемы и под влиянием градиента криостатического давления талая вода течёт к окраине ледника в пористом или трещиноватом субстрате. Но криостатическая нагрузка может действовать только на сплошной слой базальной талой воды, в водоносном горизонте пород ложа эта нагрузка воспринимается его поровым или трещинным каркасом и вызывает появление пьезометрического напора только в том случае, если отсутствует возможность оттока воды в предледниковую зону. Это, в свою очередь, предполагает промерзание водоносного горизонта на окраине ледника на полную мощность, что противоречит модели Виртмана, допускающей опускание нулевой изотермы под поверхность ложа ледника в его маргинальной зоне на небольшую глубину, соизмеримую с мощностью полос «грязного» льда (см. подраздел 2.3.3). Поэтому первое возражение против гипотезы С. Морана с соавторами, заключается в том, что в общем случае талая вода в подошве ледника не может выдавливаться в водоносные породы его ложа из внутренней области ледникового щита к его окраине под влиянием градиента криостатического давления и не может вызвать повышения напора в водоносном горизонте, если последний не проморожен на всю его мощность. Но даже в том случае, если бы это произошло, повышение давления в водоносном горизонте было бы гораздо менее существенным, чем следует из гипотезы Виртмана, предусматривающей существование под ледником тонкого слоя воды, воспринимающей его гравитационную нагрузку, тогда как в модели Морана с соавторами значительная часть этой нагрузки приходится на поровый или трещинный каркас водовмещающих пород. Таким образом, на окраине ледника, где он, в соответствии с гипотезой, примёрз к ложу, не может возникнуть декларируемого С. Мораном с соавторами противодавления воды, резко снижающего вертикальную нагрузку глетчерного льда, существенно уменьшая тем самым сдвиговую прочность пород ложа.

Следующее возражение относится к механизму возникновения надвигов внутри прочных пород ложа, примёрзших к подошве ледникового щита в его краевой зоне. С. Моран и его соавторы справедливо отмечают, что там, где глетчерный лёд примёрз к материалу субстрата, его движение осуществляется за счёт пластического течения внутри ледника. Вместе с тем они считают, что появление льда-цемента при замерзании ранее талых водоносных пород ложа «приводит к крепкой связи между ледником и его субстратом, которая способствует передаче сдвигового напряжения от движущегося ледника к ложу» [Moran et al., 1980, с. 470]. Практически аналогичная схема развития надвигов, проникающих из пород мёрзлого субстрата в краевую зону ледникового щита с образованием «ледниковых отторженцев» предложена Н.И. Кригером и его соавторами [Кригер и др., 1983]. Здесь мы встречаемся с распространённым среди гляциогеологов заблуждением, вытекающим из неправильного понимания законов, которым подчиняется движение ледникового щита (см. подраздел 2.1.1). В соответствии с ними базальное сдвиговое напряжение τ_b в леднике, определяющее наклон его поверхности, целиком затрачивается на преодоление сопротивления движению в его подошве и поэтому не создаёт горизонтального напора, который мог бы передаваться породам ложа при их прочном сцеплении с подошвой ледника из-за примерзания (см. подраздел 2.1.2). Незначительная по мощности (доли метра и первые метры) зона пластического горизонтального сдвига пород ложа в вертикальной плоскости (см. выше) возникает лишь при перемещении подошвы ледника относительно поверхности ложа, что невозможно там, где она к этому ложу примёрзла. Но даже если бы соблюдение обоих рассмотренных условий, необходимых для формирования гляциотектонических структур по модели С. Морана и др. [Moran et al., 1980] было физически возможно, сколы надвигового типа в породах ложа ледника возникнуть не могли, так как это противоречит их напряжённому состоянию, обусловленному ледниковой нагрузкой. В соответствии с известным принципом Андерсона [Anderson, 1951] в областях с относительно спокойным рельефом эллипсоид нормальных напряжений с тремя главными осями σ_x, σ_y и σ_z, в поле силы тяжести ориентирован так, что две из них (σ_x, σ_y) расположены в субгоризонтальной плоскости, а третья (σ_z) занимает близвертикальное положение. При $\sigma_x > \sigma_y > \sigma_z$ в напряжённом массиве возникают надвиги; при

$\sigma_x > \sigma_z > \sigma_y$ – сдвиги и при $\sigma_z > \sigma_x \geq \sigma_y$ – сбросы. Поскольку в ледниковом щите максимальной всегда является ось σ_z эллипсоида напряжений, формирование надвигов в примёрзших к подошве ледника породах его субстрата под влиянием продольных напряжений τ_b в его основании невозможно, поскольку $\tau_b << \sigma_z$, где σ_z – вертикальное давление ледника на ложе (криостатическое давление).

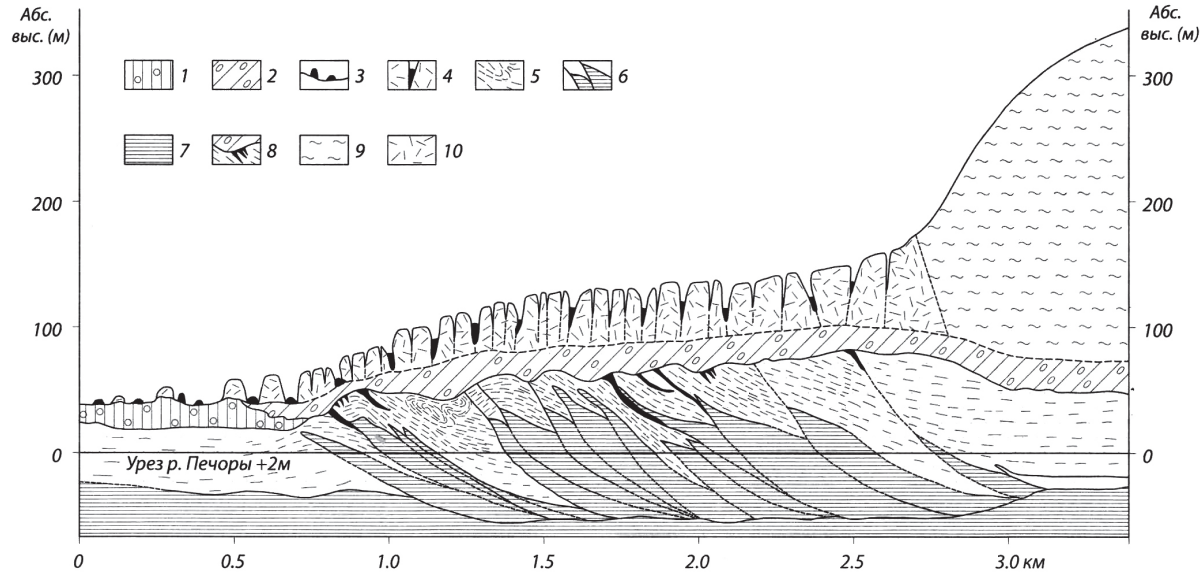
Таким образом, заведомо ошибочное объяснение природы приповерхностных деформационных структур было подтверждено авторитетом известного геофизика [Drewry, 1986] с помощью подмены понятий (см. подразделы 1.3.2, 2.2.2), обычной для работ гляциогеологов и гляциологов, пытающихся научно обосновать постулаты ледниковой теории. В данном случае оно заключается в том, что предложенный И. Виртманом [Weertman, 1961] механизм формирования в ледниковых щитах и куполах базальной пачки, состоящей из чередования слоёв чистого и мореносодержащего льда, был использован для обоснования физической модели ледникового происхождения геологических структур совсем другого типа и неизвестного в современных ледниках масштаба, априори признанных ледниковыми.

Гляциотектоническая гипотеза, несмотря на её широкое признание, не базируется на каких-либо определённых физических моделях. Представления разных авторов по поводу происхождения тех или иных дислокаций зачастую объединяет лишь то, что оно связывается с деятельностью плейстоценовых ледников. Примером может служить опорный разрез новейших отложений в низовье р. Печора на её правом берегу в обнажении Вастьянский Конь, изучавшемся разными исследователями с 30-х гг. прошлого века (местоположение см. на фиг. 3.2). Его основная наиболее детально исследованная часть протяжённостью около 2,6 км возвышается над бечевником на 80–100 м. В береговом обрыве экспонированы две глинистые и разделяющая их песчаная толщи, причём верхняя большинством авторов считается тиллом. Отложения вовлечены в разнообразные по морфологии разномасштабные дислокации, наиболее ярко проявленные на контактах между толщами, в зонах которых глины и пески «внедряются» друг в друга в виде нескольких узких пологих клиньев длиной от десятков метров до 250 м. Встречаются гораздо меньшие по размерам (метры) клиновидные внедрения [Попов, 1963; Гольберт и др., 1973; Эпштейн, 1990; Лавров, Потапенко, 2005]. Острия глинистых «клиньев», обращённые вверх (в зоне нижнего контакта песчаной толщи) и вниз (в зоне её верхнего контакта) внутри толщи песков соединяются полого наклонными секущими поверхностями, фиксирующими надвиговое смещение слоёв. И противники ледниковой теории, и её сторонники интерпретировали структуру разреза, исходя из представлений о незыблемости земной коры. Первые объясняли клиновидные внедрения слоёв их фациальным замещением, а складчатые деформации – экзогенными процессами, сопровождавшими седиментацию [Данилов, 1962в; Попов, 1963]. Гляциогеологи, справедливо указывая на неубедительность этих объяснений, трактовали нарушения нормального залегания слоёв как проявления гляциотектоники, а их пологие клиновидные внедрения связали с образованием напорной морены и гляционадвигами [Гольберт и др., 1973], обусловленными горизонтальным давлением ледника с юго-востока на северо-запад (в соответствии с экспонированным в обнажении направлением падения «гляционадвигов» на юго-восток). Выводы А.В. Гольберта с коллегами были в целом поддержаны О.Г. Эпштейном [Эпштейн, 1990], который принял всю верхнюю часть разреза с клиновидными внедрениями покровного диамиктона в песчаную толщу за напорную морену, образованную горизонтальным давлением ледника с северо-востока. Вскрытые обнажением толщи были отнесены А.В. Гольбертом с коллегами к среднему и позднему плейстоцену, включая поздний вюрм, что наряду с палеонтологическими данными согласовывалось с возрастом проявлений гляциотектоники, поскольку последняя воздействовала и на подошву верхнего «тилла». Измерения естественной остаточной намагниченности нижней толщи глин и нижней части перекрывающих песков (12 образцов) показали устойчивую обратную полярность отложений, что не было принято во внимание О.Г. Эпштейном [Эпштейн, 1990], который считал верхнюю часть разреза с клиновидными внедрениями в пески диамиктона напорной мореной ледника последнего оледенения, а нижнюю – доверхневалдайскими и среднечетвертичными отложениями ледникового ложа. С таким выводом никак нельзя согласиться, поскольку все экспонированные в обнажении толщи деформированы в едином стиле и выдержанная граница несогласия в разрезе отсутствует. Понимая, что палеомагнит-

ные данные дезавуируют модель строения разреза, наделяющую ледник свойствами бульдозера, А.В. Гольберт и его коллеги вынуждены были их игнорировать с помощью весьма экстравагантного предположения, в соответствии с которым весь массив пород (по крайней мере до основания обнажения) был развёрнут ледником в горизонтальной плоскости на 180° [Гольберт и др., 1973, с. 176]. Правда, вскоре оно было опровергнуто на основании дополнительных палеомагнитных измерений [Лосева, Певзнер, 1977], так что гляциотектонические конструкции типа изложенных А.В. Гольбертом с соавторами и О.Г. Эпштейном, теперь не актуальны, тем более, что ещё никто из гляциогеологов не выступил с опровержением вывода о теоретической невозможности развития горизонтального ледникового напора и обусловленных им деформационных структур [Крапивнер, 1992в].

Другая точка зрения на происхождение дислокаций, демонстрируемых обнажением Вастьянский Конь, была опубликована А.С. Лавровым и Л.М. Потапенко [Лавров, Потапенко, 2005, 2012]. Многочисленные замеры элементов залегания слоёв и сместителей разрывных нарушений (к сожалению, не показанные на зарисовках и фотографиях), привели их, как и О.Г. Эпштейна [Эпштейн, 1990], к выводу о том, что «ледниковый напор», вызвавший образование гляционадвигов, осуществлялся с северо-востока (40–60°) на юго-запад в соответствии с направлением движения ледника. Авторы предложили механизм формирования этих структур, не связанный с передачей давления в горизонтальном направлении (так называемым, бульдозерным эффектом). Он в целом повторяет схему возникновения складчато-чешуйчатых дислокаций за счёт выдавливания пород из-под края ледника, предложенную польским исследователем К. Ротницким [Левков, 1980], и базируется на применяемой в инженерной геологии теории предельного напряжённого состояния грунтов, находящихся под внешней нагрузкой. При достижении последней некоторой критической величины в грунтах формируется жёсткое уплотнённое ядро, которое в дальнейшем и разжимает их в стороны, что сопровождается образованием системы вогнутых поверхностей скольжения. Их наиболее протяжённые восходящие ветви наклонены к горизонту под характерным для надвигов углом скалывания $\alpha = \pi/4 - \varphi/2$, где φ – угол внутреннего трения разрушаемых пород. Основное перемещение приурочено к наиболее заглублённой поверхности скольжения, хотя мелкие смещения возможны и по другим вогнутым сколам. В результате происходит выжимание пород из-под нагруженного участка с образованием вала (призмы) выпирания. Э.А. Левков [Левков, 1980] отмечает, что при попытках оценить дислоцирующую способность периферической части наступающего ледникового покрова, в расчётах учитывался лишь вес его прифронтового пояса, которого, как правило, недостаточно для возникновения деформационных структур с помощью описываемого выше механизма. По мнению Э.А. Левкова, модель К. Ротницкого неадекватна условиям в краевой зоне ледника и необходимо учитывать горизонтальный ледниковый напор. Вследствие этого в предложенной им схеме формирования так называемых скибовых дислокаций внешняя незаглублённая нагрузка наклонена по отношению к вертикали под углом 5°. Но даже и такая несовместимая с теоретической гляциологией модель (см. раздел 2.1) не спасает положения: давление на ледниковый субстрат всё равно оказывается недостаточным для развития дислокаций [Крапивнер, 1992в].

А.С. Лавров и Л.М. Потапенко [Лавров, Потапенко, 2005] вносят в эту модель важное изменение, полагая, что выдавливание пород ложа происходит не перед фронтом ледника, а внутри него, что допускает резкое увеличение криостатического давления, поскольку не ограничивает мощность ледникового покрова. Необходимый для возникновения горизонтального подледникового выдавливания градиент этого давления обеспечивался, по мнению авторов, периодическим отчленением обширных участков краевой зоны ледникового щита от области питания. Последние становились массивом мёртвого льда и быстро теряли мощность, тогда как проксимальная часть ледника сохраняла её, переходя в пассивное состояние, так как не теряла связи с областью питания, что создавало условия для выдавливания очередного блока-чешуи (фиг. 2.12). В ходе развития процесса зона градиента вертикального давления смещалась в сторону проксимального массива льда, в результате формировались надвинутые друг на друга чешуи (гляциошарьяжи), причём мореносодержащий лёд и возникшая из него основная морена не теряли сплошности, облекая комплекс выжатых чешуй ледникового ложа. Последнее противоречит наблюдениям других авторов, которые фиксирова-



▲ **Фиг. 2.12.** Гляциотектоническая схема формирования дислокаций, экспонированных в обнажении «Вастьянский Конь», низовье р. Печоры [Лавров, Потапенко, 2005]. *1* – горизонт основной морены; *2* – мореносодержащая часть ледника; *3* – грядки и холмики на поверхности ледника; *4* – абляционная морена в трещинах мёртвого льда; *5* – песчаная толща (штрихами показано залегание слоёв и их деформация); *6* – блоки морских глин; *7* – морские глины; *8* – моренные языки; *9* – пассивный лёд; *10* – мёртвый лёд

ли внедрения «языков» верхней «морены» в подстилающие пески [Данилов, 1962в; Попов, 1963; Гольберт и др., 1973]. Возникшее гляциотектоническое сооружение А.С. Лавров и Л.М. Потапенко предлагают называть субгляциальной компрессионной мореной или мореной подлёдного выдавливания, которая, по их мнению, формировалась не в период наступания активного ледника, как предполагается гипотезами, базирующимися на «бульдозерном эффекте», а на этапе стабилизации ледникового края. Эта стабилизация не означает, однако, прекращения движения глетчерного льда, а свидетельствует лишь о динамическом равновесии между его приходом в области питания и расходом в основном на ледниковых окраинах, чего предложенная гипотеза не учитывает.

Важнейшим элементом приведенной умозрительной конструкции является резкий градиент вертикального давления внутри ледникового покрова. Авторы полагают, что условия благоприятные для его возникновения обеспечивались «в период восстановления изостазии при вертикальных движениях блоков литосферы, дифференцированных активизированными зонами разломов древнего заложения. Вдоль них сплошность ледникового пласта нарушалась… Массив, отделённый зоной разлома от области питания (дистальный), терял свою мощность гораздо быстрее, чем проксимальный. Благодаря этому вдоль узкой зоны между проксимальным и дистальным массивами льда возникал перепад вертикального давления» [Лавров, Потапенко, 2012, с. 101]. На схематическом региональном разрезе, пересекающем Большеземельскую и Малоземельскую тундры [Лавров, Потапенко, 2005, с. 119, рис. 61], показана серия таких разломов, причём некоторые из них достигают подошвы верхневалдайской морены.

Основные возражения против изложенной гипотезы заключаются в следующем. 1) Тезис о гляциоизостатическом поднятии площади Большеземельской и Малоземельской тундр является голословным и требует серьёзного обоснования. Изостатическая компенсация избыточной гравитационной нагрузки осуществляется в астеносфере на глубинах порядка 100–150 км, поэтому размеры площадей, упругой литосферы, способных участвовать в изостатических вертикальных движениях, измеряются сотнями километров. 2) Гляциоизостатическая компенсация в астеносфере возникает там, где мощность ледника в активную фазу была максимальной (порядка 2–3 км, на фиг. 2.12 она незначительно превышает 350 м) и при снятии или резком уменьшении ледниковой нагрузки распространятся от центра оледенения

к его окраинам (см. раздел 6.3), тогда как в модели А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко фронт чешуйчатых надвигов продвигался в противоположном направлении. 3) В предложенной модели активизация разломов фундамента не могла быть вызвана гляциоизостазией, так как обусловленные ими дислокации в обнажении Вастьянский Конь возникли, по мнению авторов, ранее 15,1–14,3 тыс. календарных лет доныне [Лавров, Потапенко, 2012], то есть в самом начале периода последней дегляциации. В соответствии с ледниковой теорией гляциоизостазия начинается с существенным запозданием: после снятия или резкого уменьшения ледниковой нагрузки. 4) Даже если бы активизация разломов имела место как проявление дифференцированных неотектонических движений, она не могла повлечь за собой разделения ледникового покрова на массивы пассивного и мёртвого льда по теоретическим соображениям. В теле современных ледников такие случаи неизвестны. Это и понятно, поскольку при медленных тектонических движениях напряжения в подошве ледника демпфировались возрастанием скорости его скольжения в соответствии с уравнением (2.4). Зачаточные субвертикальные трещины, если они и возникали, не успевали распространяться вертикально вверх на большое расстояние, так как из-за горизонтального движения ледника должны были смещаться вниз по его течению и искривляться в процессе развивающейся в базальной части глетчера деформации простого сдвига в вертикальной плоскости. Подобные явления действительно наблюдаются на окраинах ледников Шпицбергена, где их мощность измеряется первыми десятками метров (см. следующий подраздел). Теоретически ледник мог быть рассечён разломом до поверхности только при его небольшой мощности и динамическом (то есть сейсмическом) смещении крыльев, что в районе низовьев р. Печоры крайне маловероятно, тем более в виде часто повторяющегося события, как того требует предложенная схема. Таким образом, рассматриваемая гипотеза, устраняет главный недостаток модели Э.А. Левкова, путем введения в систему рассуждений ложного посыла, продуцирующего артефакт, не имеющий отношения к геологической деятельности реальных ледниковых покровов.

Близкая, но столь же невалидная «тектоногляциотектоническая» гипотеза выдвигалась для объяснения удивительной закономерности – расположения озовых гряд Карелии и Финляндии в зонах разломов фундамента. По мнению финского геолога М. Хярме озы формировались в трещинах материкового ледникового покрова, возникших в результате глыбовых движений поверхности ледникового субстрата по разломам [Лак, Лукашов, 1967].

Рассмотренные в этом подразделе и упомянутые в подразделе 2.2.2 примеры объяснения физической природы разнообразных приповерхностных дислокаций, которые в явной или скрытой форме подразумевают ключевую роль горизонтального ледникового напора, противоречат положениям гляциологии, механики и гидродинамики. Их можно было бы многократно умножить, однако и они позволяют объективно оценить состояние проблемы, поскольку иллюстрируют взгляды ведущих специалистов по геологии ледникового периода, зачастую пытающихся обосновать свои гипотетические построения наблюдениями и теоретическими разработками гляциологов или умозрительными гипотезами. Очевидным и не подлежащим сомнению фактом является то, что деятельность современных ледников не продуцирует деформационные структуры и экзотические аллохтонные блоки по масштабу подобные встречающимся на равнинах севера Америки и Евразии, и поэтому их априорное отнесение на указанных территориях к гляциотектоническим образованиям не корректно. Тем более не корректно использование упомянутых структур в качестве примеров, иллюстрирующих крупномасштабную геологическую деятельность материковых ледников прошлого (подмена понятий).

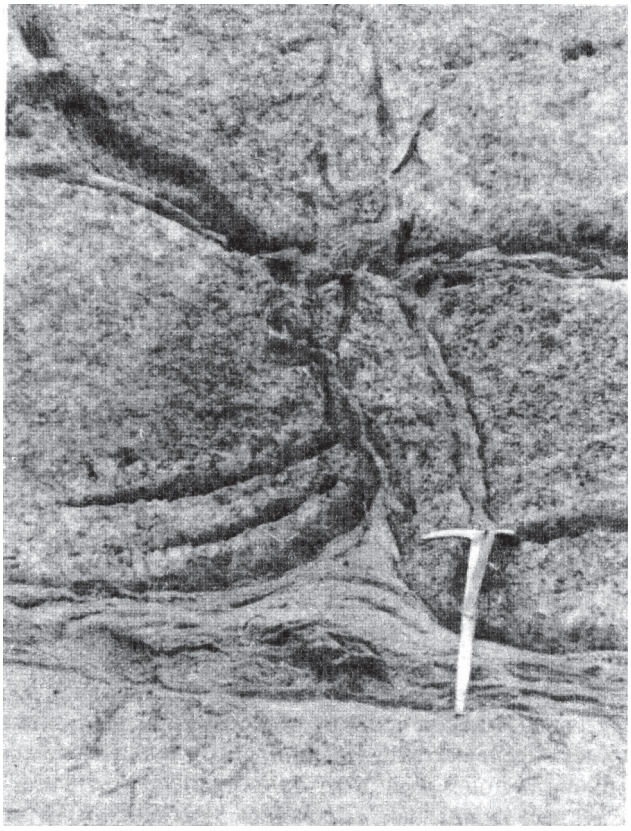
Правильному пониманию генезиса рассматриваемых образований препятствует предполагаемая «по умолчанию» всеми палеогеографическими реконструкциями гляциогеологов незыблемость (в течение ледникового периода) земной коры (за исключением гляциоизостазии, (см. раздел 1.1)). На представления о такой незыблемости не повлиял даже упоминаемый во многих публикациях факт пространственной связи проявлений «гляциотектоники» с тектоническими разломами в фундаменте [Вайтонис, 1979; Кригер и др., 1983; Левков, Горелик, 1979; Малаховский и др., 1980; Матвеев, 1980; Палиенко, 1987. Стонкус, 1979 и др.]. Между тем современное состояние геологической науки позволяет применять для изучения подобных дислокаций структурный анализ,

базирующийся на принципах тектонофизики. С его помощью удаётся доказать, что значительная часть приповерхностных дислокаций относится к группе вторичных структур областей динамического влияния неотектонически активных разломов фундамента. Энергетическим источником формирования таких структур служит горизонтальное, вертикальное или комбинированное смещение крыльев разлома фундамента, продуцирующее в надразломной зоне чехла локальное поле вторичное тектонических напряжений. Насколько можно судить по опубликованным данным, дислокации в обнажении Вастьянский Конь представляют собой вторичные разрывные и складчатые нарушения разных порядков, кинематики и ориентировки, приуроченные к области динамического влияния разлома фундамента северо-западного простирания (~310–330°), близкого к ориентировке стенки обнажения. Дислокации постседиментационны по отношению ко всему разрезу новейших отложений, включая верхний диамиктон. В геологическом смысле они являются «живыми», поскольку их расположение в опущенным крыле разлома отображается на поведении продольного профиля меженного уреза воды в современном русле р. Печоры (см. подраздел 3.2.3). Значительная часть деформационных структур, аналогичных наблюдавшимся в упомянутом обнажении, была задокументирована в области динамического влияния разлома фундамента взбросо-сдвигового типа, к которому приурочен прямолинейный вытянутый на северо-запад берег острова Колгуев [Крапивнер, Скоробогатько, 2012]. Такими же простиранием и кинематическим типом, по-видимому, обладает разлом фундамента, деформационные структуры области динамического влияния которого экспонированы в обнажении Вастьянский Конь. Из-за наличия взбросовой компоненты смещения его крыльев, крутые на глубине вторичные разрывные нарушения при подходе к дневной поверхности выполаживаются в сторону опущенного блока, из-за чего приобретают сходство с надвигами и даже шарьяжами [Крапивнер, 1986, 1992а]. Аллохтоны таких «надвигов» и «шарьяжей» обычно принимаются за крупные ледниковые отторженцы. Подобным тектоническим стилем обладают многие «классические гляциодислокации»: Каневские, Сещинские, Атлымские и др. [Крапивнер, 1986, 1992а; Крапивнер, Юдкевич, 1989; Крапивнер, Смирнов, 2001; Зилинг, 1969]. В последние годы ряд геологов, изучающих тектонику Балтийского щита, приходят к выводу о существовании сквозных структурно-кинематических парагенезов, которые формировались и периодически подновлялись по крайней мере с палеопротерозоя до неотектонической эпохи. При этом выделяются и вторичные разрывные нарушения, проникающие в покров четвертичных отложений [Колодяжный и др., 2007; Зыков, 2015].

Второй распространённый кинематический тип приповерхностных дислокаций, считающихся в областях развития гипотетических материковых оледенений гляциотектоническими, относится к проявлениям складчатости нагнетания. В рамках гляциотектонической концепции образование подобных деформационных структур связывается с выжиманием податливого материала ледникового ложа либо перед фронтом ледника [Левков, 1980], либо в зияющие внутри него полости различного масштаба и происхождения [Лаврушин, 1976]. К сожалению, из всех приведенных этими авторами примеров «текстур внедрения» или «инъективных форм» единственными достоверными структурами нагнетания являются дислокации Дудергофских высот и района г. Павловска, где роль активного слоя в деформационном процессе играют глины нижнекембрийской лонтоваской свиты, а также дислокации Новогрудской и Гродненской возвышенностей, в которых эту роль выполняет турон-маастрихтский глинистый мел Белоруссии [Левков, 1980]. По всей вероятности, к категории складок нагнетания, в которых активным слоем являются находившиеся в мёрзлом состоянии четвертичные пески, могут быть отнесены и приповерхностные дислокации разреза Мохты севернее Варшавы [Лаврушин, 1976; Левков, 1980]. В остальных случаях оба автора принимают за гляциопротрузии, гляциодиапиры и т.п. вторичные складчатые или даже разрывные («гляциодайки») нарушения областей динамического влияния разломов фундамента.

На приведенной Ю.А. Лаврушиным [Лаврушин, 1976, с. 80] фотографии базальной части выводного ледника Фредериксхоб-Инсблик (Гренландия) видна трещина отрыва, деформированная в процессе его движения (см. следующий подраздел) и заполненная внедрившимися снизу на высоту порядка 1 м деформированными голоценовыми морскими отложениями ледникового ложа (фиг. 2.13). Она названа гляциодиапиром, но ни-

какого отношения к диапирам не имеет, поскольку ядра диапиров (от *греч.* diaperio – протыкаю) возникают при отсутствии свободных полостей, в которые мог бы быть выжат материал активного слоя, и сами прокладывают себе путь к поверхности, преодолевая сопротивление отложений покровного комплекса [Крапивнер, 1992б]. «Гляциодиапир», наблюдавшийся Ю.А. Лаврушиным в основании ледника Фредериксхоб-Инсблик, должен исчезнуть при базальном таянии последнего. По этой причине существование в подошве ледника открытых полостей, постулируемое этим автором в качестве одного из главных факторов, способствующих возникновению «гляциопротрузий», никак не может обеспечить сохранение структуры выжатых в эти полости инъекций материала ледникового ложа после исчезновения вмещающего их льда. Нельзя согласиться с Ю.А. Лаврушиным и Э.А. Левковым и в том, что «инъецируемым» (по выражению Э.А. Левкова) материалом являются слабо консолидированные отложения, находящиеся в пластичном или водонасыщенном состоянии. Этому противоречит строение большой группы приповерхностных дислокаций рассматриваемого кинематического типа, ядра нагнетания которых представлены палеогеновыми опоками и опоковидными глинами, сенон-датскими опоковидными песчаниками и алеверолитами севера Западной Сибири и погруженного подводного плато Вёринг [Крапивнер, 1992б, 1997, 2007; Caston, Lane, 1974], турон-маастрихтскими глинистыми писчими мелами Белоруссии [Левков, 1980], миоценовыми бурыми углями Лейпцигского бассейна [Eismann, 1981], диамиктоном Баренцевского шельфа, многолетнемёрзлыми песками Ямала и т.п. [Крапивнер, 1990, 1992б]. При этом, Э.А. Левков признаёт, что пески, «инъецируемые» в перекрывающий диамиктон разреза Мохты, могли выполнять роль активного слоя только в том случае, если были мёрзлыми [Левков, 1980]. Если процесс гравитационного выдавливания отложений ложа, обладающих пластичностью, в зияющие внутриледниковые полости не вызывает возражений, и против существования возникших таким образом ископаемых структур выступает только невозможность их сохранения после исчезновения вмещающего льда, то модель Э.А. Левкова противоречива. Судя по приведенным им разрезам приповерхностные инъективные структуры Белоруссии перекрыты диамиктоном (по Э.А. Левкову



▲ **Фиг. 2.13.** «Гляциодиапиры», в основании «надвиговых чешуй» выводного ледника Фредериксхоб-Исблинк [Ю.А. Лаврушин, 1976]. В интерпретации, предлагаемой автором – внедрение морских голоценовых отложений ложа ледника в растущую от его подошвы трещину отрыва, испытавшую деформацию пластического горизонтального сдвига в вертикальной плоскости. На снимке видно, что её 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 не совместимо с динамической обстановкой формирования надвигов

тиллом). Таким образом, пластичный материал ледникового ложа выдавливался перед фронтом ледника под отложенный ранее тилл, но ведь этот тилл в соответствии с современными взглядами на происхождение основных морен (см. предыдущий раздел) должен был продолжаться под ледник. Таким образом, гравитационное криостатическое давление действовало не непосредственно на «инъецировавшийся» из-под ледника пластичный материал, а передавалось на него через тилл, который, следовательно, обладает гораздо бóльшей прочностью на сжатие, чем этот материал. Вместе с тем, в местах своего скопления за предела-

ми ледника выдавленный пластичный материал преодолевал весьма существенное сопротивление тилла поперечному изгибу, что возможно только в том случае, если он прочнее тилла. Эту антиномию, а также теоретические ошибки, неизбежные при попытках подобрать физический механизм происхождения дислокаций, в явном или скрытом виде подразумевающие существование горизонтального ледникового напора (см. выше), можно преодолеть лишь сменив парадигму (Крапивнер, 1992б).

Инъективные структуры (складки нагнетания), обнаруженные в верхних горизонтах осадочного чехла, и морфологически, и генетически подобны структурам, образованным на большой глубине каменной солью или глиной, находящейся на последней стадии гравитационного уплотнения [Крапивнер, 1990]. Их возникновение в конечном счёте связано не с инверсией плотности, а с реакцией осадочного чехла на дифференцированные тектонические движения поверхности фундамента при наличии в разрезе чехла активного слоя, обладающего наименьшим по сравнению с выше- и нижележащими слоями периодом релаксации напряжений (более подробно об этом см. в подразделе 6.3.2). Этот тип приповерхностных дислокаций часто сопряжён с линейно-грядовым рельефом, а выраженные в рельефе складки нагнетания, в которых активным слоем является диамиктон, нередко принимаются за друмлины. Крупные аллохтонные тела пород активного слоя, представляющие собой диапировые шляпы, считаются ледниковыми отторженцами. Тектоническое происхождение подобных деформационных структур обосновано на примере ряда широко известных «гляциотектонических» дислокаций: Самаровских, Малососьвинских, Арка-Табъяхинских, Юганских и др. [Крапивнер, 1979, 1992б, 1997, 2004, 2007; Зайонц, 1972]. Во многих случаях оба кинематических типа приповерхностных дислокаций встречаются совместно на разных иерархических уровнях. Неотектонические деформации (чаще всего складки нагнетания) многолетнемёрзлых пород являются причиной возникновения в них фазовых переходов «лёд-вода» и «вода-лёд», в результате чего на участках пониженного стресса формируются залежи ископаемых пластовых льдов, петрографически сходных с глетчерными [Крапивнер, 1990]. Вывод о неотектоническом происхождение пластовых льдов поддерживается и некоторыми мерзлотоведами [Великоцкий, 2016]. Наконец, ориентировка удлинённых осей галек и валунов, иногда фиксируемая в диамиктонах, совсем не обязательно является функцией направления движения ледника. Как известно, любые удлинённые объекты, заключённые в породе, испытывающей деформацию пластического течения, в процессе этой деформации вращаются и приобретают ориентировку, в наименьшей степени препятствующую течению материала матрицы. Это было продемонстрировано автором на примере диамиктонов Печорской низменности [Крапивнер, 1973].

В пользу неотектонического природы приповерхностных дислокаций иногда свидетельствуют некоторые косвенные признаки, например резкое изменение продольного профиля или ширины речных долин, особенности пространственного распределения приповерхностных деформационных структур и т.п. Так, при пересечении рекой Печора зоны развития дислокаций района д. Мархида – обнажение «Вастьянский Конь» – Хонгурей, расположенной в опущенном крыле разлома фундамента, происходит резкое уменьшение её продольного уклона (см. подраздел 3.2.3). По обе стороны от современного Урала количество и амплитуда рассматриваемых деформационных структур растёт в северном направлении, что служит одним из аргументов в пользу их ледникового происхождения. Однако, одновременно увеличиваются абсолютная высота и морфологическая выразительность этого субмеридионального орографического сооружения, достигающие максимума на Приполярном и Полярном Урале, которые иногда называют Уральскими Альпами. Далее к северу такая тенденция продолжается сочленяющимся с Полярным Уралом в торец Пайхойским поднятием, которое представляет собой южную оконечность Пайхойско-Новоземельского складчатого пояса [Богацкий и др., 1996а]. Очевидно, что оба явления имеют парагенетическую связь, обусловленную тектоническими процессами, происходящими в недрах Земли, а не деятельностью ледников. В комплексе с фациальным анализом новейших отложений они указывают на неотектоническую природу как упомянутых складчатых зон в качестве единого орографического сооружения, так и приповерхностных дислокаций новейших отложений, в том числе на Пай-Хое.

2.4.2. Дислокации глетчерного льда

Ниже рассматриваются, в основном, только те внутриледниковые дислокации, которые имеют отношение к происхождению донных морен и приповерхностных деформационных структур, интерпретируемых как гляциотектонические. Деформации глетчерного льда можно наблюдать благодаря часто присутствующей в основном в горно-долинных ледниках горизонтальной полосчатости (foliation), выраженной вариациями размеров и (или) формы кристаллов и послойной концентрации пузырьков воздуха. Эта полосчатость участвует в дислокациях пассивно, не влияя на морфологию деформационных структур [Hudleston, 1976]. Их формирование обусловлено характером напряжённого состояния ледника и рельефом его ложа. В ледниковых щитах и шапках наиболее распространены разнообразные по морфологии, кинематике и размерам складки, образующиеся на нестабильных окраинах ледников, растекающихся по неровному ложу [Патерсон, 1972; Hudleston, 1976, 1983, 2015]. Развитию складок в этих условиях способствует реология глетчерного льда: он легко деформируется при напряжениях около 100 кПа (предел сопротивления льда умеренного ледника на сдвиг [Патерсон, 1972]), а возрастанию напряжений, существенно превышающих эту величину, препятствует нелинейная зависимость между скоростью течения и приложенным напряжением (уравнение (2.4)).

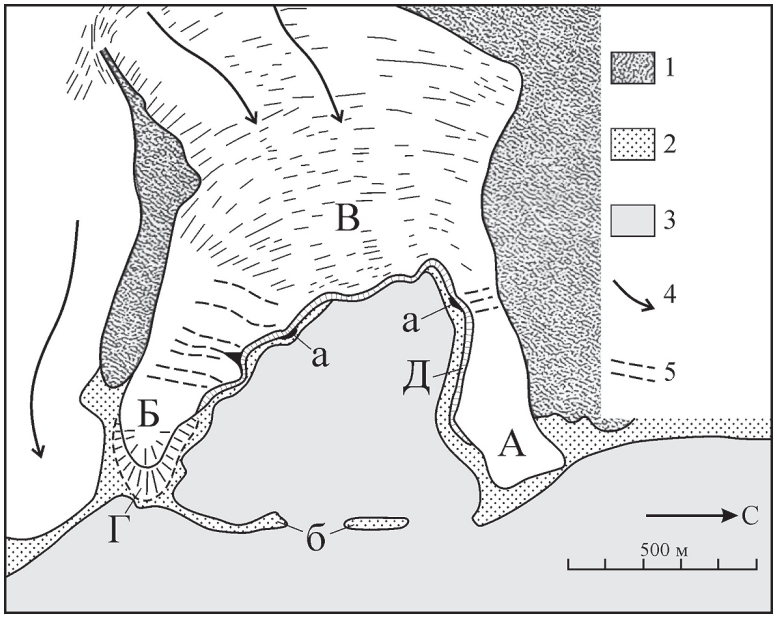
Деформация равнинного ледника покровного типа в процессе его растекания представляет собой комбинацию чистого и простого сдвига, причём роль последнего всё более возрастает от поверхности к подошве и от центра к краям ледникового щита (см. фиг. 2.1, 2.2). Пластический простой сдвиг в вертикальной плоскости обусловлен возрастанием скорости горизонтального течения в вертикальном разрезе, градиент которого особенно значителен в базальной части ледника (см. фиг. 2.8). Учитывая подобный характер эллипсоидов деформаций глетчерного льда, а также тот факт, что его прочность, как и прочность большинства других материалов на отрыв существенно ниже, чем на скалывание, наиболее распространённым кинематическим типом разрывных нарушений в теле ледников должны быть вертикальные трещины отрыва. Это заключение подтверждается наблюдениями [Hudleston, 2015]. Бóльшая часть трещин зарождается на поверхности льда и проникает вниз на значительную глубину, в холодных ледниках бóльшую, чем в умеренных. Закрывшиеся в процессе движения ледника «следы трещин образуют плоскости, которые испытывают вращение, заставляющее постепенно менять их положение от вертикального до наклонного, падающего в сторону вершины… купола» [Патерсон, 1972, с. 268]. Подобный процесс детально охарактеризован в недавнем обзоре структур глетчерного льда, выполненным П.Дж. Хадлестоном, в котором отмечается, что трещины отрыва с момента возникновения смещаются по направлению движения ледника и из-за наличия градиентов его течения вращаются. Смещение или вращение вызывает изменение кинематики трещины: расхождение её стенок сменяется сближением, что в конце концов приводит либо к их смыканию с образованием «следов трещин», либо к возникновению жил метаморфизованного снега или замерзанию проникшей в трещину талой воды. Вероятно, такое происхождение имеют залеченные заполненные чистым льдом трещины («голубые ленты»), часто встречающиеся в долинных ледниках. Во время вращения поле напряжений и деформаций в окрестностях расщелины изменяется ещё до того как она станет жилой или следом трещины и её стенки начинают смещаться параллельно по отношению друг к другу. Подобные относительные смещения стенок зияющих трещин были зафиксированы прямыми наблюдениями и свидетельствуют о том, что ограниченные ими расщелины не являются трещинами скола [Hudleston, 2015]. В соответствии с анализом У.С. Патерсона [Патерсон, 1972] при незначительной мощности глетчерного льда (десятки метров) в краевых частях ледников трещины отрыва могут возникать и в их базальной части. Для этого достаточно, чтобы хотя бы одна компонента эллипсоида нормальных напряжений была растягивающей. Подобные трещины должны искривляться особенно существенно в связи с тем, что в базальной и краевой частях ледников преобладающую роль играет деформация простого пластического сдвига глетчерного льда в вертикальной плоскости (см. фиг. 2.1, 2.2).

Гораздо менее широкое по сравнению с трещинами отрыва развитие имеют нормальные сбросы, которые наиболее обычны у подножий ледопадов. В зонах резкого перепада скоростей горизонтального движения на границах быстротекущих выводных

ледников и дренируемых ими ледниковых массивов встречаются трещины, формирующиеся в обстановке горизонтального пластического сдвига в горизонтальной плоскости [Engelhardt et al., 1990].

Для интерпретации генезиса приповерхностных деформационных структур в районах развития постулируемых плейстоценовых оледенений наиболее важна проблема образования так называемых гляционадвигов. Поскольку движение ледников осуществляется за счёт расхода гравитационной энергии (см. подраздел 2.1.2), горизонтальная сила, позволяющая преодолевать препятствия этому движению (выступы пород субстрата или массивы потерявшего пластичность базального мореносодержащего льда), отображает затрату части этой энергии на преодоление препятствия. Но часть не может быть больше целого, поэтому в ледниках (по крайней мере, равнинных, где сила тяжести практически перпендикулярна топографической поверхности) вертикальная сила тяжести всегда больше возникающих в процессе его движения горизонтальных сил ($\sigma_z > \sigma_x \geq \sigma_y$). Отсюда следует, что даже если напряжение в базальной части ледника превысит прочность глетчерного льда, в ней, в соответствии с принципом Андерсона (см. предыдущий подраздел), могут возникнуть нормальные сбросы и трещины отрыва, но отнюдь не надвиги. В монографии У.С. Патерсона лишь несколько строк уделено небольшим надвигам: они характерны для концевых частей ледниковых языков, областей абляции каровых ледников, а также тех мест, где ледники упираются в моренные гряды, причём иногда надвиги, по-видимому, парагенетически связаны со сдвиговыми деформациями вышележащего льда [Патерсон, 1972]. Это относится и к содержательному обзору П.Дж. Хадлестона [Hudleston, 2015]. По его мнению, в многочисленных публикациях с примерами надвигов или сдвигов признаки поверхностей разрыва, по которым постулируется гляциотектоническое смещение, являются косвенными (за исключением сёрджирующих ледников). Автор приводит ссылки на работы, в которых структуры с отчётливыми смещениями надвигового типа интерпретировались как трассы испытавших вращение в вертикальной плоскости сомкнутых раздвигов, реактивизированных как надвиги. П.Дж. Хадлестон обращает внимание на то, что для возникновения разрывных нарушений скалывания требуются напряжения, гораздо бóльшие, чем зафиксированные в ледниках, и приводит сведения об экспериментах, доказывающих, что даже в сёрджирующих ледниках, где наблюдались наиболее высокие напряжения, условия для образования надвигов неблагоприятны. Тем не менее, надвиги документируются многими гляциологами, что противоречит упомянутому важному положению тектонофизики.

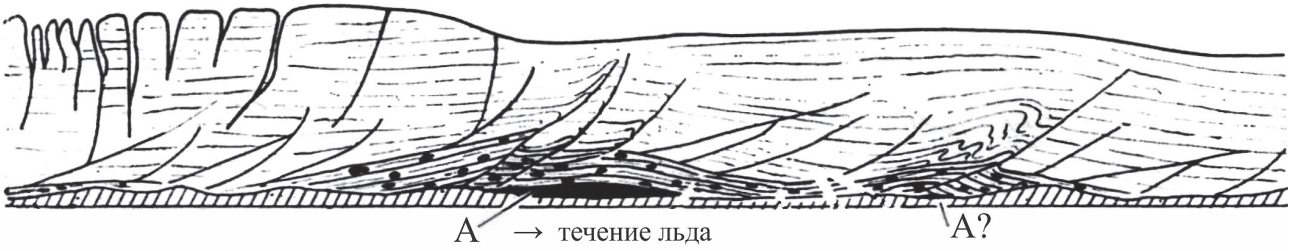
Следует, правда, отметить, что опубликованные примеры разрывов надвигового типа относятся к горно-долинным, горнопокровным или выводным ледникам, то есть ледникам стока по П.А. Шумскому [Шумский, 1969], где их образование, обыч-



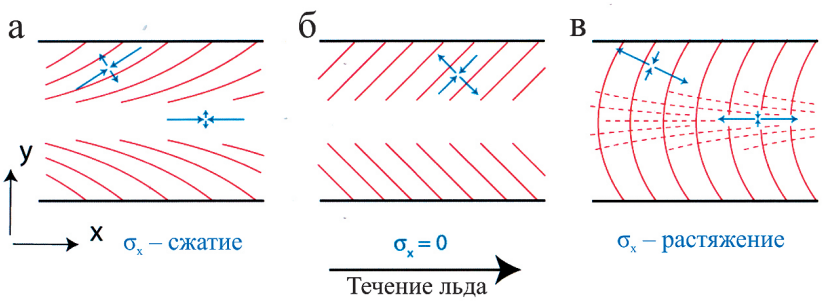
◀ **Фиг. 2.14.** Карта терминальной части ледника Макарова с его ледяными клифами, экспонированными на берегах Рауд-фиорда, северо-западная оконечность острова Западный Шпицберген [Boulton, 1970a]. *1* – не перекрытая ледником поверхность кристаллических пород; *2* – предледниковые флювиогляциальные отложения и морена; *3* – море; *4* – направление движения ледника; *5* – площадь распространения супрагляциальных детритовых полос. А и Б – ледниковый фронт в виде пологого склона; В – площадь ледника с большим количеством расщелин; Г – супрагляциальная морена; Д – в роли ледникового фронта клиф; а – выходы кристаллических пород под ледником; б – моренный бар

но, связывается с особенностями продольного профиля наклонного ложа ледника и латеральным изменением физических условий в подошве последнего (таяние под давлением, примерзание), как например, в горно-покровном леднике Бертиль на Шпицбергене [Лаврушин, 1976; Гляциология…, 1985]. Впрочем, и в ледниках стока многие разрывные нарушения, диагностированные как надвиги, могут считаться таковыми лишь кинематически, являясь преобразованными в процессе пластического течения льда трещинами отрыва.

Иллюстрацией могут служить наблюдения Дж. Боултона [Boulton, 1970a] в береговых обрывах высотой 20–30 м терминальной части долинного ледника Макарова в Рауд-фиорде на северо-западной оконечности острова Западный Шпицберген (фиг. 2.14). Поверхность ледника местами разбита вертикальными трещинами отрыва, стенки которых постепенно смыкаются вниз по разрезу. Они не достигают подножья ледяного обрыва, испытывая в нижней части искривление, обусловленное деформацией простого горизонтального сдвига в вертикальной плоскости при движении ледника (фиг. 2.15). От его подошвы отходят трещины, полого наклонённые навстречу движению ледника, становящиеся всё более крутыми вверх по разрезу так, что угол их наклона, как отмечает Дж. Боултон, может изменяться от 20° до 85°. Таким образом, нижняя группа трещин так же, как и верхняя, искривляется в соответствии с направлением движения ледника, что является веским аргументом в пользу их общей природы – структур латерального растяжения, развивавшихся в теле ледника не только сверху, но и снизу. В пользу последнего свидетельствует и форма ледника Макарова в плане: его ширина по мере приближения к берегу моря возрастает (см. фиг. 2.14), следовательно, он испытывает поперечное растяжение, что в соответствии с анализом У.С. Патерсона (см. выше) определяет возможность роста трещин отрыва снизу вверх от подошвы ледника по схеме, приведенной на фиг. 2.16а, б. Подобная развивающаяся снизу тре-



▲ **Фиг. 2.15.** Разрез ледника Макарова вдоль его южного клифа [Boulton, 1970a]. A – выходы кристаллических пород



▲ **Фиг. 2.16.** Классическая схема трещин отрыва в долинном леднике согласно (Nye, 1952). При отсутствии продольного напряжения ($\sigma_x = 0$) краевые трещины формируются под углом 45° к бортам долины. В присутствии продольного напряжения углы меньше или больше 45°, в зависимости от того, является ли это напряжение сжимающим или растягивающим. Если продольное напряжение растягивающее, формируются поперечные трещины отрыва, искривлённые из-за того, что на продольное растяжение при приближении к бортам долины накладывается напряжение сдвига. Вторая система трещин отрыва (пунктирные линии) может формироваться, если оба главных нормальных напряжения являются растягивающими. Стрелки показывают направление, знак и величину главных нормальных напряжений.

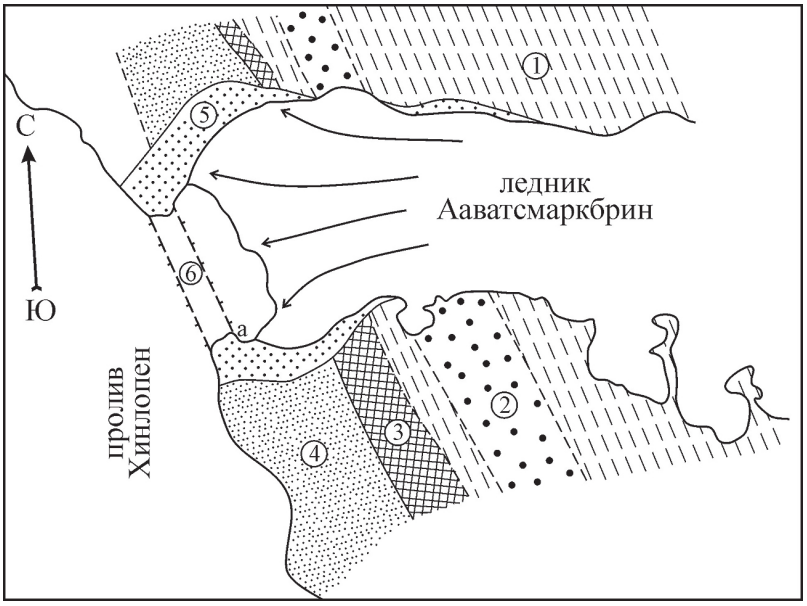
а – компрессионное течение; *б* – продольное напряжение отсутствует; *в* – течение в условиях продольного растяжения [Hudleston, 2015]

щина отрыва, стенки которой быстро смыкаются вверх по разрезу в процессе пластического течения льда, сфотографирована Ю.А. Лаврушиным [Лаврушин, 1976] в основании выводного ледника Фредериксхоб-Исблинк (Гренландия) и была принята им за гляционадвиг только из-за её пологого наклона (см. фиг. 2.13). Надвиги, однако, образуются в обстановке латерального сжатия, что исключает возможность зафиксированного фотографией зияния в зоне разрыва, ставшего вместилищем «гляциодиапира» (см. предыдущий подраздел). В приведенном примере (см. фиг. 2.15) Дж. Боултон также считает трещины, зарождающиеся у подошвы ледника, надвигами из-за их пологого наклона, чему противоречат два факта: 1) упоминавшаяся выше эволюция наклона этих разрывов в вертикальном разрезе; 2) большинство пологих трещин пересекает горизонтальные полосы внутри льда не смещая их; 3) трещины располагаются на флангах ледника Макарова, как и предполагается механизмом формирования трещин отрыва в горно-долинных ледниках (см. фиг. 2.16а, б).

В соответствии с динамимической классификацией разрывных нарушений [Anderson, 1951] в условиях равнинного рельефа надвиги образуются под углом скалывания (30–35°) к горизонтальной оси наибольшего сжатия «*x*», каковой в рассматриваемом случае служит направление движения ледника. Вверх по разрезу этот угол может постепенно возрастать максимум до 60°, что объясняется уменьшением пластичности материала напряжённого массива [Геологический…, 1973]. Однако это происходит в толщах горных пород мощностью в сотни метров и километры, тогда как высота ледниковых обрывов, в которых можно наблюдать деформационную структуру льда, обычно измеряется первыми десятками метров. К тому же пластичность льда вверх по разрезу не уменьшается, а, наоборот, возрастает, поскольку основная масса снижающего её терригенного материала приурочена к базальной части ледника.

В береговых обрывах ледника Макарова углы падения трещин определялись Дж. Боултоном визуально по наклону в стенке клифа и их истинные величины больше приведенных значений, поскольку они ориентированы косо по отношению к линии берега параллельной оси ледника (см. фиг. 2.16). По этой причине даже на визуально пологих фрагментах разрывов их истинный наклон может превышать 30–35°. Вместе с тем, на верхних по течению ледника сторонах двух небольших выступов пород ледникового субстрата зафиксированы малоамплитудные смещения крыльев упомянутых трещин и сопряжённые с ними мелкие складки. Кинематика разрывных смещений и морфология складок характерны для нарушений надвигового типа. Последнее вполне объяснимо: трещины отрыва, зарождавшиеся у подошвы ледника, проградировали вверх поперёк направлению его движения, что вызывало смыкание их стенок, и одновременно искривлялись в процессе деформации горизонтального сдвига в вертикальной плоскости. Таким образом, в основной своей части они приняли вид пологих разрывных нарушений, морфологически подобных разрывам сколового типа. Перед выступами ледникового ложа в базальной части ледника возникает горизонтальное сжатие (см. раздел 2.1.2), которое в данном случае реализовалось смещениями по восстанию пологих участков разрывных нарушений и образованием приразрывных складок. Эти нарушения, однако, нельзя назвать надвигами, поскольку они образовались в поле напряжений, продуцирующем трещины отрыва, которыми первоначально и являлись. В качестве компромисса для них можно предложить термин «кинематические гляционадвиги», поскольку они отображают кинематические, а не динамические условия в теле ледника.

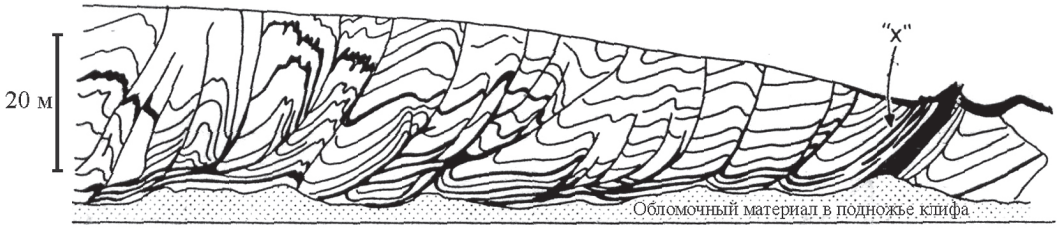
Ярким примером деформированности глетчерного льда в обстановке латерального сжатия считаются [Drewry, 1986] дислокации, наблюдавшиеся Дж. Боултоном [Boulton, 1970a] в терминальных обрывах долинного ледника Аавастмаркбрин (западное побережье острова Западный Шпицберген). Ледник движется по дислоцированным скальным породам докембрийской формации Гекла Хук, которые по разлому северо-северо-западного простирания, унаследованного ориентировкой современного берега моря, контактируют с палеогеновыми песчаниками и конгломератами грабена Форландсундет, унаследованного проливом Хинлопен. После пересечения разлома ледник выходит из ущелья на прибрежную равнину, узкой полосой протягивающуюся вдоль берега моря, и растекается в стороны, заканчиваясь в небольшой бухте (далее она будет называться Безымянной), которая расширяется вглубь суши (фиг. 2.17). Глубины этой акватории Дж. Боултоном не указаны, но форма бухты предполагает существование подводного порога между её входными мысами,



▶ **Фиг. 2.17.** Генерализованная геологическая карта района нижнего течения ледника Ааватсмаркбрин [Boulton, 1970a], местоположение см. на фиг. 2.19. Формация Гекла Хок: *1* – сланцы; *2* – кварциты; *3* – известняки; палеогеновые отложения: *4* – песчаники; современные отложения: *5* – морена, *а* – расположение обнажения, приведенного на фиг. 2.18; *б* (дополнение автора) – предполагаемый подводный порог

оказавшего существенное влияние на напряжённое состояние терминального отрезка ледника Ааватсмаркбрин. На коротких северо-западном и юго-восточном флангах бухты фронт ледника достигает берега открытого моря, тогда как в его акватории он отступил, по-видимому, из-за откалывания айсбергов. Дж. Боултон обследовал разрезы ледяных клифов юго-восточного берега бухты Их подножье здесь замаскировано покровом вытаявших при отступании ледяного клифа обломков, из-под которого местами выступают породы палеогенового субстрата, тогда как на северо-восточном, поперечном к движению ледника берегу бухты его ложе находится ниже уровня моря.

Ледник обладает отчётливой горизонтальной полосчатостью, обусловленной наличием слоёв с многочисленными газовыми пузырьками и чередованием лент, образованных кристаллами льда разных размеров. Полосчатость прорезана густой сетью разрывных нарушений: горизонтальные размеры обособляемых ими блоков изменяются от нескольких метров до 20 м. Элементы залегания разрывов не измерялись, поэтому их наклон в береговом обрыве является лишь некоторым приближением к истинному. Дж. Боултон считает, что в продольном разрезе на юго-восточном борту бухты они ориентированы приблизительно поперёк направления движения ледника, хотя их простирание может существенно изменяться. Между сближенными сместителями полосчатость обрисовывает группы мелких складок, осевые поверхности которых наклонены навстречу направлению движения ледника, причём с висячим боком «надвигов» сопряжены антиклинали, а с лежачим – синклинали, что свидетельствует о смещениях льда по восстанию разрывных нарушений, то есть об обстановке латерального сжатия (фиг. 2.18). Дж. Боултон называет эти нарушения



▲ **Фиг. 2.18.** Разрез вдоль южного фланга ледника Ааватсмаркбрин в бухте Безымянной (*а* на фиг. 2.17) по [Boulton, 1970a]. Загрязнённый детритом лёд залегает параллельно полосчатости чистого льда («*X*») и иногда затянут в основание срезающих эту полосчатость разрывов. Вблизи продольного окончания ледника экспонирована экзотическая пластина консолидированных четвертичных отложений

надвигами, однако они имеют не свойственную для сместителей надвигов форму. В обрывах высотой до 30 м большинство разрывов обладает крутым до вертикального падением и лишь вблизи подножья они несколько выполаживаются вверх по течению ледника иногда до характерного для надвигов наклона, соответствующего углу скалывания (30–35°). Амплитуда смещения по восстанию «надвигов» незначительна, но установить её не удаётся из-за отсутствия выдержанных маркирующих горизонтов.

На юго-западной окраине зоны упомянутых дислокаций в глетчерный лёд включёна пластина нелитифицированных четвертичных отложений, содержащих только поровый лёд. Она выступает из-под покрова детритуса в основании обрыва под углом 50° к направлению движения ледника. Вверх по разрезу угол её наклона постепенно увеличивается и у поверхности ледника достигает 85°. В стенке ледяного обрыва пластина имеет видимую длину, немного превышающую 20 м и ширину 4–5 м, возможно завышенную из-за не поперечной к простиранию пластины плановой ориентировки ледяного клифа. В период формирования дислокаций мощность ледника Ааватсмаркбрин была больше современной, на что указывает срезание его поверхностью сопряжённых с разрывами складок, обрисованных полосчатостью льда. Увеличение мощности и продвижение ледника к морю с возможным вторжением его в акваторию пролива Хинлопен, вероятно, происходило на протяжении так называемого малого ледникового периода, когда в горных районах Европы в XVII–XIX вв. наблюдалось всеобщее наступание ледников. На Шпицбергене оно получило название стадии Трескелен. Именно в эту стадию продвинувшиеся ледники переотложили с берегов и дна фиордов Шпицбергена плавник, морскую фауну и другие органические остатки [Гляциология…, 1985]. Завершение стадии Трескелен ознаменовалось уменьшением мощности ледника Ааватсмаркбрин, вследствие чего в наиболее глубоководной части бухты Безымянная он всплыл с образованием айсбергов, в конце концов освободивших эту её площадь от глетчерного льда.

В соответствии с крайне лаконичным описанием Дж. Боултона разрез экзотической пластины начинается горизонтом слоистого крупнозернистого песка максимальной мощностью 0,8 м, содержащего много целых морских раковин и их обломков, который через «контакт переслаивания» сменяется чёрным тиллом. В нём также встречаются морские раковины, причём некоторые, даже наиболее тонкие, сохранились целиком. На фиг. 2.18 песок показан только в апикальной части висячего бока пластины. По описанию Дж. Боултона неясно, образует ли он непрерывный слой, не отображённый на рисунке из-за его малой мощности, или встречается в виде отдельных обрывков. Очевидно лишь, что пластина сложена в основном диамиктоном, который на Баренцевоморском шельфе имеет алеврито-глинистый состав с подчинённым количеством песка и незначительной примесью грубообломочного материала [Крапивнер, 2009б]. Дж. Боултон, называвший этот диамиктон тиллом, наблюдал в нём плоскости скола, наиболее выразительные из которых наклонены под углом 60° к направлению падения или восстания границ экзотической пластины, образуя сопряжённую систему, свидетельствующую о том, что она подвергалась поперечному сжатию. По мнению Дж. Боултона, «тилл» был отложен в море и состоит из осадков, вытаявших из фронтальной части ледника или отколовшихся от неё айсбергов, то есть фактически является ледниково-морским образованием. Впоследствии эти осадки были приморожены к подошве двигавшегося по ним ледника и приморожденная пластина заняла своё положение внутри ледника в результате смещения по одному из гляционадвигов. В связи с наличием поперечной компоненты течения в терминальной части ледника пластина транспортировались к юго-восточному борту бухты Безымянной как единое целое.

Интерпретации Дж. Боултона, помимо практической невозможности развития внутриледниковых надвигов, противоречит крутой до субвертикального наклон гляциоразрывов в вертикальном разрезе, а также тот факт, что висячий борт рассматриваемой аллохтонной пластины не срезает подобно сместителю надвига полосчатость льда, но вписывается в его деформационную структуру: контакты пластины со льдом параллельны полосчатости последнего (см. фиг. 2.18).

Имеющиеся весьма отрывочные данные, тем не менее, позволяют выдвинуть гипотезу, объясняющую причину, по которой пластина консолидированных четвертичных отложений была эвакуирована с морского дна, включена в глетчерный лёд и поставлена «на голову». Проверка этой гипоте-

зы требует более детальных комплексных исследований. Наиболее вероятен следующий ответ на эти вопросы: упомянутая «пластина» является деформационной структурой, образованной нагнетанием слабоконсолидированных осадков ледникового ложа в зияющую трещину отрыва, то есть имеет такое же происхождение, как её миниатюрный аналог, наблюдавшийся Ю.А. Лаврушиным в леднике Фредериксхоб-Исблинк (см. фиг. 2.13). Материалом нагнетания служил перекрытый маломощным горизонтом песка диамиктоновый ил, гранулометрический состав которого идентичен таковому диамиктона ([Крапивнер, 2009а,б], см. подраздел 5.4.1). Нагнетание было вызвано криостатическим давлением и осуществлялось в трещины отрыва, развивавшиеся как от поверхности ледника, так и от его подошвы. По крайней мере одна из них представляла собой расщелину шириной несколько метров. Возникновение трещин отрыва могло быть обусловлено продольным растяжением ледника над выступами круто падающих прочных палеозойских пород его ложа (кварцитов и известняков), протягивающихся в северо-западном направлении среди поля развития гораздо менее прочных сланцев и палеогеновых песчаников (см. фиг. 2.17). Вероятно, почти сразу после выхода ледника на прибрежную равнину, он стал двигаться по дну бухты, и диамиктоновый ил был выжат в сохранившуюся расщелину, проткнув тонкий покров вышележащего песка, обрывки которого ныне присутствуют в верхней части образовавшейся «дайки». Возникшая в процессе нагнетания сложная деформированность [Крапивнер, 1992б, 1997, 2004] не отобразилась на микроструктуре ила благодаря его гомогенности. При дальнейшем движении продольное растяжение ледника сменилось сжатием, усиливавшимся по мере приближения к подводному порогу, расположенному между входными мысами бухты Безымянная. В то же время он испытывал поперечное растяжение, поскольку расползался в стороны по прибрежной равнине. Подобно тому, как это происходило во фронтальной части ледника Макарова (см. выше), растущие снизу трещины отрыва и вместе с ними экзотическая внутриледниковая «дайка» приобретали характерный наклон навстречу направлению движения ледника и выпуклый по этому направлению изгиб. В процессе деформации горизонтального пластического сдвига в вертикальной плоскости и действия продольной сжимающей силы трещины отрыва закрывались, а стенки «дайки», вмещавшей диамиктоновый ил, постепенно сближались. В результате этого ил сначала уплотнялся из-за удаления поровой воды, а затем начал выдавливаться из «дайки», образуя на поверхности ледника покров, подобный диапировой шляпе (см. фиг. 2.18). При дальнейшем динамическом уплотнении ил приобрёл консистенцию диамиктона (см. подраздел 4.2.3) и способность к хрупкому разрушению в виде сопряжённых трещин, наклонённых под углом скалывания (обычно 30–35°) к направлению сжимающей силы. После того, как дальнейшее динамическое уплотнение диамиктона стало невозможным, на контактах с экзотической «дайкой» начинал медленно выжиматься лёд, формируя параллельные этим контактам полосы перекристаллизации. Благодаря наличию поперечной компоненты движения ледника экзотическая внутриледниковая «дайка» заняла своё нынешнее положение на фланге фронтальной части ледника Ааватсмаркбрин.

Современный облик отрезок побережья бухты Безымянной, наблюдавшийся Дж. Боултоном, приобрёл в результате недавнего (вероятно позднe- или послетрескеленского) поднятия площади, вследствие которого подошва ледника на его юго-восточном фланге местами выступила из-под уровня моря. Это сопровождалось промораживанием той части диамиктоновой «дайки», которая ранее располагалась ниже уровня моря.

Столь существенное внимание рассмотренному феномену уделено в связи с тем, что Дж. Боултон неоднократно ссылается на него, в том числе для обоснования происхождения лоджемент-тиллов. На основании выводов Дж. Боултона Ю.А. Лаврушин и О.Г. Эпштейн [Лаврушин, Эпштейн, 2000, с. 17] утверждают: «Механизм подошвенного примерзания блоков рыхлого субстрата обеспечивает введение в базальную часть ледника разных, в том числе очень крупных тел осадков. Именно таким способом в ледниковых отложениях оказались заключены многие известные огромные блоки («гигантские отторженцы») слаболитифицированных и нелитифицированных осадков протяжённостью до километров и мощностью до 100–150 м». При этом авторы ссылаются на монографии [Лаврушин, 1976; Левков, 1980], в которых приведены сведения о «гляциотектонических» дислокациях и «ледниковых отторженцах» отнюдь не под или

перед современными ледниками, а на площадях, по существующим представлениям покрывавшихся материковыми льдами в плейстоцене (подмена понятий).

Особое значение дислокациям внутри мореносодержащего глетчерного льда придавали Е.В. Шанцер [Шанцер, 1966] и вслед за ним Ю.А. Лаврушин [Лаврушин, 1976], по мнению которых деформационные структуры, существовавшие внутри базального льда, зафиксированы ископаемыми текстурами основных морен, отложенных под активными плейстоценовыми ледниками северных равнин. Ю.А. Лаврушин [Лаврушин, 1976] выделяет внутри отложенных основных морен гляциодинамические текстуры скольжения ледника по плоскостям внутренних сколов. Ссылаясь на работу П.А. Шумского [Шумский, 1969], он относит подобное скольжение к одному из трёх основных типов движения глетчерного льда наравне с пластическим течением и глыбовым скольжением по ложу, что не находит подтверждения в работах других гляциологов [Калесник, 1963; Патерсон, 1972; Weertman, 1961, 1964; Budd, 1969, 1970; Drewry, 1986б; Hudleston, 2015]. Изложенные в этом подразделе данные показывают, что выделение группы гляциодинамических текстур движения льда по плоскостям внутренних сколов не имеет серьёзного гляциологического обоснования и противоречит гравитационной природе гляциотектоники.

2.5. Гипотеза Арктического ледникового покрова в применении к Баренцево-Карскому шельфу

2.5.1. Апробация гипотезы результатами бурения в Северной Атлантике и изучения ледниковой истории островов, обрамляющих Баренцевский шельф

Одной из важнейших концепций, выдвинутых в рамках ледниковой теории профессиональными гляциологами, была идея М.Г. Гросвальда о сплошном оледенении Баренцевского шельфа [Гросвальд, 1967]. В дальнейшем она стала составной частью гипотезы Арктического ледникового покрова [Hughes et al., 1977; Гросвальд, 1983], в основе которой лежит аналогия с современным оледенением Западной Антарктиды. Гипотеза, по мнению её авторов, включает два важных граничных условия. Первое из них исходит из анализа баланса массы морских ледниковых куполов, который, учитывая активную айсберговую разгрузку, должен был вызывать их существенную нестабильность. Препятствием для дезинтеграции этих нестабильных куполов могла служить лишь инерция огромных плавучих ледниковых шельфов в глубоководной акватории Северной Атлантики и Арктического океана, функция которых заключалась в блокировании ледниковых потоков, дренировавших шельфовые ледниковые купола. Первое граничное условие, поэтому, постулировало существование в периоды оледенений в Арктическом бассейне, морях Северной Атлантики и их континентальном обрамлении гигантского ледникового щита с двигавшимися по ложу и плавучими (на батиальных и пелагических глубинах) морскими частями (ледниковыми шельфами), причём все компоненты этого щита образовывали единую динамическую систему. Подчёркивался её морской характер, поскольку значительная часть континентального обрамления была изостатически погружена ниже уровня моря. Так как положительный баланс массы ледниковых шельфов был возможен только при снижении снеговой линии до уровня моря, второе граничное условие вытекает из первого и постулирует прекращение переноса тепла Северо-Атлантическим течением к северу.

Оба постулата были опровергнуты результатами исследований, в том числе по данным глубоководного бурения, в Северной Атлантике (рейсы DSPD 38, ODP 104, 105, 151, 152, 162). Кайнозойская эволюция глубоководной биоты этих акваторий указывает на существование как в межледниковые, так и в ледниковые периоды адвекции атлантических вод [Osterman, 1996; Matthiessen, Brenner, 1996; Sato, Kameo, 1996; Spiegler, 1996; Rasmussen et al., 2007]. Она установилась в раннем плиоцене и особенно усилилась в течение последнего миллиона лет [Thiede, Myhre, 1996]. Так, на протяжении всех ледниковых периодов атлантические воды поступали в пролив Фрама и на плато Ермак, где существовали условия сезонно открытой воды с высокой продуктивностью

планктонных и бентосных фораминифер, наиболее отчетливо выраженные во время двух последних ледниковых циклов [Hevrøy et al., 1996]. Палеонтологические данные согласуются с латеральным распределением в океанических осадках терригенного материала песчаной и грубообломочной размерности, относимого к продуктам ледового (по господствующему мнению – айсбергового) разноса. Наиболее отчётливо это продемонстрировано серией скважин №№ 914-919 рейса 152 ODP, в которых первое появление такого материала зафиксировано на хронологическом уровне ~7,3 млн лет. Они расположены на линии поперечного разреза, начинающегося на шельфе юго-восточной Гренландии (скважины №№ 917-914) и заканчивающегося в глубоководной океанической впадине Ирминджер (скважина № 919). В осадках самой восточной из них (№ 919) объём материала ледового разноса в 10 раз меньше, чем в более западной (№ 918), пробуренной в основании континентального склона. Отсюда следует, что долготный климатический градиент и транспортировка льда на юг Восточно-Гренландским течением проявлялись с позднего миоцена донынe, т.е. на протяжении этого же отрезка геологического времени функционирует и Гольфстрим [Larsen et al., 1994a,b], продуцирующий общий рисунок циркуляции приповерхностных вод в Северной Атлантике. Этот вывод справедлив и для периода постулируемого последнего оледенения, донная морена которого по представлениям большинства гляциогеологов выстилает всю площадь Баренцевского шельфа. Недавно он был отчётливо сформулирован Т.Л. Расмуссеном и его коллегами, которые, подтверждая данные предыдущих исследователей и не ставя под сомнение существования покровных оледенений упомянутого шельфа, подчёркивают, что последний ледниковый максимум на окраине Шпицбергена и в проливе Фрама был периодом высокой продуктивности и численности планктонных фораминифер. Поверхностная вода имела температуру 3–4 °С, что лишь не намного ниже современной (4–7 °С). «Акватории бóльшей части Северных морей, включая пролив Фрама, были сезонно открыты от морского льда и получали приток охлаждённой атлантической воды» [Rasmussen et al., 2007, с. 108].

Перечисленные факты несовместимы с гипотезой существования в океанической акватории круглогодичного покрова морского льда и, тем более, плавучего шельфового ледника. Они также позволяют усомниться в возможности зарождения и развития на Баренцево-Карском шельфе самостоятельных центров оледенения. Некоторые авторы [Hevrøy et al., 1996] предполагают, что теплоты, приносившейся атлантическими водами и отрицательно влиявшей на рост ледника было недостаточно, чтобы нейтрализовать эффект увеличения влажности. Предположение не подкреплено какими-либо расчётами, а о роли айсберговой разгрузки авторы вообще умалчивают. Вместе с тем, ранее было показано, что при современном масштабе адвекции атлантических вод в Арктический океан вносимого ими тепла (около $5 \cdot 10^{17}$ ккал·год$^{-1}$) хватило бы для ежегодного растапливания 6000 км^3 льда, что заведомо больше массы его ежегодного прироста [Борисов, Гросвальд, 1971].

На первых порах гипотеза не встретила поддержки среди большинства гляциогеологов. Наиболее прямолинейно это выразил Л.Р. Серебряный. В уже упоминавшейся рецензии на книгу В.Г. Чувардинского (см. раздел 1.2.1) есть такое высказывание: «Одним из часто упоминаемых в книге авторов является гляциолог М.Г. Гросвальд, не имеющий опыта аналитических, литологических и палеонтологических исследований древнеледниковой формации равнин Евразии. Нарисованные им феерические картины гигантского Панарктического ледникового щита, якобы покрывавшего чуть ли не треть всего Северного полушария, естественно послужили жупелом для антигляциалистической критики» [Серебряный, 1999, с. 102]. Л.Р. Серебряный имел некоторые основания для столь резкого заявления: по его данным в последнюю ледниковую эпоху на северном и южном островах архипелага Новая Земля площадь оледенения не на много превышала современную, поскольку на его побережье формировались торфа с радиоуглеродным возрастом 15100 и 15300 лет [Serebryanny et al., 1998]. Против гипотезы Панарктического оледенения выступили специалисты, изучавшие ледники Шпицбергена. Так, Ю.А. Лаврушин [Лаврушин, 1970] отметил, что в эпоху последнего оледенения (вюрм III, поздний валдай, поздняя висла) ледники почти не распространялись за пределы их современных границ. Этот вывод, по его мнению, тесно связан с проблемой существования Баренцевоморского ледни-

кового щита, поскольку некоторые исследователи полагают, что ледники Шпицбергена играли важную роль в его питании. Подобный же аргумент впоследствии был использован С. Барановским [Baranovski, 1977] и Дж. Боултоном [Boulton, 1979a,b], который привёл и ряд более общих соображений против упомянутой гипотезы. Против неё также свидетельствуют многочисленные факты, систематизированные Ю.Д. Большияновым [Большиянов, 2006]. В соответствии с ними размеры последнего неоплейстоценового оледенения на архипелагах Шпицбергена, Земли Франца Иосифа и Новой Земли практически не превышали современные, что невозможно согласовать с наличием ледникового щита в Баренцевом и Карском морях.

2.5.2. Апробация гипотезы результатами исследований на Баренцевском шельфе

Собственно морские исследования первоначально не подтверждали, но и не опровергали гипотезу сплошного оледенения Баренцево-Карского шельфа. Так, грунтовые трубки норвежских исследователей вскрывали под «мягкими» глинистыми осадками «твёрдую галечную глину», которая на относительно мелководных площадях северной части Баренцева моря (до изобат 300–350 м) принималась за ледниковый тилл, тогда как для бóльших глубин допускалось её ледниково-морское происхождение [Elverhøi, Bomstad, 1980; Elverhøi, Solheim, 1983]. Принципиальное изменение взглядов произошло в связи с существенным расширением площадей морских геолого-геофизических работ и включением в их состав разных видов исследований, в том числе бурения скважин. Было установлено, что «галечная глина», которую стали называть диамиктоном, развита на всей площади Баренцево-Карского шельфа, включая максимальные глубины (500–600 м и более), при этом, во многих случаях, не зависящих от глубины моря, она сопровождается признаками, характерными для континентальных тиллов. К ним относятся: повышенная плотность, расчленённый рельеф кровли, дисгармоничный по отношению к гладкой подошве диамиктона, формируемые им протяженные гряды высотой в десятки метров, дислокации слоёв субстрата, затрагивающие и сам диамиктон и изредка включающие крупные аллохтонные блоки дочетвертичных пород (так называемые ледниковые отторженцы). На суше подобные факты интерпретировались как диагностические признаки покровного оледенения, поэтому следовало либо пересмотреть традиционные выводы о генезисе диамиктонов на севере Европы и Западной Сибири, либо признать, что вся площадь Баренцево-Карского шельфа покрывалась ледниками, распространявшимися по морскому дну. Большинство гляциогеологов пошло по второму пути [Эпштейн, Гатауллин, 1993; Лаврушин, Эпштейн, 2001; Эпштейн и др., 2011а,б; Elverhøi et al., 1989; Gataullin et al., 1993, 2001; Solheim, Kristoffersen, 1984; Sættem et al., 1992]. При этом одни исследователи рассматривают ледниковые покровы Баренцево-Карского шельфа как составную часть Арктического ледникового щита [Polyak et al., 2001], тогда как другие, по-видимому, учитывая результаты океанского бурения, ограничивают его распространение бровкой континентального склона, мористее которого происходит отёл айсбергов [Svendsen et al., 2004]. Некоторые российские авторы возражали против подобного максимализма, продолжая придерживаться мнения об ограниченном распространении ледников на Баренцевском шельфе. Ю.А. Лаврушин, например, первоначально допускал его полное перекрытие льдом только в эпоху максимального оледенения [Лаврушин, 1989].

Новая концепция потребовала пересмотра сложившихся представлений о центрах оледенений, поскольку вошедший в учебники постулат, в соответствии с которым центрами растекания ледниковых покровов прошлого служили высокоширотные возвышенности, не мог объяснить фактов, установленных морскими исследованиями (см. выше). В соответствии с ней ледниковые купола, периодически возникавшие на Скандинавском полуострове, архипелагах Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Новая Земля, являлись лишь частью единой динамической системы, главную роль в которой играли ледниковые щиты, формировавшиеся на Баренцево-Карском шельфе.

Температура максимальной плотности морской воды с нормальной солёностью ниже температуры её замерзания. По этой причине море с нормальной солёностью по всему вертикальному разрезу водной толщи не начнёт замерзать до тех пор пока температура последней не охладится до температуры максимальной плотности у самого дна, что в

условиях Баренцева и Карского морей невозможно, пока существует Гольфстрим. Сезонное замерзание этих морей с поверхности происходит лишь благодаря выносу сибирскими реками огромного объёма пресной воды, которая нарушает гомогалинность поверхностного слоя воды в упомянутых акваториях. Недавно были приведены убедительные аргументы в пользу того, что даже при наличии опресняющего влияния рек формирование в Карском море опирающегося на дно ледника практически невозможно [Шейнкман, Плюсни, 2015]. Суть этого заключается в следующем. В Карском море снег на лёд нарастает медленно из-за небольшого количества осадков, в любом случае прирост снежно-ледовой массы демпфируется её таянием снизу, причём накапливающийся снег из-за низкой теплопроводности ослабляет промерзание под ним. По этой причине образующийся на поверхности морской лёд может лечь на дно только в случае промерзания всей водной толщи. Эмпирическая зависимость толщины льда в водоёмах от суммы отрицательных температур аппроксимируется соотношением:

$$h(t) \approx \mathrm{K} \cdot \theta(t)^{1/2}, \qquad (2.7)$$

где $\theta(t)$ − сумма отрицательных температур воздуха с осреднением Δt за период t, К − эмпирический поправочный коэффициент, учитывающий свойства льда в разных ситуациях при нарастании его величины до значения h за период t. Очевидно, что для наращивания толщины льда h на порядок величины отрицательные температуры воздуха должны снизиться на два порядка. В современных условиях максимальная толщина однолетнего льда в Карском море 3–4 м, при средней глубине моря 113 м и максимальной 420 м в Восточно-Новоземельском жёлобе, а в жёлобе Святой Анны и более 600 м [Карское море, 1974]. В соответствии с формулой (2.7), для промерзания моря до дна требуется нереальное при любых допущениях понижение среднегодовых температур воздуха в сотни раз, тогда как в криохроны в высоких широтах Северного полушария среднегодовая температура воздуха опускалась не более, чем на 12–15 °С [Kutzbach et al., 1998], то есть была лишь вдвое ниже современной. Учитывая также нереальность блокирования льдов Карского моря ледниковыми шельфами Арктического океана, В.С. Шейнкман и В.М. Плюснин, отнюдь не выступающие против ледниковой теории, назвали модель полного промерзания Карского моря скорее умозрительной, чем эмпирической [Шейнкман, Плюснин, 2015, с. 10]. Такого же мнения придерживался и убеждённый сторонник ледниковой теории профессор института географии РАН Л.Р. Серебряный, но к тому времени, когда он опубликовал рецензию, в которой отчитывал М.Г. Гросвальда за фантастическую гипотезу гигантского Панарктического ледникового щита (см. выше), эта гипотеза уже владела умами большого числа исследователей из разных стран. На её основе создавались палеогеографические реконструкции, иногда весьма экстравагантные.

В качестве примера можно привести кандидатскую диссертацию А.М. Лаптевой по двум специальностям – Общая и региональная геология, Геоморфология и эволюционная география; научный руководитель проф. А.К. Соколовский (Московский государственный геологоразведочный университет); официальные оппоненты проф. Ю.А. Лаврушин (ГИН РАН) и проф. А.А. Лукашов (МГУ); ведущая организация кафедра динамической геологии (Геологический факультет МГУ). Известно, что в рамках традиционной ледниковой теории грядовые формы рельефа на Кольском полуострове связывались с деятельностью Скандинавского ледникового покрова. К ним относится и система гряд Терские Кейвы, образующая выпуклую в восток-юго-восточном направлении дугу, субпараллельную берегу Белого моря. Считалось, что эти гряды «…являются маргинальными образованиями, фиксирующими положение края **ледникового покрова Кольского полуострова** (выделено мной. – *Р.К.*) после освобождения ото льда Белого моря» [Лаврова, 1960, с. 102]. Между тем А.М. Лаптева, используя давно известные данные о морфологии, строении и пространственном положении этих гряд, но опираясь на новую концепцию, заявляет: «Около 10 тыс. лет назад в результате сёрджа, вызванного гравитационным коллапсом остаточного Баренцево-Карского ледникового щита, произошло ледниковое вторжение в котловину Белого моря и на Кольский полуостров. Его результатом было формирование гряд Терские Кейвы…» [Лаптева, 2003, с. 19].

В рамках новой концепции палеогеографическая реконструкция А.М. Лаптевой не выглядит фантастической, иначе её диссертационная работа, подкреплённая авторитетом трёх известных учёных и двух ведущих в геологической отрасли

высших учебных заведений страны не была бы допущена к защите. Тем не менее, с А.М. Лаптевой не согласны специалисты по геологии ледникового периода Кольского полуострова [Евзеров, 2012] и кроме того, её выводы решительно противоречат воззрениям, изложенным в статье тридцати авторов, представляющих 23 организации из 9 стран [Svendsen et al., 2004]. В ней приводятся результаты моделирования, в соответствии с которыми 15 тыс. лет назад Баренцево-Карский ледниковый щит имел наибольшую мощность (до 2750 м) в области Скандинавского полуострова и Ботнического залива, тогда как в акватории Баренцева моря она была на 800–1000 м меньше. Отсюда следует, что Баренцево-Карская часть ледникового щита, учитывая её мѐньшую мощность и бóльшую роль айсберговой разгрузки, должна была деградировать гораздо раньше, чем скандинавский купол. Это исключает возможность вторжения ледника с моря на Кольский полуостров как в период максимума последнего оледенения, так и при его деградации.

Конечно, и упомянутая модель вызывает много вопросов, поскольку помимо серьёзного аргумента, выдвинутого в статье В.С. Шейнкмана и В.Н. Плюснина, она не учитывает упомянутых в начале подраздела граничных условий гипотезы Арктического ледникового покрова [Hughes et al., 1977]. В самом деле, что же обеспечивало положительный баланс массы шельфового ледникового щита при существенном приходе тепла, доставляемого Северо-Атлантическим течением, и повышенном расходе льда (айсберговая разгрузка)? Фактически признание диамиктонов Баренцево-Карского шельфа тиллом, необходимое в рамках соблюдения постулатов ледниковой теории, приводит её к противоречию с палеогеографией так называемого ледникового периода в Северной Атлантике, документированного по результатам глубоководного бурения.

Необходимо также отметить, что подобная генетическая диагностика диамиктонов в акватории Баренцево-Карского шельфа порождает палеогеографический парадокс, на который её авторы и сторонники не обращают должного внимания. Так, по данным изотопно-кислородного анализа длинных грунтовых колонок в Тихом и Атлантическом океанах только за время, соответствующее палеомагнитной эпохе Брюнес, в Северном полушарии было 8–9 материковых оледенений, разделённых межледниковыми периодами [Боуэн, 1981], а в соответствии с результатами океанического бурения в Норвежском море за последние 2,5–2,6 млн лет их должно было быть как минимум 26 [Thiede, Myhre, 1996]. Тем не менее на огромной (около 1,5 млн км^2) площади наиболее изученного Баренцевоморского шельфа, который должен был подвергаться воздействию всех этих оледенений, региональное распространение имеет только самый молодой горизонт диамиктона, под которым лишь изредка встречается ещё один [Крапивнер, 2009а,б]. Этот парадокс, по мнению геологов, считающих диамиктон Баренцевоморского шельфа ледниковым тиллом, разрешается просто: каждое последующее оледенение уничтожало следы деятельности предыдущего. Некоторые авторы даже преподносят упомянутый факт в качестве доказательства расположения центра материковых оледенений на Баренцево-Карском шельфе, вследствие чего «основной объём терригенного материала загромождён (так в тексте статьи. – *Р.К.*) ледниками к югу от береговой линии… гляциотектонической аккрецией… под воздействием латерального стресса надвигающихся ледяных масс» [Астахов и др., 2015]. Слова о «латеральном стрессе» свидетельствуют о том, что авторов статьи можно причислить к перечню ведущих гляциогеологов страны, процитированных в подразделе 2.1.1, ошибочно истолковывающих установленные гляциологами законы движения ледников и обусловленные этими законами ограничения на их геологическую деятельность (см. подраздел 2.1.2) Норвежские специалисты, изучающие геологию западной части Баренцева, моря считают, что ледники сгружали эродированный на шельфе материал к подножью континентального склона. В пользу такого вывода приводятся сведения по конусам выноса, приуроченным к устьям шельфовых желобов и формирующим основную часть западного континентального склона Баренцева моря (см. подраздел 4.1.2). Объём и возраст заключённого в них терригенного материала позволяет оценить мощность осадочного покрова, уничтоженного эрозией за последние ~2,5 млн лет, величиной, изменяющейся на разных участках шельфа от 500 до 1500 м [Nøttvedt et al., 1988; Vorren et al., 1991; Fiedler, Faleide, 1996; Hjelstuen et al., 1996]. Некоторые авторы даже предполагают, что снижение топографической поверхности, обусловленное высокой скоростью ледниковой денудации за упомянутый период, привело к пре-

вращению субаэральной площади нынешнего Баренцевоморского шельфа в подводную платформу [Forsberg et al., 1999]. При этом ни в одной из публикаций не рассматривается физический механизм ледниковой эрозии столь большого масштаба: можно думать, что норвежские гляциогеологи в этом отношении не отличаются от российских и по умолчанию также подразумевают латеральный ледниковый напор, то есть, так называемый «бульдозерный эффект». Между тем, рассмотрение работ гляциологов по проблеме ледниковой эрозии свидетельствует о её, как минимум, дискуссионности (см. раздел 2.2), а сравнение ледниковой эрозии с речной показывает многократно меньшие возможные масштабы первой по сравнению со второй (см. подраздел 2.2.3).

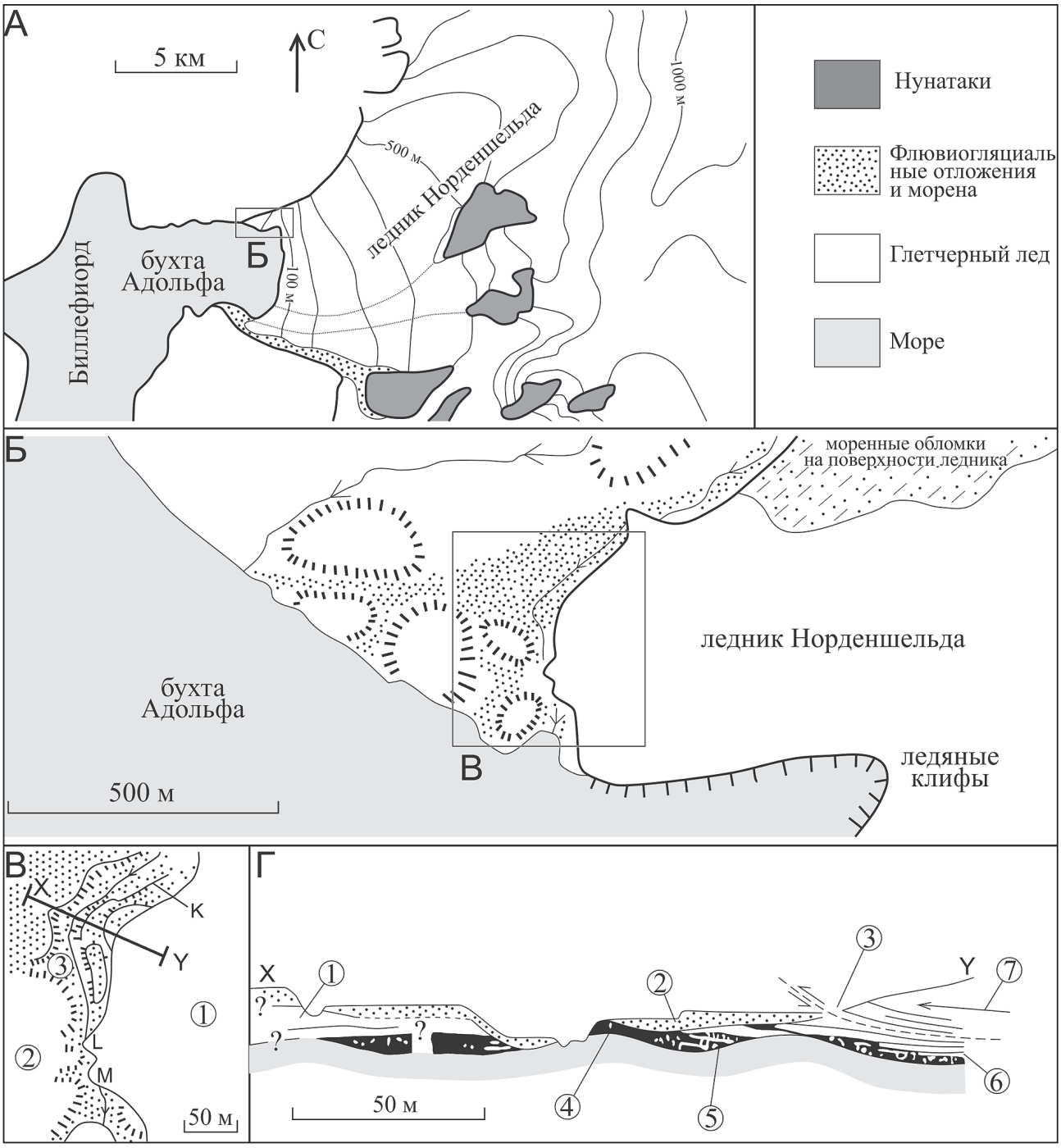
Альтернативным объяснением упомянутого палеогеографического парадокса является предположение о том, что на протяжении бóльшей части последних ~2,5 млн лет поверхность нынешнего Баренцево-Карского шельфа располагалась выше уровня моря, и терригенные осадки, формирующие конуса выноса на его континентальном склоне сложены, как и во внеледниковых областях, продуктами субаэральной эрозии и дебрисовых гравитационных потоков.

2.5.3. Гипотеза Арктического ледникового покрова и механизм формирования основных (донных) морен областей материкового оледенения

Выявление под современными ледниками мореноподобных отложений шпицбергенского типа, литологически аналогичных так называемым тиллам областей гипотетических материковых оледенений северных равнин (см. подраздел 2.3.4), послужило одним из главных аргументов в пользу пересмотра представлений о генезисе основных (донных) морен. Этот пересмотр явился существенной «модернизацией» ледниковой теории, на базе которой объясняется ориентировка удлинённых галек, валунов и реконструируются механизмы формирования разнообразных дислокаций как в самой морене, так и в её субстрате. Вероятно, самыми известными примерами субгляциальных основных морен считаются подледниковые отложения, обнаруженные Дж. Боултоном [Boulton, 1970a,b] на острове Западный Шпицберген в трёх местонахождениях и принятые им за тиллы. Ошибочность интерпретации феномена, наблюдавшегося этим автором в местонахождении на побережье пролива Хинлопен (фиг. 2.19), была обоснована в подразделе 2.4.2. Наиболее детально охарактеризовано местонахождение в изголовье Биллефиорда. Оно расположено на берегу бухты Адольфа, к которой приурочено окончание выводного ледника Норденшельда, распространявшегося ранее в акваторию бухты. С 1898 г. ледник медленно отступает, оставив в прогляциальной области волнистую поверхность бараньих лбов, выработанную в кристаллических породах формации Гекла Хок (фиг. 2.20 А, Б). Поверхность бараньих лбов частично перекрыта флювиальными отложениями и диамиктоном, который залегает в понижениях между всхолмлениями. Флювиальные отложения часто подстилаются небольшими блоками мёртвого льда. На северном берегу бухты, как пишет Дж. Боултон, «…распространены мас-



▲ **Фиг. 2.19.** Местонахождение разрезов на побережьях острова Западный Шпицберген, в которых под современным ледником обнаружены отложения, литологически подобные тиллам северных равнин. *1* – восточный борт Вейдефиорда; *2* – изголовье Биллефиорда; *3* – восточное побережье пролива Хинлопен [Boulton, 1970a,б]



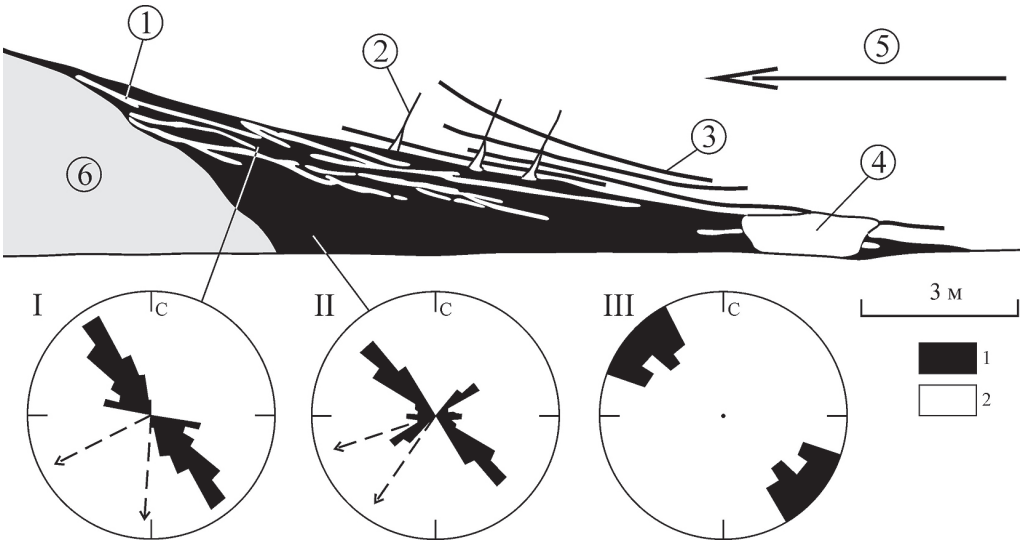
▲ **Фиг. 2.20.** А – Положение ледника Норденшельда в изголовье Биллефиорда, общий вид. Б – Карта северной окраины ледника Норденшельда на берегу бухты Адольфа, тонкие линии со стрелками – ручьи. В – Карта фронтальной части северной окраины ледника Норденшельда, иллюстрирующая её залегание на поверхности бараньего лба и частичное перекрытие флювиальными отложениями. Цифры в кружках: 1 – ледник; 2 – бараньи лбы; 3 – ледник с мелким гравием на поверхности. Г – Разрез по линии *X*-*Y* (см. В). Насыщенный детритом стагнирующий лёд залегает под активным ледником и под супрагляциальными флювиальными отложениями. Цифры в кружках: 1 – стагнирующий лёд; 2 – супрагляциальный гравий, залегающий непосредственно на субгляциальном тилле, вследствие таяния ледника; 3 – активный ледник, перекрывший стагнирующий ледник по надвигу; 4 – немёрзлый тилл; 5 – тилл со слоями льда; 6 – насыщенный детритом стагнирующий лёд (или тилл со слоями льда); 7 – направление движения ледника [Boulton, 1970b]. Местоположение см. на фиг. 2.19.

сы стагнирующего обогащённого детритом льда... Эти мощные тиллы подобны многим из тонкозернистых переуплотнённых плейстоценовых тиллов низменных площадей Европы и Северной Америки, и важно, поэтому, что ***они являются одними из наиболее несомненных подледниковых тиллов*** (выделено мной. – *Р.К.*), описанных на Свальбарде или на иных современных полярных ледниках» [Boulton, 1970b, p. 237].

Учитывая принципиальную важность наблюдений Дж. Боултона, их результаты будут проанализированы для того, чтобы выяснить, насколько упомянутые «наиболее несомненные» подледниковые тиллы (ниже они будут называться диамиктонами) являются действительно таковыми. Следует при этом подчеркнуть, что исследования Дж. Боултона носили исключительно визуальный характер: нет сведений о гранулометрическом, минералогическом и химическом составе диамиктона, видовом составе присутствующей в нём морской фауны, отсутствуют аналитические данные о льдистости мёрзлого диамиктона, геохимии содержащихся в нём слоёв льда, относительной роли терригенного материала внутри последних и т.п.

Холодный (в соответствии с температурными измерениями) ледник Норденшельда дренирует на запад возвышенное ледниковое плато Ломоносова. Прежде, чем достигнуть изголовья Биллефиорда он на протяжении 7 км течёт между скальными обрывами, имея довольно значительный (7°) наклон поверхности, и во фронтальной части круто обрывается у северного берега бухты Адольфа (см. фиг. 2.20А). Ручей, протекающий вдоль ледниковой окраины, местами врезан ниже её подошвы и непосредственно перед впадением в бухту Адольфа экспонирует несколько небольших разрезов ледникового обрыва и выработанных подледниковыми потоками тоннелей (см. фиг. 2.20Б). Между пунктами *K* и *L* (на фиг. 2.20В,Г) экспонирован немёрзлый диамиктон, перекрытый флювиальными песками и залегающий в понижениях между бараньими лбами на докембрийских породах формации Гекла Хок. От *L* до *M* тот же диамиктон перекрыт ледником.

Геологический разрез окраины ледника в пункте М демонстрирует фиг. 2.21. Подледниковый диамиктон максимальной мощности 2,4 м экспонирован на проксимальной стороне бараньего



▲ **Фиг. 2.21.** Вверху разрез фронтальной части ледника Норденшельда в пункте М (фиг. 2.20В). Активный ледник перекрывает частично мёрзлый тилл, отложенный перед проксимальным склоном бараньего лба. По плоскостям сдвига внутри тилла залегают слои льда. Внизу I и II – розы- диаграммы, показывающие ориентировку осей удлинённых обломков внутри тилла в проекции на горизонтальную плоскость, 70 измерений в I и 68 в II. Пунктирные стрелки показывают вариации направления плоскостей скольжения на субгоризонтальных сдвиговых плоскостях. III – ориентировка 24 крутых трещин внутри тилла [Boulton, 1970b]. 1 – подледниковый диамиктон, 2 – глетчерный лёд. Цифры в кружочках: 1 – прослои льда в подледниковом диамиктоне; 2 – крутые трещины отрыва; 3 – прослои в активном леднике, обогащённые моренным материалом; 4 – подледниковый канал стока талых вод; 5 – направление движения ледника; 6 – проксимальная часть «бараньего лба»

лба. Он серый, массивный с алеврито-глинистой матрицей. Включённый в неё грубообломочный материал, в том числе угловатые валуны размером до 20 см, представлен в основном местными кристаллическими породами, процентное содержание этого материала не указывается. Длинные оси галек ориентированы поперёк предполагаемого направления движения ледника, но параллельно простиранию крутых трещин в диамиктоне (см. фиг. 2.21 I, II). Признаки слоистости, выраженные полосами тонкого растительного детрита, встречены лишь в нижних 30 см разреза диамиктона. В верхней части диамиктона присутствуют тонкие линзовидные прослои льда, по мнению Дж. Боултона приуроченные к плоскостям сдвига. Верхние 1,8 м породы насыщены фрагментами раздробленных раковин морских моллюсков, но в самых нижних 0,6 м распространены хорошо сохранившиеся раковины, причём даже наиболее тонкостенные с сомкнутыми створками, хотя связь между ними ослаблена. За исключением базальных 30 см диамиктон мёрзлый и содержит 5% льда. Автор не указывает, как получена эта цифра: в результате измерений или путём глазомерной оценки. Пористость «тонкозернистых переуплотнённых плейстоценовых тиллов низменных площадей Европы и Северной Америки», аналогом которых Дж. Боултон считает рассматриваемый диамиктон (см. выше), по крайней мере в 2–3 раза больше, чем 5%. С учетом этого, приведенная им оценка либо относится к объёму льда, содержащегося в его относительно крупных фиксируемых визуально включениях, либо столь низкая льдистость мёрзлых отложений является результатом интенсивного сжатия, вызывавшего перераспределение льда-цемента и его концентрации в виде прослоев в зонах наименьшего давления. Существенная недооценка Дж. Боултоном значения льдистости изучавшихся им отложений служит одной из причин того, что он не принимает во внимание возможность образования слоёв и слойков льда за счёт ресурсов содержащей их мёрзлой породы.

На контакте диамиктона с перекрывающим ледником хорошо выражены зеркала скольжения, а сам диамиктон разбит сложной системой трещин скалывания (см. фиг. 2.21, III; фиг. 2.22). Наиболее отчётливо проявлены серии субгоризонтальных сколов, иногда фиксированных тусклыми зеркалами скольжения. Они расщепляют породу на большое количество удлинённых линз мощностью от 5 до 30 см. Дж. Боултон пишет, что внутри них различимы крутые и пологие трещины более низкого порядка, и те, и другие часто с зеркалами скольжения, вдоль субгоризонтальных сколов, кроме того, встречаются слои льда. В верхних 0,7 м диамиктона их толщина достигает 6 см, причём во многих случаях они содержат тонкие прослои «тилла», по отношению к которым расположенные между ними слойки льда служат зеркалами скольжения. Немёрзлый диамиктон, местами обнажающийся между пунктами *K* и *L*, нарушен трещиноватостью, которая подобна охарактеризованной в пункте *M*, но отличается бóльшей густотой. Длинные оси большинства галек вытянуты



◀ **Фиг. 2.22.** Деталь строения тилла в пункте N (на фиг. 2.20B он Дж. Боултоном не показан). Тилл прорезан субгоризонтальными поверхностями сдвига и крутыми трещинами, ориентированными субнормально к направлению движения ледника (см. фиг. 2.21). Тилл между трещинами массивный, не обнаруживающий видимой фолиации. Выделяется отчётливый слой льда (*x-x'*), залегающий вдоль плоскости сдвига. Мощность тилла 0,4 м [Boulton, 1970b]. Хорошо видно, что крутые и субвертикальные трещины древнее субгоризонтальных, так как повсеместно смещены ими (примечание автора)

по направлению движения ледника. Дж. Боултон предполагает, что их первоначальная поперечная (как и в пункте *M*) ориентировка была преобразована в параллельную смещениями по густой сети трещин скалывания.

Диамиктон, экспонированный в пункте *M* (фиг. 2.20В), был прослежен Дж. Боултоном под ледник вдоль русла подледникового потока (фиг. 2.20Г). Его льдистость в этом направлении возрастает и автор, не приводя количественных данных, называет его здесь смесью лёд/детрит/тилл, которая так же, как и в пункте *M* (фиг. 2.23), перекрыта сравнительно чистым активным льдом, причём на поверхности раздела развиты зеркала скольжения. Эта «смесь» имеет выдержанное по латерали строение. В основании залегает мёрзлый диамиктон, содержащий неповреждённые морские раковины иногда с сомкнутыми створками, выше по разрезу в нём присутствуют линзы песчанистого алеврита с раздробленными раковинами и редкие прослои льда. Вблизи кровли в диамиктоне появляются протяжённые прослои мощностью до 0,5 м, внутри которых чистый лёд чередуется с полосами песчанистого алеврита со льдистостью 30% по объёму, содержащего раздробленные раковины. Аналогичные полосы песчанистого алеврита с раздробленными морскими раковинами, примесью гальки, льдистостью до 60% и мощностью до 0,4 м встречаются в нижней части активного льда. Активный глетчерный лёд налегает на вершины бараньих лбов, и только в понижениях между ними наблюдаются значительные (максимально до 4 м) мощности подледниковых отложений (фиг. 2.20Г).

В соответствии с интерпретацией Дж. Боултона местность, в пределах которой распространён подледниковый тилл, в период его отложения располагалась ниже уровня моря и являлась восточным продолжением бухты Адольфа. Ледник при движении по её дну абрадировал и ассимилировал морские осадки. В процессе этого движения к его подошве примёрз маломощный (0,6 м) фрагмент пласта ледниково-морских отложений с неповреждёнными раковинами, поскольку он транспортировался как единое целое. Подледниковый тилл и так называемая смесь лёд/детрит/тилл, насыщенные терригенным материалом с раздробленными раковинами морских моллюсков, образовались в результате стагнации перегруженной терригенным материалом базальной части ледника. Реальность подобной последовательности событий, как считает Боултон, подтверждается примером ледника Ааватсмаркбрин (ошибочность интерпретации иллюстрируемого этим примером феномена была обоснована в подразделе 2.4.2). Предполагается, что базальный лёд, переполненный терригенным материалом, терял пластичность, тормозился, а на него по поверхности надвига наползал более чистый и вследствие этого сохранивший пластичность лёд из верхней по течению части ледника. Под его нагрузкой из стагнировавшей пластины лёд выдавливался и она постепенно превращалась в мёрзлый тилл, а после того, как окончательно потеряла пластичность, начала испытывать хруп-



▶ **Фиг. 2.23.** Фотография тилла в пункте *M* (фиг. 2.20В). Подошва активного ледника (*x-x'*) исштрихована, а подледниковый тилл разлинзован отчётливыми полосами льда и субгоризонтальными трещинами. Мощность тилла 1,4 м [Boulton, 1970b]

кое разрушение по крутым до субвертикальных и пологим до субгоризонтальных трещинам. Последние иногда представляют собой линзовидные прослои льда. Те из них, которые содержат рассеянный детрит или тонкие пропластки тилла, часто смещённые трещинами, Дж. Боултон считает регенерированным (remanié) глетчерным льдом, тогда как лёд в незагрязнённых терригенным материалом слоях и не затронутый трещинами является, по его мнению, сегрегационным. В связи с тем, что ледник Норденшельда с конца XIX в. отступает, его мощность существенно уменьшилась, образование трещин прекратилось и нижняя часть подледникового тилла оттаяла под влиянием геотермального тепла.

Предложенная Дж. Боултоном схема процесса подледникового формирования диамиктона в качестве основной морены вызывает много возражений.

1. Отнесение нижней части диамиктона с хорошо сохранившимися раковинами к аллохтонной пластине, примёрзшей к подошве ледника, а вышележащей с раздробленными раковинами – к автохтонному подледниковому тиллу является весьма искусственной операцией. Судя по описаниям Дж. Боултона, обе части разреза литологически идентичны и какая-либо граница между ними отсутствует.

2. Развитие пологих сколов, по которым активный лёд надвигается на его прекратившую движение базальную часть, противоречит напряжённому состоянию ледника, в каждой точке которого ось наибóльшего сжатия эллипсоида напряжений направлена вертикально вниз тогда как для возникновения надвигов необходимо, чтобы она занимала горизонтальное положение (см. подраздел 2.4.2).

3. Базальный лёд, прекративший движение из-за перегруженности моренным материалом, представляет собой возникшее на пути ледника препятствие, аналогичное выступам пород ложа, которые он либо обтекает путём ускоренного течения (уравнение (2.4)), либо (если препятствие имеет небольшие размеры) протаивает с режеляцией талой воды на дистальной стороне препятствия (см. подраздел 2.1.2).

4. По этой же причине гравитационная нагрузка активного ледника на подстилающий стагнирующий лёд, насыщенный моренным материалом (подледниковый тилл), не могла вызвать в нём образование пологих и субгоризонтальных трещин с линзовидными прослоями льда, поскольку такие трещины ориентируются под углом скалывания 30–35° по отношению к направлению продуцирующей их вертикальной силы (веса активного льда), то есть 55–60° к горизонту.

Подледниковый диамиктон на восточном берегу Вейдефиорда (см. фиг. 2.19, т. *1*) экспонирован в нескольких местах до высоты не более 2 м в основании ледяного клифа, образованного узким долинным ледником Сорбрин. Дж. Боултон охарактеризовал его как стагнированный глетчерный лёд, обогащённый терригенным материалом с рассеянным в нём местами грубообломочным материалом, в том числе валунами диаметром до 1 м [Boulton, 1970б]. Количественная оценка льдистости не приводится, но, по-видимому, она низка: на фотографии (фиг. 2.24) рассматриваемые образования выглядят как тонкозернистая связная порода, а не как глетчерный лёд, обогащённый терригенным материалом. Лёд, вероятно, присутствует только в поровом пространстве этой породы. Дж. Боултон отмечает, что такой пласт «стагнированного льда» в одном месте переходит по латерали в мёрзлый подледниковый тилл. Можно, поэтому, полагать, что в основании береговых обрывов ледника Сорбрин экспонирован не омертвевший глетчерный лёд, неравномерно насыщённый терригенным материалом, а мёрзлый диамиктон с разной степенью льдистости в разных местах. Это подтверждается следующим замечанием Дж. Боултона: «…Содержание детрита внутри стагнированной ледниковой массы…гораздо выше обнаруженного в активном льде, откуда следует, что лёд из этой массы удалялся» [Boulton, 1970b, p. 237]. Иногда в этой «массе» фиксируется чередование полос, различающихся гранулометрическим составом материала. На таких участках развиты сжатые опрокинутые складки, простирание которых субнормально направлению движения ледника.

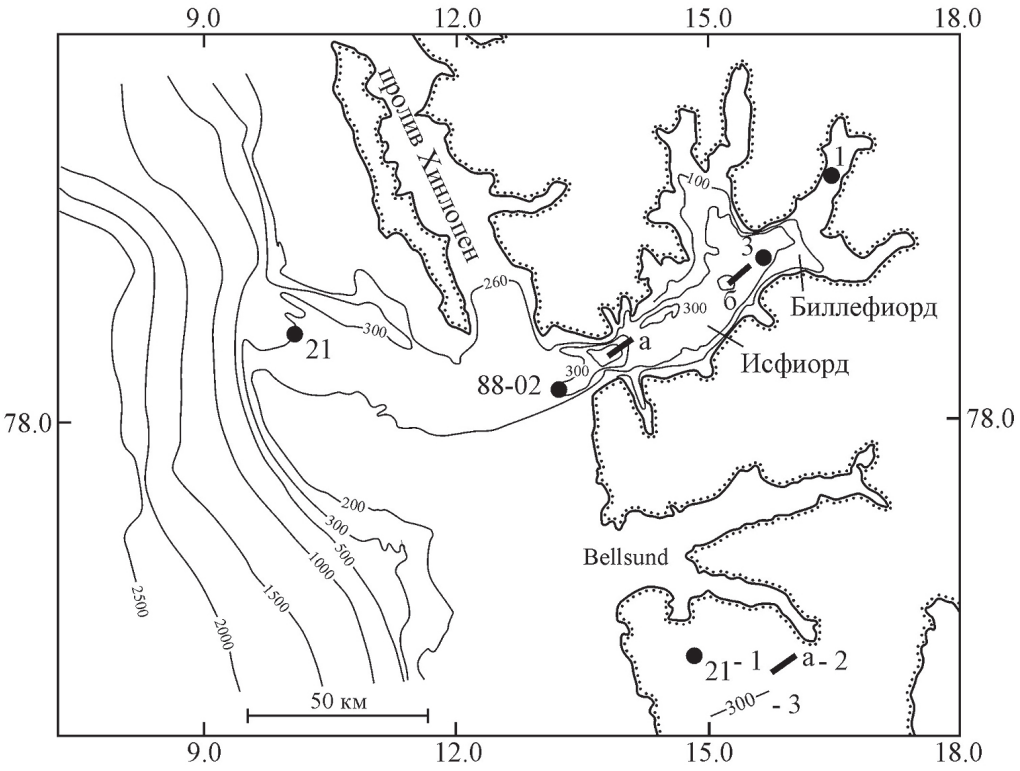
В рамках развиваемой Дж. Боултоном концепции рассмотренные выше подледниковые диамиктоны несомненно являются голоценовыми, поскольку, по его мнению, находятся ещё в стадии формирования и фациально связаны с глетчерным льдом одной из голоценовых стадий продвижения ледников Аавастмаркбрин, Норденшельда или Сорбрин. Вместе с тем, эти диамиктоны литологически подобны отложениям, залегающим в цоколях морских террас на побережьях архипелага Шпицберген, и принципиально отличаются



▲ **Фиг. 2.24.** Нарушенный интенсивной складчатостью, обогащённый детритом стагнирующий лёд, перекрытый по надвиговой плоскости активным ледником, который содержит мало детрита, в южной лопасти ледника Сорбрин. Базальный стагнирующий лёд отличается низкой прочностью и на многих вывалившихся из него валунах присутствуют признаки огранки [Boulton, 1970b]. Возражение автора: Фотография иллюстрирует не стагнирующий лёд, перекрытый по надвигу активным ледником, а пластичномёрзлый диамиктон, относящийся к породам доледникового ложа. Рядом с геологическим молотком в подледниковом диамиктоне видна сжатая запрокинутая по направлению движения ледника складка. Наклонённая навстречу этому направлению светлая лента внутри ледника в левой части снимка – трещина отрыва, заполненная метаморфизованным снегом или замёрзшей талой водой. Оба феномена являются результатом деформации горизонтального простого сдвига в вертикальной плоскости, обусловленной движением ледника, возникшим в первом случае (наклон изначально вертикальной трещины отрыва) по механизму, отображённому на фиг. 2.11, во втором – на фиг. 2.2; 2.8

от донных морен внутренних районов островов Шпицбергена. Последние, как и в других районах горного оледенения, представлены в основном крупнообломочным материалом, поступившим в базальную часть ледника с его поверхности. Средний диаметр частиц мелкозёма, образовавшегося при ледниковой обработке крупных обломков, например на леднике Норденшельда, варьирует от 1,36 до 2,07 мм [Гляциология…, 1985]. Таким образом, литологические особенности залегающих под современным ледником диамиктонов, подобных тиллам низменных равнин севера, в рамках ледниковой теории можно объяснить только тем, что фронтальная часть ледников во время максимума голоценового оледенения двигалась по морскому дну, а в период его деградации и гляциоизостатического поднятия архипелага подледниковые тиллы были экспонированы на его побережье. Именно в этом и заключается суть концепции Дж. Боултона [Boulton, 1970a,b].

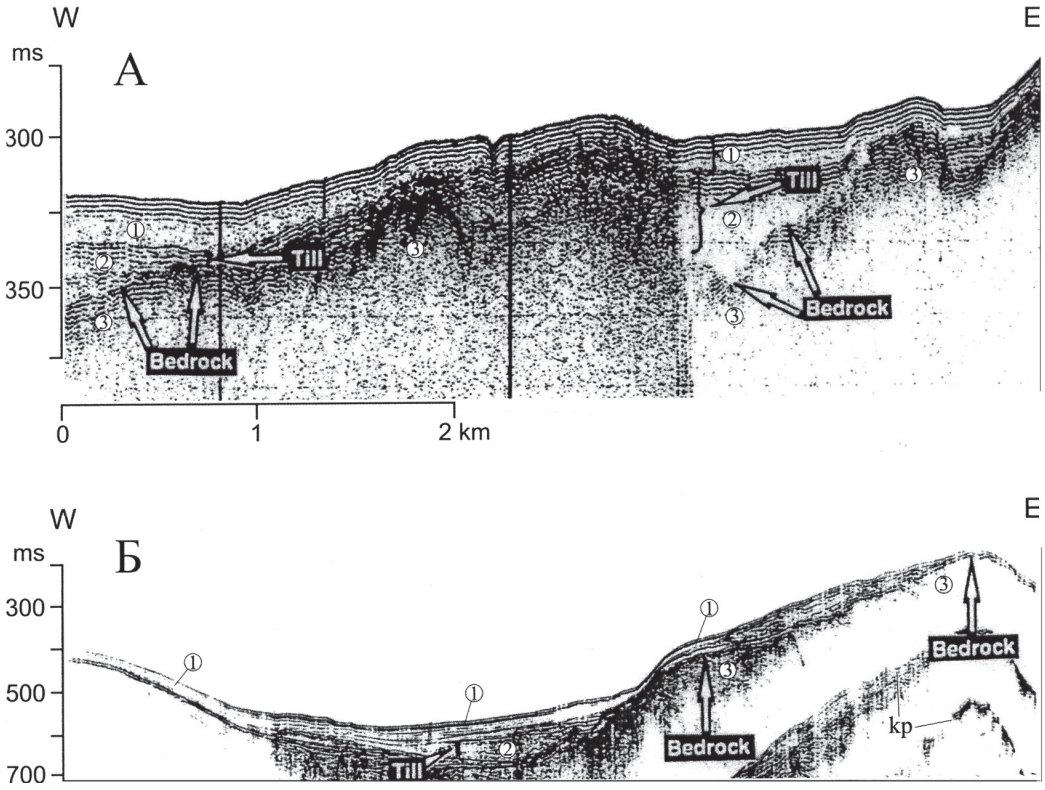
Почти через четверть века после его наблюдений геологическое строение Биллефиорда, а также Исфиорда и примыкающего к его входным мысам шельфа открытого моря изучалось с помощью протяжённых линий непрерывного сейсмоакустического профилирования, заверенных вибропоршневыми грунтовыми колонками (фиг. 2.25). Оказалось, что и в проливе Хинлопен, и внутри фиордов на неровной поверхности кристаллических пород залегает диамиктон. Его мощность изменяется от первых метров на выступах поверхности акустического фундамента, до ~30 м во впадинах между ними. В Биллефиорде диамиктон протрассирован с помощью сейсмопрофилирования до берега бухты Адольфа, где он наблюдался Дж. Боултоном практически на уровне моря в такой же позиции.



▲ **Фиг. 2.25.** Карта расположения вибропоршневых колонок донных осадков, датированных на нескольких уровнях, по ^{14}C в Биллефиорде, Исфиорде и на примыкающем шельфе [Elverhøi et al., 1995]. *1* – колонка донных грунтов и ее номер, *2* – фрагменты линии непрерывного сейсмоакустического профилирования (*а* и *б*), приведенные на фиг. 2.26

В фиордах и на шельфе диамиктон повсеместно перекрыт слабо консолидированными морскими осадками, мощность которых нарастает по направлению к открытому морю от 2–3 м до 15–16 м в осевой части Исфиорда (см. фиг. 2.25, 2.26А, Б) и до 16–24 м в бухте Адольфа. В соответствии с радиоуглеродными датировками четырёх колонок [Elverhoi et al., 1995], их накопление началось в изголовье Биллефиорда (см. фиг. 2.25, колонка 1, глубина моря 131 м) ~10 тыс. лет назад, в его устье (колонка 3, глубина моря 216 м) ~11,2 тыс. лет назад, в устье Исфиорда (колонка 88-02, глубина моря 271 м) ~13,2 тыс. лет назад и у бровки шельфа (колонка 21, глубина моря 322 м) ~13 тыс. лет назад (см. подраздел 5.2.2). Отсюда следует, что диамиктон, принятый Дж. Боултоном на побережье бухты Адольфа за голоценовый подледниковый тилл, является заведомо доголоценовым. Это согласуется с термолюминесцентной датировкой (116 тысяч лет) маломощного (до 2,5 м) диамиктона, перекрывающего верхнепалеозойские отложения на восточном побережье Биллефиорда [Гляциология…, 1985], и с выводом о длительном хиатусе, отделяющим на Баренцевском шельфе диамиктон от перекрывающих его слабоконсолидированных осадков (см. раздел 5.2).

Важно подчеркнуть, что с позиций многочисленных сторонников гипотезы Арктического ледникового покрова диамиктон, подстилающий слабоконсолидированные осадки в Биллефиорде, Исфиорде и вообще на Баренцевском шельфе, имеет поздненеоплейстоценовый (поздневислинский, поздневалдайский) возраст [Иванова и др., 2016; Elverhøi, Bomstad, 1980; Solheim, Kristoffersen, 1984; Hald et al., 1990; Gataulin et al., 1993; Elverhøi et al., 1995; Sættem et al., 1992; Polyak et al., 1995; Mangerud et al., 1999; Svendsen et al., 2004; Murdmaa et al., 2006], хотя имеются убедительные свидетельства в пользу того, что он является гораздо более древним (см. подразделы 5.2.1, 5.2.2). Доголоценовый возраст подледникового диамиктона фактически дезавуирует все доводы в пользу его диагностики как основной морены, отложившейся под стагнировавшим глетчерным льдом в



▲ **Фиг. 2.26.** Фрагменты сейсмоакустического профиля, пройденного от вершины Биллефиорда до бровки шельфа: А – мористее устья Биллефиорда (б на фиг. 2.25), Б – в приустьевой части Исфиорда (*а* на фиг. 2.25) [Sølheim et al., 1995]. *1* – слабоконсолидированные осадки; *2* – диамиктон; *3* – кристаллические породы

голоцене. Таким образом, гипотеза Арктического ледникового покрова в применении к Баренцевскому шельфу несовместима с признанием отложений, залегающих под современными ледниками Шпицбергена, изначально субгляциальными melt-out или logement тиллами (тиллами стагнирования и затем протаивания и тиллами наслаивания по классификации в методическом пособии [Каплянская, Тарноградский, 1993]. «Субгляциальность» этих тиллов перестаёт быть объективным фактом, поскольку для современных ледников они являются породами ложа. В результате, ледниковая теория лишается основного довода, в соответствии с которым донные морены областей материкового оледенения откладывались под активным движущимся ледником, с чем связывалось возникновение разнообразных по масштабу и кинематике приповерхностных дислокаций, ориентировки удлинённых валунов и т.п. Справедливость такого утверждения подтверждается ещё и тем, что интерпретация Дж. Боултоном [Boulton, 1970b] особенностей литологии и условий залегания диамиктонов Шпицбергенского типа (см. фиг. 2.19) как субгляциальных тиллов, вызывает весьма серьёзные возражения (см. выше). Вместе с тем, если эти диамиктоны были отложены задолго до того, как их перекрыл современный ледник, изложенные Дж. Боултоном факты находят естественное объяснение как результат взаимодействия ледника со слабо когезивными породами ледникового ложа. Показательно, что альтернативное объяснение базируется на результатах более поздних наблюдений упомянутого автора.

Можно предположить, что, когда в бухте Адольфа ледник двигался по экспонированному на её дне диамиктону, приповерхностная часть последнего мощностью порядка 1,8 м испытала деформацию горизонтального пластического сдвига в вертикальной плоскости, амплитуда которого уменьшалась вниз по разрезу с убывающей скоростью. Деформация подобного типа была установлена Дж. Боултоном с помощью природного эксперимента на одном из умеренных ледников Исландии (см. фиг. 2.11), однако в данном случае

она развивалась под холодным ледником, вероятно, в приморожeнной к его подошве верхней части диамиктона. Поскольку прибрежные воды Шпицбергена имеют положительную температуру даже зимой [Зенкевич, 1963] верхняя часть диамиктона была проморожена ледником на незначительную глубину. Развитию подледниковых дислокаций с помощью механизма, отображённого на фиг. 2.11, способствовала также гораздо меньшая, чем в субаэральных условиях, прочность связи между подошвой ледника и его мёрзлым субстратом, содержащим поровый морской лёд. Последнее объясняется тем, что прочность морского льда существенно ниже прочности пресноводного. Наконец, из-за того, что температура замерзания морской воды минус 1,8°, а температура подошвы (T_b) ледника Норденшельда вряд ли была намного более низкой, диамиктон на морском дне содержал много незамёрзшей воды, то есть находился в пластично-мёрзлом состоянии.

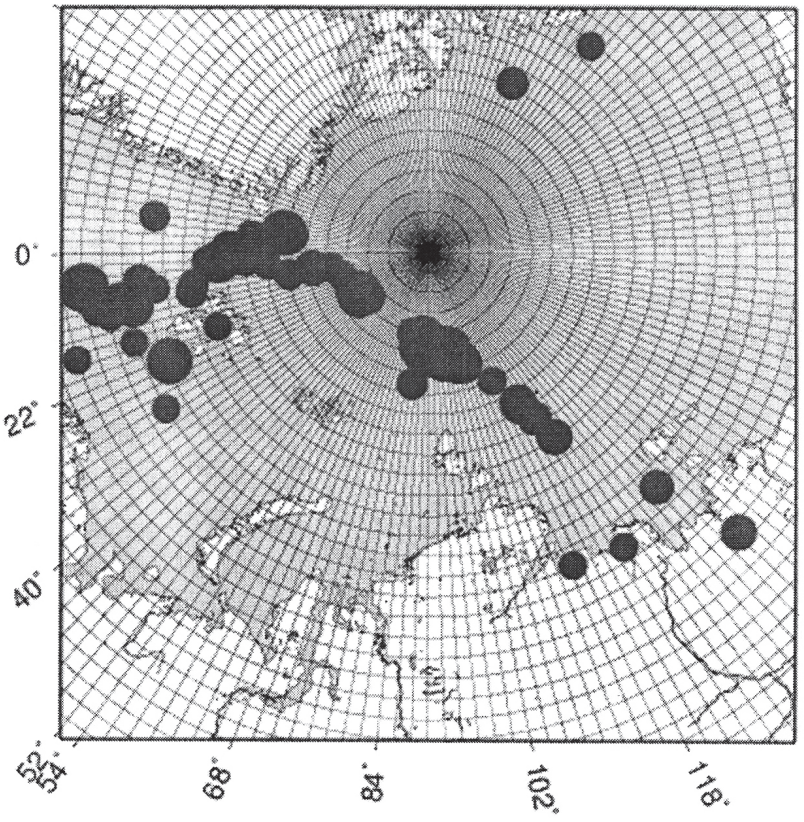
Интерпретация дислокаций подледниковых отложений как деформации пластического горизонтального сдвига в вертикальной плоскости, вызванной движением ледника, наиболее очевидна на примере тилла, выступающего из под узкого долинного ледника Сорбрин на берегу Вейдефиорда (см. фиг. 2.19, 2.24). Там, где подледниковый диамиктон обладает слоистой текстурой, эта деформация отобразилась в его разрезе серией запрокинутых по направлению движения ледника мелких складок. Связь складчатости с движением ледника подтверждается направлением наклона светлой полосы чистого льда, пересекающей базальную часть ледника (см. фиг. 2.24). Она представляет собой залеченную льдом трещину отрыва, которая первоначально была субвертикальной и представляла собой жилу метаморфизованного снега или замёрзшей талой воды. Поскольку базальная часть ледника также испытывает деформацию горизонтального простого сдвига в вертикальной плоскости, амплитуда которого быстро нарастает снизу вверх, трещина приобрела наклон (на фотографии справа налево) противоположный направлению движения ледника (см. подраздел 2.4.2), Отсюда следует, что ледник, базальная часть которого изображена на фиг. 2.24, движется слева направо. В этом же направлении запрокинуты и сжатые складки в подстилающем диамиктоне, как и должно быть, если они являются складками волочения, механизм формирования которых иллюстрирует фиг. 2.11. Этот механизм ещё не был известен Дж. Боултону в период наблюдений подледниковых диамиктонов Шпицбергена, поскольку был экспериментально установлен им позднее [Boulton, 1979c].

Диамиктон, экспонированный в изголовье Биллефиорда, обладает массивной текстурой, исключающей возможность образования складок, и, поэтому, пластическая деформация простого горизонтального сдвига в вертикальной плоскости имеет здесь иное структурное выражение. Напряжённое состояние вовлечённого в такую деформацию диамиктона характеризуется субгоризонтальной (параллельной подошве ледника) ориентировкой максимальных касательных напряжений, интенсивность которых убывает вниз по разрезу. В процессе пластического волочения верхней части диамиктона движущимся ледником, обусловленного адгезией на границе ледник/ложе, внутри диамиктона возникают трещины, наклонённые в соответствии с законом Кулона–Мора под углом $\phi/2$ к плоскости максимальных касательных напряжений, где ϕ – угол внутреннего трения. Каждая трещина является, с одной стороны, зоной разрядки напряжений с образованием в её окрестностях их градиента, а с другой – служит поверхностью скольжения с выделением теплоты трения. Поскольку деформируется мёрзлая порода, деформация сопровождается перераспределением порового льда, который в соответствии с градиентом напряжений концентрируется в трещине, раздвигая её стенки. При проскальзывании стенок трещины друг относительно друга лёд тает под влиянием теплоты трения и затем при прекращении проскальзывания замерзает в виде ледяного прослоя. Процесс повторяется многократно, так как пластическое течение материала диамиктона эпизодически сопровождается образованием и проскальзыванием стенок уже существующих трещин. Признаки такого проскальзывания (зеркала скольжения) присутствуют и в подошве ледника. В результате, в верхней части подледникового диамиктона образуется система разлинзовывающих его трещин, полого наклонённых как по направлению движения ледника, так и против него, часто заполненных льдом, который, в свою очередь, содержит тонкие прослои диамиктона, причём границы между льдом и породой являются плоскостями скольжения. Количество и мощность этих грун-

тово-ледяных прослоев возрастает вверх по разрезу, что обусловлено увеличением амплитуды горизонтального пластического сдвига в этом же направлении. Последнее является также причиной того, что в нижней части диамиктона сохранились весьма хрупкие раковины морских моллюсков иногда даже с сомкнутыми створками, тогда как выше по разрезу эти раковины раздроблены в процессе пластической деформации, сопровождавшейся скольжением по поверхностям трещин. Изменение мощности порождённых пологими трещинами грунтово-ледяных прослоев по латерали обусловлено увеличением льдистости мёрзлого подледникового диамиктона по мере удаления от современного края ледника. По этой причине максимальная мощность таких прослоев в ледниковом клифе (пункт *M* на фиг. 2.20В) − 6 см, а в подледниковом туннеле на удалении от края ледника – 0,5 м [Boulton, 1970a].

Крутые и субвертикальные трещины, скорее всего не связаны с деятельностью ледника и имеют более древний («доледниковый») возраст. Они обязаны своим происхождением тектонизации диамиктона, обусловленной дифференцированными смещениями его подошвы на крыльях активизированных в неотектоническую эпоху разломов скального фундамента, что вполне вероятно в этом сейсмически активном районе (фиг. 2.27). Ориентировка осей удлинённых валунов, как и любых линейных объектов, распложенных в матрице, материал которой испытывает пластическое течение, определяется направлением этого течения. Следовательно, на неё могли повлиять пластическая деформация диамиктона, обусловленная как движением ледника, так и смещением крыльев активизированных разломов. Возможно, этим определяется почти взаимноперпендикулярная ориентировка длинных осей валунов в двух пунктах, расположенных поблизости друг от друга [Boulton, 1970b].

Полосчатые ледово-грунтовые слои мощностью до 0,4 м и льдистостью 60%, встречающиеся в основании ледника и содержащие наряду с песчано-алеврито-глинистым и грубообломочным материалом обломки раковин моллюсков, по-видимому, образовались с помощью механизма freezing-in. Геологические условия этому весьма благоприятствовали, поскольку ложем ледника служила поверхность слабокогезивных осадочных пород, представленных диамиктоном, нахо-



▶ **Фиг. 2.27.** Карта эпицентров и магнитуд землетрясений в Западно-Арктической области за период с 28.03.1999 по 16.03.2005 гг. (данные Центральной опытно-методической экспедиции Геофизической службы РАН). Большинство гипоцентров расположено на глубинах 10–33 км. Минимальные магнитуды 2,5–3,5, максимальные – 7–7,5

дившимся в пластичномёрзлом состоянии (см. подраздел 2.3.3).

Таким образом, наличие прослоев льда в верхней части диамиктона и прослоев диамиктона в полосах «грязного» льда, содержащихся в подошве ледника Норденшельда, говорит не о фациальной связи перегруженной моренным материалом и прекратившей движение базальной части льда с перекрывшим её по надвигу активным глетчерным льдом, а о движении ледника по породам ложа, представленным мёрзлым диамиктоном. Интерпретация Дж. Боултоном признаков, подтверждающих предложенную им модель, вызывает серьёзные возражения, а в свете современных данных о строении и возрасте четвертичных отложений окружающей Шпицберген морской акватории ошибочность самой модели вполне очевидна. Вместе с тем, все перечисленные Дж. Боултоном факты находят, как было показано, естественное объяснение, если за исходное предположение принять, что диамиктон древнее голоценового оледенения Шпицбергена. Это предположение согласуется с современными сведениями о четвертичной геологии окружающей Шпицберген акватории независимо от генетической интерпретации распространённого на её площади диамиктона.

2.6. Общие выводы

Вместе с ледниковой теорией родилось заблуждение, заключавшееся в неправильном понимании причины, вынуждающей ледники двигаться по долинам и склонам гор, а также растекаться по поверхности северных равнин. Это заблуждение, в свою очередь, породило представления о способности гипотетических ледниковых покровов прошлого разрушать поверхность скальных пород и с помощью полученного абразивного материала выпахивать глубокие долины, срезать значительную часть осадочного чехла платформенных равнин, переотлагая продукты разрушения в виде морен, дислоцировать приповерхностные горизонты этого чехла, срывать и переносить на значительное расстояние (сотни километров) разные по размерам, в том числе гигантские блоки пород субстрата и т.п. Все виды этой геологической деятельности плейстоценовых ледников постулировались на феноменологическом уровне в соответствии с состоянием науки во вторую и третью четверти XIX в., то есть в интервале времени, на протяжении которого ледниковая теория появилась и получила практически всеобщее признание.

К началу активного функционирования молодой науки гляциологии в областях распространения гипотетических материковых оледенений четвертичные отложения, приповерхностные дислокации, в том числе залегающие вблизи поверхности крупные и гигантские аллохтонные блоки пород, а также разнообразные формы холмистого, грядовового, холмисто-западинного и т.п. рельефа стали рассматриваться как парагенетические признаки ледникового морфо- и литогенеза. И хотя объектом изучения гляциологии являются современные ледники, вполне естественной со стороны некоторых учёных-гляциологов была попытка подвести теоретическую базу под умозрительные построения гляциогеологов, от которых они унаследовали убеждённость в ледниковом происхождении изучавшихся феноменов. Эта убеждённость была столь высока, что некоторые гляциологи предлагали для исследования рельефо- и наносообразующей деятельности современных ледников изучать структуры и текстуры отложений в зоне контакта плейстоценовых диамиктонов с подстилающими образованиями в районах постулируемых былых материковых оледенений, что уже давно практиковалось гляциогеологами на феноменологическом уровне. Таким образом, круг замкнулся и доказательной базой стало служить то, что требовалось выяснить (я называю это подменой понятий).

К сожалению, процессы, происходящие на труднодоступном для наблюдений и экспериментов разделе ледник/ложе, определяющие геологическую деятельность ледников, весьма сложны, вследствие чего по поводу их физической природы, масштаба и относительной роли среди исследователей современных ледников существуют большие расхождения. Так, принципиально разные выводы о возможном масштабе ледниковой абразии и плакинга следуют из альтернативных теорий Дж. Боултона и Б. Халлета, И. Виртмана и Л.А. Ллибутри. Столь же альтернативны представления Дж. Боултона и Б. Халлета о происхождении и масштабе распространения так называемых лоджемент-тиллов и мелтаут-тиллов. А между тем, они считаются основным типом морен, распространённых на северных равнинах, и служат

главным свидетельством их покровного оледенения в недавнем геологическом прошлом.

Традиционная трактовка генезиса этих образований не согласуется и с результатами сквозного бурения ледниковых щитов и куполов Гренландии, Антарктиды и островов Арктики. Выяснилось, что они транспортируют очень мало терригенного материала, который после деградации ледников сможет образовать слой морены толщиной в сантиметры или первые дециметры. Валуны и глыбы в составе этого материала отсутствуют, а обломки галечной размерности встречаются редко. И. Виртман выдвинул гипотезу, пользующую широким признанием среди гляциологов [Drewry, 1986]. В соответствии с ней терригенный материал попадает в базальную часть щитового ледника в процессе многократного таяния подошвенного глетчерного льда и его режеляции с периодическим вмерзанием во вновь образующийся лёд терригенного материала пород ложа (механизм freezing-in), обладающих пониженной когезией. В результате образуется полосчатость, обычно наблюдаемая в базальной части ледников, обусловленная чередованием слоёв чистого и загрязнённого терригенным материалом (мореносодержащего) льда. Ранее она ошибочно объяснялась движением ледника по пологим плоскостям внутренних сколов. Это согласуется с теориями ледникового скольжения И. Виртмана и ледниковой эрозии Б. Халлета, и противоречит теориям Л.А. Лливбутри и Дж. Боултона, который подвергает сомнению универсальность модели И. Виртмана [Boulton, 1979]. Объективно упомянутая модель предполагает, что ледниковые щиты практически не эродируют литифицированные породы ложа и не оказывают на них гляциотектонического воздействия. Это и понятно, так как плакинг на ложе ледниковых щитов в соответствии с теорией ледникового скольжения И. Виртмана практически невозможен, а каменные обломки – рабочий инструмент ледниковой эрозии – к подошве ледниковых щитов не поступают из-за отсутствия супрагляциального грубообломочного материала. К тому же, попадание терригенного материала в базальную часть ледника с помощью механизма freezing-in в соответствии с гипотезой И. Виртмана возможно лишь в том случае, если породы ледникового ложа обладают относительно пониженным сцеплением между слагающими их частицами, то есть не литифицированы. Сквозное разбуривание ледников Гренландии и Антарктиды показало, что их базальная часть либо практически не содержит мореносодержащего льда, либо он встречается в виде слоёв внутри маломощных (от метров до первых десятков метров) горизонтов полосчатого льда. В последнем случае под ледником иногда залегают нелитифицированные мореноподобные образования. Можно предполагать, что полосчатый базальный лёд образуется с помощью механизма freezing-in при прохождении ледника не по прочным в основном докембрийским породам, а по локально залегающим на них нелитифицированным отложениям, которые способны участвовать в циклическом процессе формирования намерзающих на подошву ледника полос мореносодержащего льда. Как следует из результатов бурения, такими отложениями являются в основном диамиктоны, из чего, по-видимому, следует, что мореноподобные отложения сформировались ещё до возникновения материкового оледенения Гренландии и Западной Антарктиды.

Таким образом, анализ строения базальных слоёв современных ледниковых покровов Гренландии и Антарктики с учётом существующих в теоретической гляциологии гипотез делает весьма сомнительным постулат, породивший ледниковую теорию, в соответствии с которым эрратические валуны прочных кристаллических пород транспортировались из областей Канадского и Балтийского щитов на равнины Северной Америки и Евразии ледниками. Вместе с тем, он свидетельствует в пользу возрождения (на современном уровне знаний) дрифтовой гипотезы, которая противопоставлялась ледниковой теории ещё при её зарождении (см. подраздел 1.1). Опробование донных отложений Баренцева моря, где влияние айсбергов на современный осадочный процесс минимально, показало, что грубообломочный материал встречается во всех литологических типах осадков и объяснение этого феномена не требует привлечения ледникового фактора (см. подразделы 4.1.3; 4.2.2; 5.3; 5.4).

Дж. Боултон экспериментально доказал, что под умеренным ледником движущимся по рыхлым отложениям, возникают дислокации, связанные с адгезией на границе раздела ледник/ложе. Они отображают деформацию горизонтального пластического сдвига в вертикальной плоскости и охватывают зону субстрата мощностью от долей метра до первых метров. Возникновение этих деформационных структур отнюдь не служит дока-

зательством существования так называемого ледникового напора. Адгезия, так же, как и трение скольжения между движущимся ледником и его ложем, должна преодолеваться за счёт увеличения угла наклона поверхности ледника, компенсирующего возникающее дополнительное напряжение. Деформационные структуры, которые в районах постулируемых материковых оледенений считаются гляциотектоническими [Лаврушин, 1976; Левков, 1980; Кригер и др., 1983; Каплянская, Тарноградский, 1993; Kupsh, 1961; Moran, 1980 и др.], гораздо многообразнее кинематически и охватывают интервалы геологического разреза мощностью в десятки и первые сотни метров. Геологическая деятельность современных ледников не создаёт дислокаций подобного масштаба, а теоретическая гляциология не в состоянии объяснить их происхождение. Попытки такого рода, предпринимаемые гляциогеологами, обусловлены неправильным пониманием причины движения ледников и (или) иных положений гляциологии и зачастую входят в противоречие с отдельными положениями механики и гидродинамики (см. подразделы 2.1 и 2.4.1). В ряде работ автора и его коллег было показано, что внедрение в структурную геологию элементов тектонофизического анализа позволяет выяснить истинную природу этих образований, в которой заключена важная информация о геодинамической обстановке района их развития и зачастую о характере поля неотектонических напряжений в фундаменте [Крапивнер, 1986; 1992а,б; 1997, 2004, 2007; Крапивнер, Юдкевич, 1989; Крапивнер, Смирнов, 2001; Крапивнер, Скоробогатько, 2012].

В публикациях некоторых гляциологов приводятся данные о широком развитии надвигов во фронтальной части ледников, что послужило основанием выделять наравне с общепризнанными типами движения глетчерного льда – межзерновое пластическое течение и скольжение по поверхности ложа – движение по плоскостям внутренних сколов, широко используемое в работах гляциогеологов. Следует отметить, что и этот вывод поддерживается далеко не всеми гляциологами [Патерсон, 1972; Weertman, 1961; Hudleston, 2015 и др.]. Невозможность возникновения надвигов в ледниках (по крайней мере ледниках растекания) определяется одним из важных принципов тектонофизики, который заключается в следующем. Тектоника глетчерного льда является гравитационной и возникающее внутри него перед выступами ложа напряжение латерального сжатия вызывается силой, производной от веса ледника, тогда как надвиги образуются в тех случаях, когда максимальным является горизонтальное сжимающее усилие [Anderson, 1951]. Это распределение действующих внутри ледника сил (характер тензоров напряжений) не изменится при существовании в его подошве плёнки талой воды, находящейся под высоким давлением, так как пьезометрический напор этой воды снижает криостатическое давление на ложе ледника, не влияя на его внутреннее напряжённое состояние.

Одним из важнейших диагностических признаков, отличающих надвиги, от других разрывов сколового типа является их наклон и его изменение в вертикальном разрезе. Между тем, надвиги, выделяемые в ледниковых обрывах, зачастую только в их основании наклонены к горизонту под углом близким к углу скалывания, характерному для надвигов (30–35°). Выше по разрезу он возрастает, нередко достигая вблизи поверхности 80–85°. Такая форма разрывов, учитывая незначительную мощность фронтальной части ледников (десятки метров), противоречит их надвиговой природе, несмотря на то, что в пользу неё иногда свидетельствует характер смещений и морфология приразрывных деформаций горизонтальной полосчатости глетчерного льда. Возникшее противоречие не было замечено профессиональными гляциологами и требует специального обсуждения. В подразделе 2.4.2 был рассмотрен механизм формирования подобных структур, основанный на кинематическом анализе деформации глетчерного льда в процессе его пластического течения [Петерсон, 1972, Hudleston, 2015], позволяющий преодолеть упомянутое противоречие и объяснить своеобразную форму гипотетических «надвигов».

Распространение на Баренцево-Карском шельфе так называемых парагенетических признаков ледникового морфо- и литогенеза для большинства исследователей послужило причиной признания гипотезы Арктического ледникового покрова, по крайней мере в той её части, которая предполагает, что этот шельф служил одним из важнейших центров былых материковых оледенений. Подобному признанию (в полном или усечённом виде), противоречит установленный данными глубоководного бурения факт, в соответствии с которым функционирование тёплого Северо-Атлантичес-

кого течения не прекращалось и в постулируемые ледниковые эпохи, то есть не выполняется главное граничное условие гипотезы. Эмпирическая нелинейная зависимость между толщиной льда в водоёмах и среднегодовой температурой воздуха обуславливает невозможность промерзания до дна даже Карского моря, в котором поступление тепла из-за притока Атлантических вод многократно меньше, чем в Баренцевом ($8 \cdot 10^{12}$ против $5 \cdot 10^{17}$ ккал $\cdot$ год$^{-1}$). Противоречат признанию Арктического ледникового покрова и сведения о масштабах последнего плейстоценового оледенения островного обрамления Баренцевоморского шельфа: по наблюдениям многих исследователей оно почти нигде не перекрывало границ максимального распространения ледников в голоцене. Наконец, существующая в рамках гипотезы Арктического ледникового покрова интерпретация геологического строения осадочного покрова подразумевает аномально большую глубину ледниковой эрозии шельфа, не предлагая её конкретного механизма (см. подраздел 2.5), который так же, как и возможный масштаб этой эрозии в теоретической гляциологии является объектом дискуссии. При этом, ледниковая абразия не может срезать топографическую поверхность на глубину, превышающую амплитуду её неровностей, а относительная роль в процессе ледниковой эрозии плакинга, по-видимому, весьма незначительна.

Объективно гипотеза Арктического ледникового покрова отражает глубокий кризис ледниковой теории, из которого она пытается выбраться с помощью очередных умозрительных построений и отказа от основополагающей концепции этой теории – постулируемого ей положения центров материковых оледенений. В этом отношении весьма показательна позиция Дж. Боултона в дискуссии о генезисе диамиктонов шельфа Баренцева моря. С одной стороны, он принимает встречающиеся на берегах шпицбергенских фиордов диамиктоны, подобные тонкозернистым тиллам низменных равнин Европы и Северной Америки, за отложенные под ледником тиллы, с другой – не признаёт ледниковое происхождение верхнего диамиктона Баренцевоморского шельфа, также подобного тиллам упомянутых равнин [Boulton, 1979a,b], поскольку оно дезавуирует его интерпретацию тиллов, встреченных на побережьях Шпицбергена под современными ледниками, как природную модель лоджемент и мелт-аут тиллов (см. подраздел 2.3.4). В одном лице гляциолог, приложивший много усилий в попытках физического обоснования феноменологической теории XIX в. – представлений о ледниковом морфо- и литогенезе, вступил в противоречие с исследователем ледников Шпицбергена. На самом деле отложения, принятые Дж. Боултоном на побережьях Вейде и Билле фиордов за подледниковые тиллы, и диамиктоны Баренцевоморского шельфа, прослеженные морскими исследованиями до изголовья Билле фиорда, литологически подобны и друг другу, и тиллам низменных равнин северных широт. Если последние действительно являются продуктом деятельности покровных оледенений, к таковым должны быть отнесены и диамиктоны Баренцевоморского шельфа. Но в таком случае вывод Дж. Боултона об ограниченных размерах поздневислинского (поздневалдайского) оледенения Шпицбергена (см. раздел 2.5) следует признать ошибочным. Однако он хорошо аргументирован в том числе многочисленными разрезами отложений морских террас, охарактеризованных средневалдайскими радиоуглеродными датировками и не перекрытых ледниковыми образованиями. Налицо антиномия, отображающая один из многочисленных аспектов кризиса ледниковой теории.

И всё же в гипотезе Арктического ледникового покрова есть одно рациональное утверждение, в соответствии с которым диамиктоны, распространённые на Баренцево-Карском шельфе и на обрамляющих его низменных равнинах, идентичны не только по литологическим признакам, но и генетически, поэтому из признания их ледникового происхождения в одном из упомянутых регионов неизбежно следует такой же вывод для другого. Учитывая дискуссионность проблемы следовало бы сформулировать это положение иначе: и на шельфе, и на обрамляющих низменностях диамиктоны имеют одно и то же происхождение – либо ледниковое, либо морское (ледово-морское). Между тем, низменные аккумулятивные равнины, обрамляющие эпиконтинентальные моря северной Евразии, являются не только областями развития диамиктонов, но обладают ещё одной очень важной чертой – ярусностью аккумулятивного рельефа водоразделов [Крапивнер, 1967г], которая не находит удовлетворительного объяснения в рамках ледниковой теории. В следующей главе это будет проиллюстрировано на примере Печорской низменности.

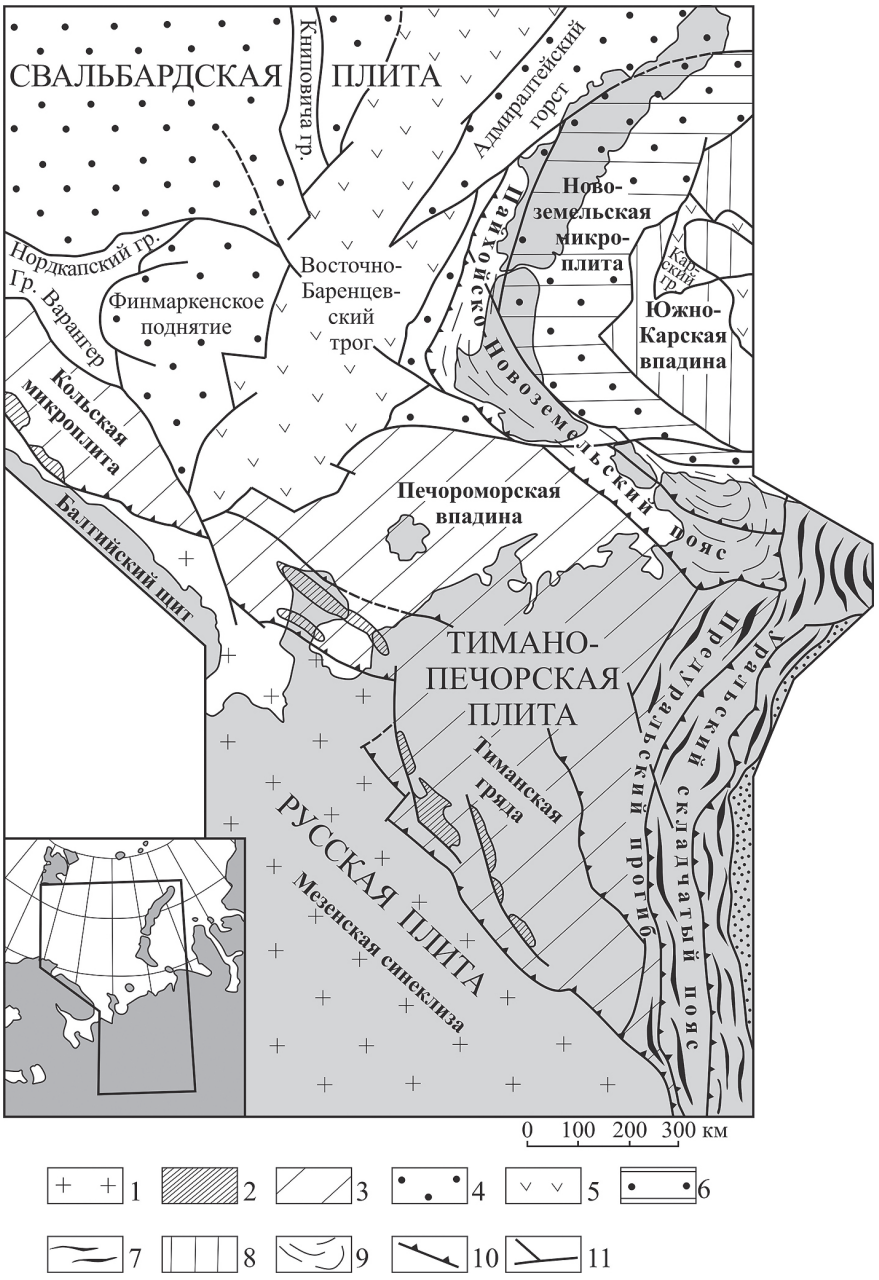
Глава 3

ЯРУСНОСТЬ РЕЛЬЕФА НИЗМЕННЫХ МАТЕРИКОВЫХ РАВНИН И ЕЁ СВЯЗЬ СО СТРОЕНИЕМ РАЗРЕЗА НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ПЕЧОРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

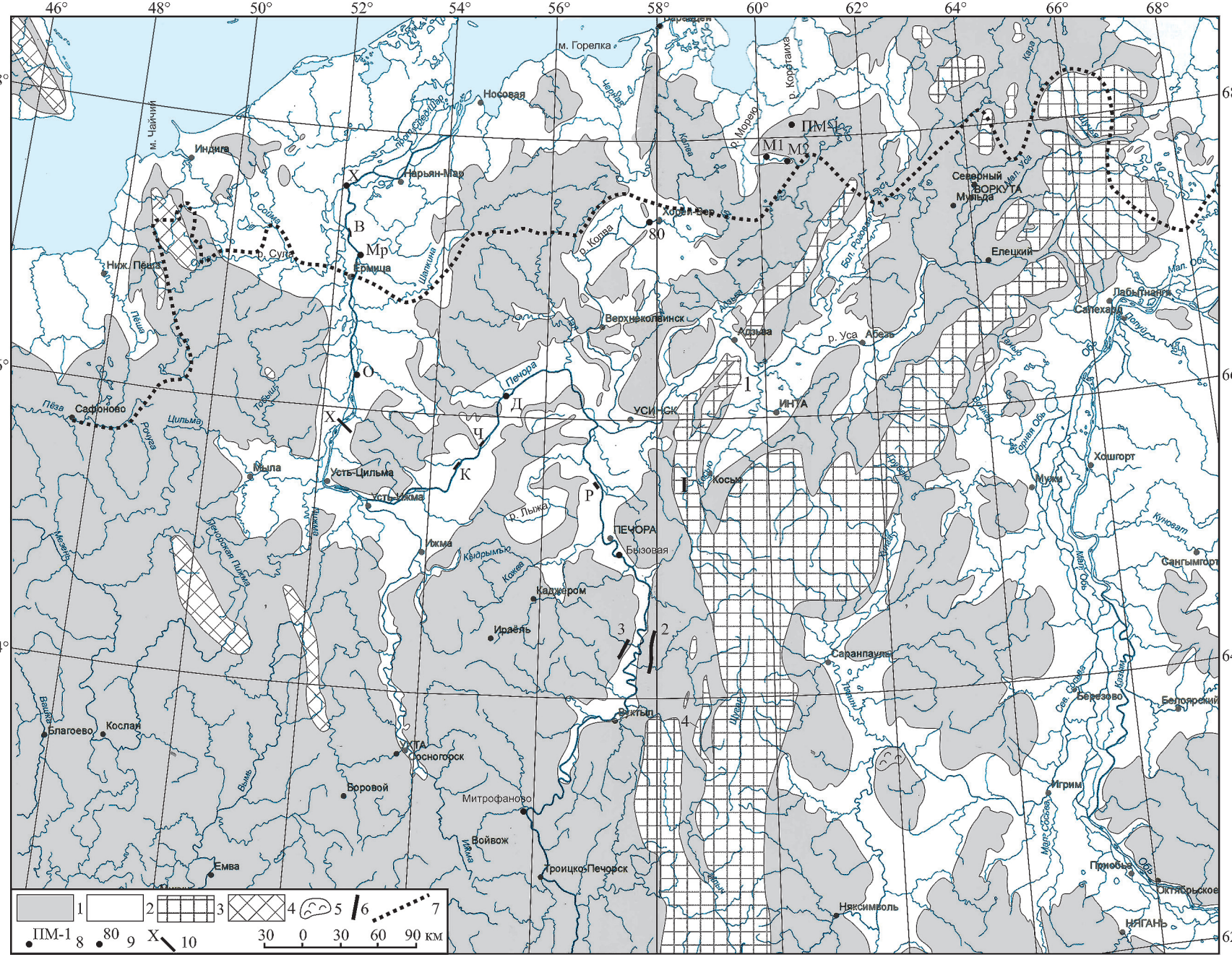
3.1. Общие сведения

В пределах низменных равнин материкового обрамления Баренцево-Карского шельфа, расположенных между Балтийским щитом и Восточно-Сибирской платформой, распространён мощный (до 300 м и более) чехол отложений, в составе которых существенную, а зачастую и главную роль играют диамиктоны, традиционно считавшиеся ледниковыми тиллами. Толще был присвоен четвертичный возраст, поскольку ледниковый и четвертичный периоды долгое время являлись синонимами (см. раздел 1.1). На первых этапах геологическое изучение этих отдалённых окраин России было возможно только с помощью маршрутных исследований по рекам, являвшимся главными, а иногда и единственными путями сообщения. Дистанционные методы геолого-геоморфологического картирования в этот период ещё не применялись, вполне естественно, поэтому, что геоморфология низменностей представлялась довольно простой: в их рельефе выделяли единое «водораздельное плато», сложенное в основном ледниковыми и водноледниковыми образованиями, и врезанные в него аллювиальные террасы. С конца 50-х до начала 90-х гг. прошлого века обширные площади северных равнин России были покрыты полистной геологической съёмкой масштаба 1 : 200 000, а в бассейнах Печоры и Оби, кроме того, инженерно-геологической съёмкой в связи с проектом переброски стока северных рек на юг. Дешифрированием аэрофотоснимков и пешими маршрутными исследованиями была выявлена характерная и очень важная для палеогеографических реконструкций черта картируемых аккумулятивных равнин – ярусность их рельефа, азональная по отношению к выделяемым на этих территориях границам распространения гипотетических плейстоценовых оледенений. Последнее послужило одной из причин возникновения острой дискуссии по поводу генезиса диамиктонов и позднекайнозойской палеогеографии региона (см. подраздел 1.2.1). Наиболее отчётливо ярусность рельефа проявлена в Печорской низменности – компактной территории, которая может служить геоморфологической моделью для других низменных равнин, что подтверждено на примере севера Западной Сибири, ярусы рельефа которой практически идентичны таковым бассейна р. Печоры, но охватывают на порядок бóльшие по размерам площади [Генералов и др., 1970; Генералов, 1975; Крапивнер, 1967а,г; Кузин, 1963].

Печорская низменность занимает территорию эпибайкальской Тимано-Печорской плиты, Коротаихинского (Предпайхойского) краевого прогиба, а также основную часть Предуральского краевого прогиба, и в плане имеет клиновидную форму, расширяясь к морю. Её юго-западным обрамлением служит Тиманский кряж, восточным – Северный Урал, который, приобретая средне-высокогорный рельеф и северо-восточную ориентировку, переходит в Приполярный, а затем в Полярный Урал. Последний на широте ~68° в торец сочленяется с линейной возвышенностью Пай-Хой – юго-восточным фрагментом мезозойского Пайхойско-Новоземельского складчатого пояса (фиг. 3.1, 3.2).



▲ **Фиг. 3.1.** Тектоническая схема севера Европейской части России и прилегающих территорий [Богацкий и др., 1996б]. *1* – фундамент Восточно-Европейской платформы; *2* – складчатые рифейско-вендские отложения; *3* – эпибайкальские плиты; *4* – эпигренвильская плита; *5* – троги с субокеанической корой; *6* – эпигренвильская плита с элементами киммерийской складчатости; *7* – герцинские складчатые структуры; *8* – эпигерцинская плита; *9* – раннекиммерийские складчатые структуры; *10* – надвиги; *11* – сбросы, сдвиги


46°
48°
50°
52°
54°
56°
58°
60°
62°
64°
66°
68°
м. Горелка
Носовая
Индига
м. Чайчий
Нарьян-Мар
Ижма
Ермица
Ниж. Пёша
Сафоново
Усть-Цильма
Усть-Ижма
Мыла
Ижма
Каджером
Ираёль
Благоево
Кослан
Усогорск
Боровой
Митрофаново
Войвож
Емва
ТроицкоПечорск
Бызовая
ПЕЧОРА
Верхнеколвинск
Адзьва
УСИНСК
ИНТА
Косью
Мужи
Хошгорт
Сангымгорт
Саранпауль
Березово
Белоярский
Игрим
Приобье
Октябрьское
Няксимволь
НЯГАНЬ
Елецкий
Лабытнанги
Салехард
Абезь
Мульда
Северный
ВОРКУТА
Хорей-Вер
Харутаиха
Р. Морото
Р. Корва
Р. Суйда
Р. Пёша
Р. Лыжа
р. Уса
Пёза
Цильма
Ижма
Печора
Кожва
Кодрымью
Мезень
Вашка
Вымь
Ижма
Ухта
Ротча
Шапкина
Сойва
Адзьва
Корва
Харутаиха
Морото
Колва
Чарью
Шапкина
Большой Роговой
Мал. Уса
Уса
Обь
Мал. Обь
Полуй
Надым
Пякупур
Хадыта
Косью
Кулюват
Сыня
Ягуряхи
Ягурях
Щучья
Сев. Сосьва
Кошпаюр
Мал. Сосьва
Обь
Р. Лыжа
Р. Уса
Р. Суйда
Р. Пёша
Р. Корва
Р. Морото
Р. Харутаиха
Р. Колва
Р. Чарью
Р. Шапкина
Р. Сойва
Р. Адзьва
Р. Косью
Р. Кулюват
Р. Ягурях
Р. Щучья
Р. Сев. Сосьва
Р. Мал. Сосьва
Р. Обь
Р. Надым
Р. Пякупур
Р. Хадыта
Р. Сыня
Р. Полуй
Р. Мал. Обь
Р. Мал. Уса
Р. Уса
Р. Печора
Р. Ижма
Р. Цильма
Р. Пёза
Р. Ротча
Р. Вымь
Р. Ухта
Р. Мезень
Р. Вашка
Р. Кожва
Р. Кодрымью
Р. Ижемская Пижма
ПМ-1
М1
М2
О
Мр
В
Х
Ч
К
Р
Д
1
2
3
4
80
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
30 0 30 60 90 км

◀ **Фиг. 3.2.** Карта распространения морского бассейна, отложениями которого сформирован IV-й надпойменный ярус рельефа Печорской низменности и бассейна нижнего течения р. Оби. *1* – полигенетическая водораздельная равнина; *2* – Чулейский бассейн, в котором накапливались морские и лиманные отложения, сохранившиеся в пределах IV надпойменного яруса рельефа; *3* – выступы герцинского складчатого сооружения Урала; *4* – выступы фундамента Тимано-Печорской плиты; *5* – выходы верхнепалеоценовых опок и опоковидных глин; *6* – выступы нижне-среднекаменноугольных пород в замках антиклинальных складок в пределах Предуральского краевого прогиба; *7* – «линия Мархида» [Mangerud et al., 1999] – граница максимального распространения средне- или ранневалдайского оледенения; *8* – скважина, вскрывшая максимальную мощность новейших отложений (295 м) на водораздельной равнине (абсолютная отметка устья – 195 м); *9* – скважина, вскрывшая наибольшую мощность новейших отложений (290 м) в пределах IV надпойменного яруса рельефа (абсолютная отметка устья 67 м); *10* – линия бурового разреза (Гидропроект) в районе д. Хабариха. Цифрами обозначены: **I** – гряда Чернышова; 1 – Шарью-Заостренская синклиналь; 2 – Улдор-Кыртинская антиклиналь; 3 – Воя-Соплясская антиклиналь; 4 – антиклинальная возвышенность Овин-Парма; Местоположение опорных разрезов: Х – Хонгурей; В – Вастьянский Конь; Мр – Мархида; О – Окунёв Нос [Лавров, Потапенко, 2005; Лаврушин, Эпштейн, 2001]; К – Кипиево; Ч – Чаркаювом [Крапивнер, 1967д]; Д – Денисовка [Лавров, Потапенко, 2005]; Р – Радионовская [Крапивнер, 1967д]; М-1 и М-2 – р. Море-Ю [Д. Зархидзе и др., 2010]

Магистральная река региона Печора и её наиболее крупный приток р. Уса берут начало в горах, соответственно, Северного и Приполярного Урала. Между верховьями этих рек в Печору впадают стекающие с Урала рр. Илыч, Вуктыл, Щугор и др. Одна относительно крупная река (р. Коротаиха) начинается на Пай-Хое и впадает в Печорское море. Три крупных притока Печоры – рр. Ижма, Цильма и Сула стекают с Тимана. Наконец, многие реки берут начало на локальных водоразделах внутри Печорской низменности, особенно многочисленных в её северной половине, заключённой между рр. Уса и Печора. К наиболее крупным из них относятся рр. Шапкина, Лая, Колва, Адзьва, Большая Роговая, Кожва, Лыжа и др. Некоторые из этих рек (рр. Чёрная, Море-Ю, Толота и др.) впадают непосредственно в Печорское море (см. фиг. 3.2).

При геологическом картировании в бассейнах крупных рек региона, текущих как с юга на север (рр. Печора, Ижма), так и с севера на юг (р. Уса) в их верхних течениях выделяют четыре аллювиальных надпойменных террасы, а в пределах Урала некоторые авторы насчитывают даже до 10 террасовых уровней. Вниз по течениям этих рек относительные высоты надпойменных террас возрастают, тогда как их количество уменьшается сначала до трёх, затем до двух, а на Нижней Печоре и в низовьях Ижмы до одной. Одновременно с уменьшением количества речных террас в рельефе водоразделов появляются отчётливо выраженные поверхности, обрамляющие долины рек, сохраняя свои абсолютные высоты [Крапивнер, 1967д]. Эти уровни протягиваются и вдоль берега Печорского моря, образуя глубоко вдающиеся в сушу «заливы», обрамляющие долины впадающих в него рек Чёрная, Море-Ю и Коротаиха.

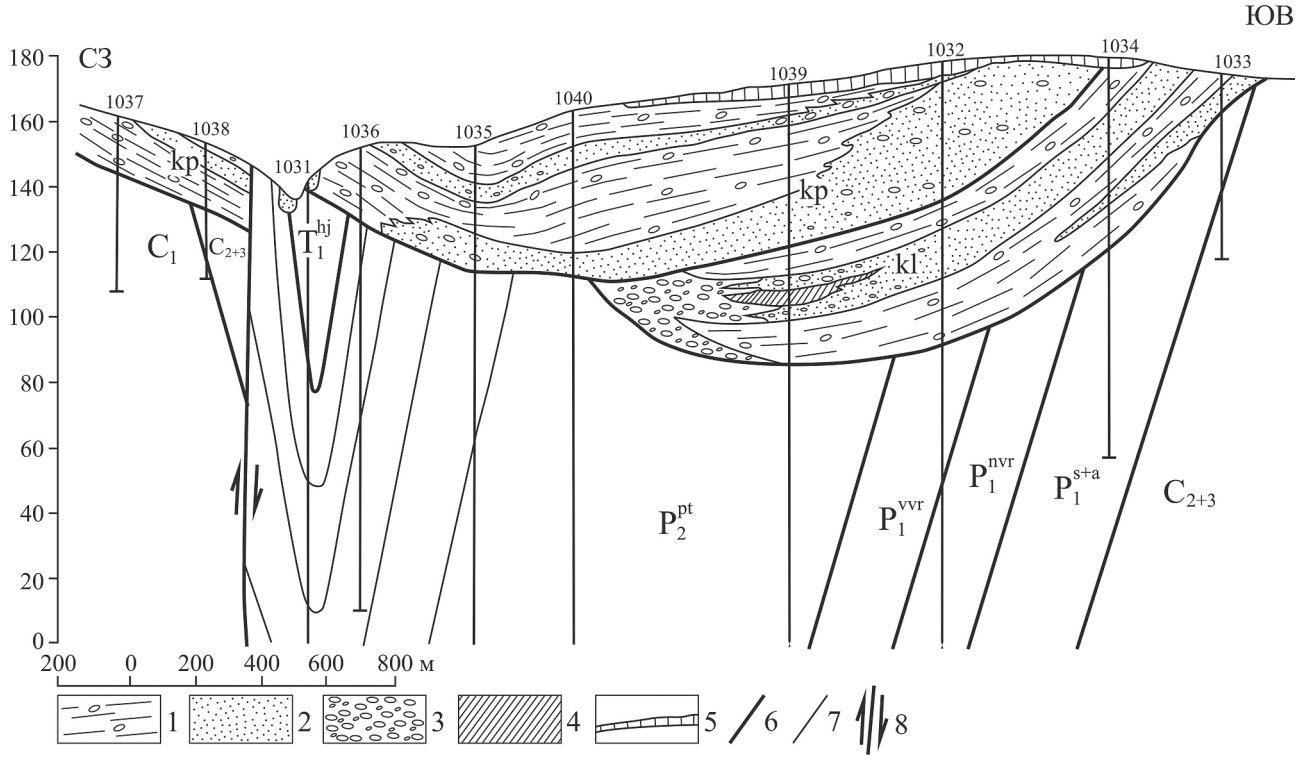
3.2. Строение рельефа Печорской низменности

3.2.1. Полигенетическая водораздельная равнина

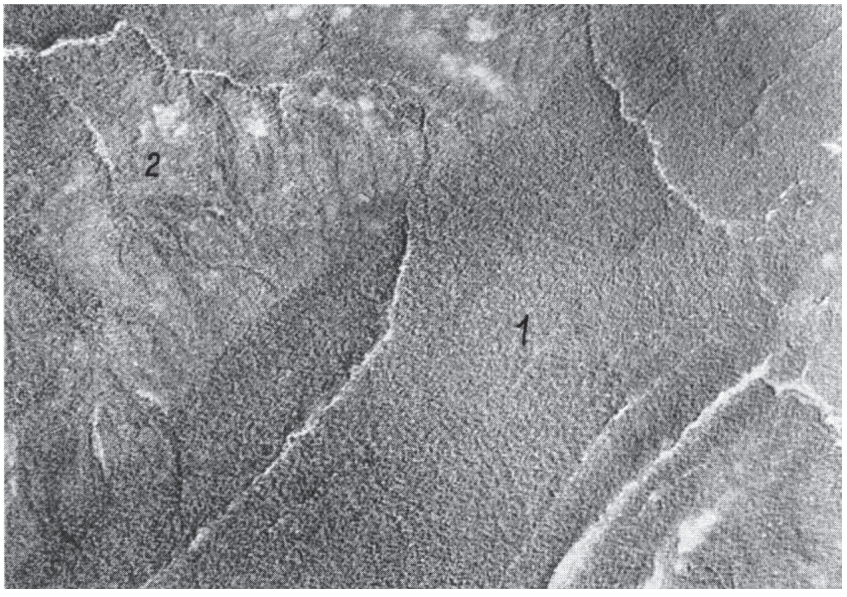
Наиболее высокую ступень аккумулятивного рельефа низменности, сформированного новейшими отложениями, занимает водораздельная равнина – поверхность с регионально развитыми абсолютными отметками от 110 до 130–140 м, на фоне которых отмечаются относительно пониженные и повышенные участки с альтитудами, уменьшающимися до 100 м или возрастающими до 180–200 м и более. Её сочленение с Тиманом в рельефе не выражено: происходит лишь плавное повышение местности и резкое сокращение мощности новейших отложений, тонкий чехол которых залегает на высоко поднятых породах мезозойского или палеозойского субстрата. Лишь отдельные участки осевой зоны Тимана, где на поверхность выведены метаморфические породы фундамента, лишены покрова этих осадков и отделены от остальной его площади довольно резкими (по-видимому, тектоническими) уступами. Не выражена в современном рельефе и северо-восточная граница водораздельной равнины с хребтом Пай-Хой. Так же, как и на сочленении с Тиманом, отмечается лишь плавное повышение

поверхности до абсолютных отметок 200–250 м, на фоне которых в осевой зоне хребта выделяются вытянутые в северо-западном направлении, реже изометричные в плане возвышенности относительной высотой до 100–150 м. Они представляют собой выступы палеозойских пород, которые до абсолютных высот 250–350 м могут быть перекрыты плащом новейших отложений с морской фауной мощностью до 20 м и более [Кузнецов и др., 2014]. На востоке водораздельная равнина включает западную увалистую полосу Урала, которая расположена в тыловой части Предуральского краевого прогиба и представляет собой уплощённую поверхность, расчленённую долинами современных рек и плоскими часто заболоченными лощинами на отдельные сглаженные увалы относительной высотой до 40–60 м. Они выработаны в палеозойских породах и вытянуты по их простиранию. На широтах Полярного Урала палеозой иногда перекрыт верхнемеловыми кварцево-глауконитовыми песчаниками небольшой мощности. Западная граница увалистой полосы выражена довольно заметным склоном, за которым абсолютные отметки поверхности быстро возрастают от 150–160 м до 200–250 м и более. Одновременно с этим сокращается мощность новейших отложений до практически полного их исчезновения (за исключением гравитационных образований) на увалах.

В области развития Предуральского краевого прогиба площади с отсутствием новейших отложений встречаются и внутри аккумулятивной водораздельной равнины. Крупнейшими из них являются кряж Чернышова и возвышенность Ыджид-Парма. Наибольшей протяжённостью (~330 км) обладает первый, вытянутый в северо-восточном направлении параллельно Полярному Уралу. На широте устья р. Усы он меняет свою ориентировку на субмеридиональную и, сохраняя её, сочленяется с Уралом в районе горы Сабля (см. фиг. 3.2). Кряж имеет ширину 20–25 км, к северо-востоку уменьшающуюся до 10–15 км. Его осевую часть занимает серия крупных синклинальных складок, ограниченных региональными разломами. На их крыльях выступают карбонатные (силур-карбон), а в ядрах терригенные (пермь-триас) породы. Абсолютные отметки поверхности чаще всего колеблются от 130–140 до 180–200 м, причём пониженные отметки приурочены к замкам синклиналей. Слабо возвышающийся над окружающей местностью каменный массив кряжа Чернышова, полого снижаясь в обе стороны, постепенно сливается с аккумулятивной водораздельной равниной. Мощность новейших отложений по направлению к нему быстро уменьшается. В пределах выходов карбонатных пород на крыльях синклиналей они представлены маломощными элювиально-делювиальными образованиями. Иная картина наблюдается в ядрах синклинальных складок. Так, в изученной бурением [Данилов, 1962] Шарью-Заостренской синклинали (см. фиг. 3.2), срезая головы круто падающих пермских и триасовых слоёв, залегает также синклинально прогнутая (но гораздо более полого, чем пермские и триасовые слои) толща новейших отложений мощностью до 83 м, состоящая из двух разделённых границей размыва и углового несогласия ритмостратиграфических подразделений. Каждое из них представлено диамиктонами, которые переслаиваются с галечниками или с содержащими грубообломочный материал песками. Подобное двучленное строение новейших отложений, как установлено бурением, вообще характерно для аккумулятивной водораздельной равнины Печорской низменности. Нижнее ритмостратиграфическое подразделение было отнесено автором к выделенной ранее [Белкин и др., 1966] колвинской свите, а верхнее, рельефообразующее названо кипиевской свитой по опорному разрезу в районе с. Кипиево. Последнее не совсем удачно, поскольку этот разрез неполный, так как демонстрирует строение не водораздельной равнины, а цоколя одного из более низких ярусов аккумулятивного рельефа низменности [Крапивнер, 1976]. Западное крыло Шарью-Заостренской синклинали нарушено разломом, смещающим как палеозойские, так и новейшие слои, по подошве которых амплитуда вертикального смещения достигает 20 м (фиг. 3.3). Новейшие отложения быстро выклиниваются по направлению к выходам карбонатных пород силура-карбона на крыльях складки. В рельефе эти выходы образуют два ряда вытянутых по её простиранию увалов относительной высотой 20–40 м, имеющих ширину от 2–3 до 6 км. В отличие от массивных силурийских известняков плитчатые известняки девона-карбона хорошо идентифицируются на аэрофотоснимках, свидетельствуя о том, что по обе стороны от Шарью-Заостренской синклинали, новейшие отложения отсутствуют (фиг. 3.4), тогда как в пределах



▲ **Фиг. 3.3.** Геологический разрез Шарью-Заостренской синклинали [В. Данилов, 1962]. *1* – диамиктон; *2* – песок; *3* – галечник; *4* – глинистый алеврит; *5* – покровный алеврит; границы: *6* – стратиграфические; *7* – литологические; *8* – разломы. Новейшие отложения: kl – колвинская свита; kp – кипиевская свита [Крапивнер, 1976]



▶ **Фиг. 3.4.** Аэрофотоснимок фрагмента гряды Чернышова. 1 – плитчатые известняки девона-карбона на юго-восточном крыле синклинальной складки; 2 – новейшие отложения в замке синклинали

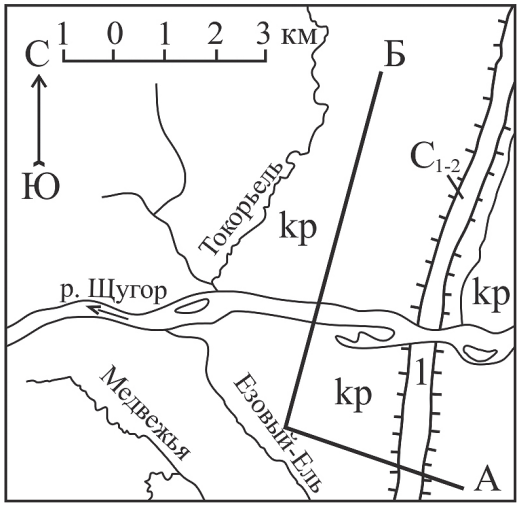
синклинали их максимальная мощность по данным бурения превышает 80 м.

На восточной окраине водораздельной равнины в бассейне нижнего течения р. Щугор над её поверхностью возвышается узкая (0,6–1,0 км) гряда длиной около 60 км относительной высотой 30–40 м (см. фиг. 3.2; фиг. 3.5). Она вытянута в северо-северо-восточном направлении параллельно границе с увалистой полосой Урала, протягивающейся в 20–25 км восточнее. Гряда представ-

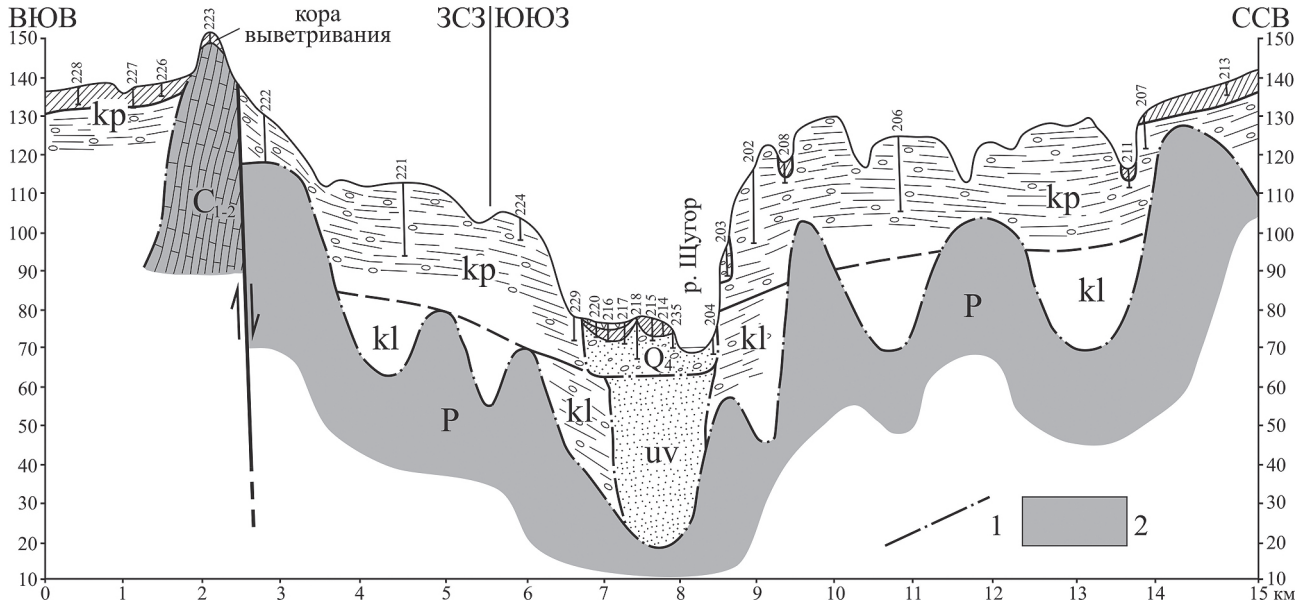


▲ **Фиг. 3.5.** Выступ нижне-среднекаменноугольных известняков в апикальной части Улдор-Кыртинской антиклинали на фоне равнины, в пределах которой с поверхности залегает диамиктон. Более крутое западное крыло антиклинали нарушено разломом взбросового типа

ляет собой апикальную часть Улдор-Кыртинской антиклинали, западное крыло которой обрезано разломом взбросового типа, а круто (60–75°) падающее восточное сложено известняками нижнего–среднего карбона. Абсолютные отметки её поверхности достигают 180–200 м и лишь близ р. Щугор, пересекающей гряду в 17–18 км от устья, снижаются до 150–160 м. Участок пересечения рекой Улдор-Кыртинской антиклинали получил местное название «Нижние ворота Щугора», так как русло реки обрамляется высокими обрывами карбонатных пород. Западный разломный борт карбонатной гряды имеет вид довольно крутого (20–25°) уступа, восточный является более пологим. Новейшие отложения в её пределах отсутствуют, на вершине гряды экспонированы сильно выветрелые известняки вскрытой мощностью около 3 м (фиг. 3.6, 3.7). При этом, на примыкающей с обеих сторон площади в полосе развития терригенных пермских пород новейшие отложения имеют сплошное распространение и мощность 35–50 м, причём основная часть толщи представлена диамиктоном. Скважинами эти отложения на полную мощность не вскрыты, но по данным вертикального электрозондирования их граница с подстилающими пермскими образованиями отображает (по-видимому, в сглаженном виде) складчатую структуру пермских слоёв: амплитуда изгибов кровли перми изменяется от 20 до 60 м на расстояниях от 200 до 700 м. Крылья отдельных складок, по-видимому, нарушены крутыми разломами, смещающими и покров новейших отложений, благодаря чему основная часть узкой (2,5 км) полосы водораздельной равнины, расположенная между Улдор-Кыртинской антиклиналью и р. Печорой, опущена относительно остальной площади равнины на 20–25 м (см. фиг. 3.7). Уплощённая и выровненная поверхность водораздельной равнины близ сочленения с крутым разломным склоном известняковой гряды образует полого наклонную (3–5° редко до 10°) площадку, ширина которой не превышает 100 м. Площадка сложена обвально-осыпными накоплениями – продуктами выветривания и разрушения известняков. Здесь повсеместно встречаются крупные глыбы этих пород. Каких-либо следов волно-прибойной деятельности не наблюдается, возможно, они были



▲ **Фиг. 3.6.** План расположения буровой линии АБ, пересекающей Улдор-Кыртинскую антиклиналь на левом берегу р. Щугор. 1 – апикальная часть антиклинали; kp – рельефообразующие отложения водораздельной равнины (кипиевская свита)



▲ **Фиг. 3.7.** Геологический разрез по линии АБ (местоположение см. фиг. 3.6). *1* – граница по данным вертикального электрозондирования; *2* – пермские отложения. UV – усть-войская свита [Крапивнер, 1976]. Остальные обозначения см. на фиг. 3.3

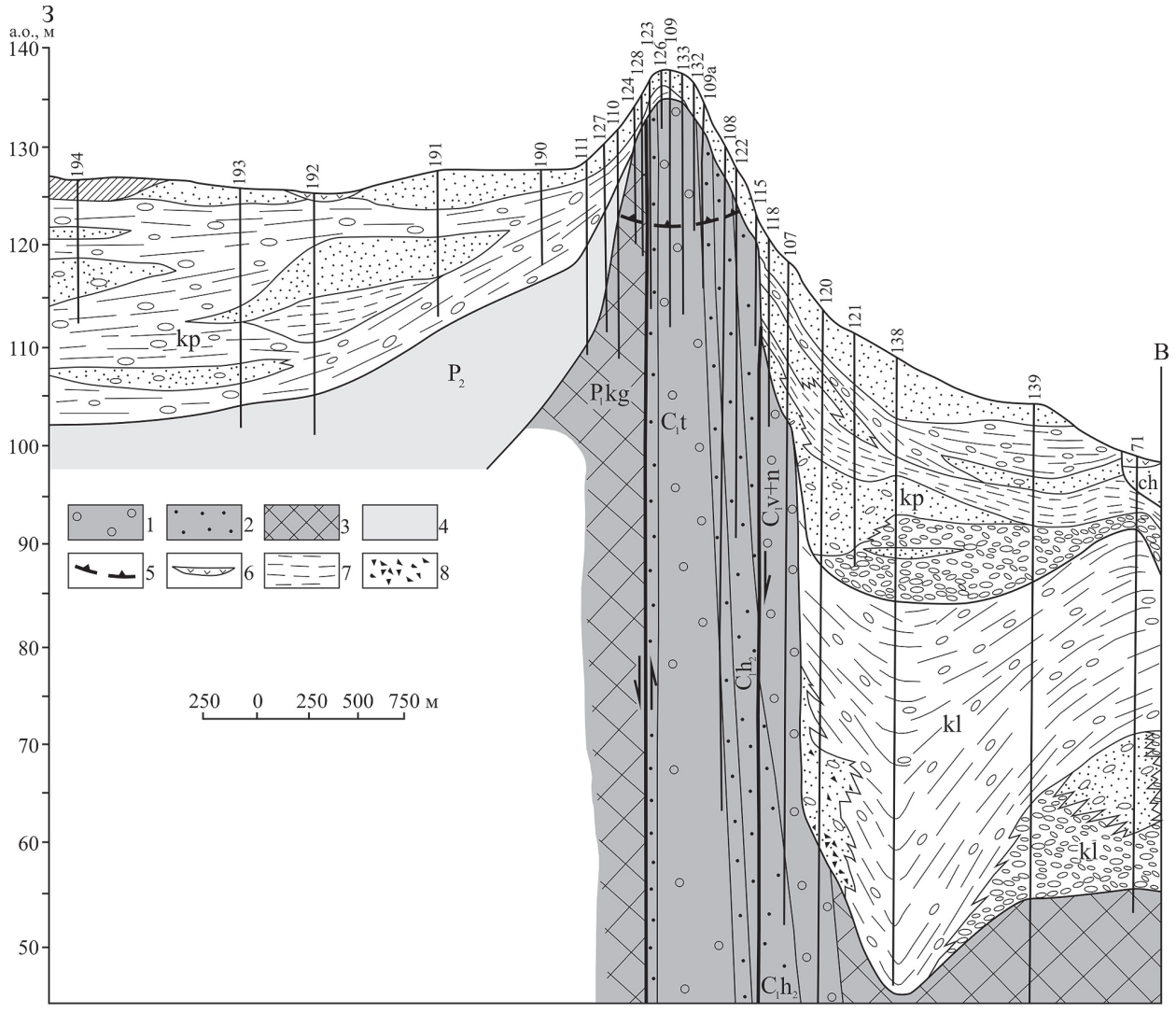
уничтожены гравитационными процессами. Небольшие ниши, напоминающие волноприбойные, были обнаружены на противоположном более пологом склоне гряды. Здесь в устьевой части впадающего в р. Щугор ручья Кыртаёль, на абсолютной высоте примерно 115 м в стенке известняков протягиваются горизонтальные выемки глубиной 10 см, в некоторых из них присутствовала галька серых гранитов, розовых песчаников и местных известняков.

В верхнем течении р. Щугор пересекает более крупную антиклинальную возвышенность. Овин-Парма протяжённостью немного более 70 км, шириной до 5–7 км и относительной высотой до 300–400 м. В её пределах покров новейших отложений отсутствует и река на участке пересечения этой гряды течёт в обрамлении высоких скальных берегов (так называемые «Верхние ворота» Щугора (см. фиг. 3.2).

На противоположном (левом) берегу Печоры в 19 км западнее Улдор-Кыртинской антиклинали в рельефе выделяется ориентированная параллельно ей Воя-Соплясская горст-антиклиналь протяжённостью 11 км. Она имеет сходное геологическое строение: в её замке выступают нижнекаменноугольные отложения, представленные известняками и крепко сцементированными битуминозными песчаниками (свита точильного камня), до глубины ~15 м, сильно выветрелые. Выступ прочных каменноугольных пород с обеих сторон ограничен крутыми разломами. Восточное крыло горст-антиклинали сложено нижнепермскими, а западное – кунгурскими преимущественно терригенными породами. В рельефе её апикальная часть выражена в виде неширокой (1,2 км) гряды с узким (0,25–0,35 км), слегка закруглённым гребнем на абсолютных высотах ~140 м. Поверхность водораздельной равнины по обе стороны от гряды расположена на разных абсолютных отметках: к западу от неё она субгоризонтальна и характеризуется альтитудами около 130 м, а к востоку – полого наклонена к тыловому шву более низкого (IV надпойменного) яруса рельефа низменности: на протяжении 1,5 км альтитуды поверхности уменьшаются от 115 до 101–102 м. Вследствие этого протяжённый (700 м) восточный склон Воя-Сопляской гряды с относительным превышением 25 м положе гораздо более короткого (250 м) восточного, несмотря на то, что относительная высота последнего в 2,5 раза меньше.

Строение Воя-Соплясской гряды детально изучено буровыми работами Гидропроекта [Юдкевич, Симонов, 1976; Крапивнер, 1976]. Новейшие от-

ложения в её пределах либо вообще отсутствуют, либо (в районе бурения) представлены маломощным (первые метры) горизонтом песков, спускающимся на сопредельные участки аккумулятивной водораздельной равнины, где они подстилаются диамиктоном. Одновременно мощность новейших отложений быстро (на протяжении первых сотен метров) возрастает до 20–25 м к западу и 50–65 м к востоку от гряды, причём разлом, ограничивающий выступ каменноугольных пород с востока, смещает не только палеозойские слои, но и новейшие отложения, формирующие водораздельную равнину, чем и объясняется её различное гипсометрическое положение по обе стороны от Воя-Соплясской гряды (см. фиг. 3.2; фиг. 3.8). На её пересечении рекой Бол. Сопляс в узком каньоне, прорезающем турнейские известняки, на абсолютных отметках 115–120 м были обнаружены четыре площадки шириной от 5 до 20 м, выработанные по трещинам пластовых отдельностей. В одной из них встречена узкая (1,5 м) пещера, вдающаяся вглубь массива. Не исключено, что эти образования так же, как и в основании склона Улдор-Кыртинской гряды, связаны с волноприбойной дея-



▲ **Фиг. 3.8.** Поперечный геологический разрез Воя-Соплясской гряды по данным Гидропроекта [Юдкевич, Симонов, 1976] в интерпретации автора [Крапивнер, 1976]. *1* – нижнекаменноугольные известняки; *2* – битуминозные песчаники (свита точильного камня); *3* – кунгурские отложения; *4* – верхнепермские отложения; *5* – подошва коры выветривания; *6* – торф; *7* – алеврит; *8* – грубообломочный материал местных нижнекаменноугольных пород. Остальные обозначения см. на фиг. 3.3.

тельностью, фиксирующей положение древних береговых линий регрессирующего моря.

Таким образом, рельеф перечисленных положительных структур Предуральского краевого прогиба, расположенных в пределах водораздельной равнины Печорской низменности, является денудационным структурно-литологическим. Выступы устойчивых к разрушению преимущественно карбонатных палеозойских пород в пределах кряжа Чернышова, возвышенности Овин-Парма, Улдор-Кыртинской и Воя-Соплясской антиклиналей выражены в рельефе в виде гряд относительной высоты от первых десятков до 300–400 м, возвышающихся над областями распространения более слабых терригенных пород перми и триаса. Новейшие отложения на вершинах гряд отсутствуют либо имеют резко пониженную мощность, тогда как на примыкающих участках развития терригенных образований перми и триаса она быстро возрастает до весьма значительной (многие десятки метров) величины. Характерно, что на «головах» известняковых пластов, формирующих Улдор-Кыртинскую и Воя-Соплясскую гряды, располагается маломощная кора химического выветривания (бурые глины с реликтовыми обломками известняков). Столь же незначительные по мощности «корни» коры химического выветривания местами сохранились в пределах увалистой полосы Полярного Урала [Калецкая, Миклухо-Маклай, 1961].

Итак, строение и рельеф водораздельной равнины в пределах Предуральского краевого прогиба указывают на существование гипсометрического контроля за распространением и фациями формирующих эту равнину новейших отложений, что противоречит традиционным представлениям об их ледниковой природе. Литолого-палеонтологическое изучение этих отложений привело автора к выводу о том, что они накапливались в глубоко проникавшим в пределы суши и опреснявшимся к югу морском бассейне [Крапивнер, 1973, 1976]. Верхний ярус рельефа Печорской низменности можно, поэтому, назвать полигенетической водораздельной равниной, которая на основной своей площади, характеризующейся наличием покрова новейших отложений, создана аккумуляцией морских осадков. Вместе с тем довольно отчётливо фиксируется и тот факт, что локальные градиентные изменения гипсометрического положения поверхности водораздельной равнины связаны с неотектоническими движениями по разломам, которые нарушают новейшие отложения вместе с их субстратом, нередко достигая дневной поверхности (см. фиг. 3.3; 3.5–3.8). Частота и интенсивность проявлений дифференцированных неотектонических движений отчётливо возрастает с юга на север и от центральных районов низменности к её палеозойскому обрамлению. На участках дифференцированных неотектонических поднятий аккумулятивной водораздельной равнины распространены разнообразные гряды, обычно принимаемые за так называемые краевые формы ледникового рельефа, и возвышенности, более или менее изометричные в плане. Вследствие этого на таких участках диамиктоны, имеющие иногда значительную мощность, встречаются на абсолютных высотах, существенно превышающих альтитуды поверхности выступов карбонатных палеозойских пород, не перекрытых новейшими отложениями в пределах гряды Чернышова, Улдор-Кыртинской и Воя-Соплясской антиклиналей. Так, скважиной ПМ-1 (абсолютная отметка устья 195 м) в пределах вала Гамбурцева пройдена мощная (295 м) толща новейших отложений, основная часть разреза которой сложена диамиктоном. Её верхняя и нижняя половины относятся, соответственно, к палеомагнитным ортозонам Матуяма и Гаусс [Яхимович и др., 1992; Попов и др., 2007]. Новейшие отложения почти такой же мощности (290 м) вскрыты скважиной СДК-80 (абсолютная отметка устья 67 м) в Хорейверской впадине (см. фиг. 3.2). Возраст верхней части разреза водораздельной равнины по данным изотопной стронциевой хемостратиграфии в бассейне р. Морею, осевой зоне Пай Хоя и на побережье Байдарацкой губы растёт с глубиной от 0,87±0,21 до 1,14±0,16 млн лет [Кузнецов и др., 2014]. Низы толщи на Пай Хое и Енисейском севере оказались гораздо более древними: 4,9±0,2 и 5,65±0,2 млн лет [Крылов и др., 2014]. Эти определения согласуются с измерениями естественной остаточной намагниченности отложений водораздельной равнины на севере Большеземельской тундры (см. выше), а также в пределах Кулойского плато [Сулейманова и др., 1992] и противоречат утверждениям о том, что «…возраст поверхностных отложений севера, как правило, не выходит за пределы второй половины среднего неоплейстоцена» [Астахов и др., 2015, с. 30].

3.2.2. IV, III и II надпойменные ярусы аккумулятивного и эрозионно-аккумулятивного рельефа

На фиг. 3.2 показана граница между полигенетической водораздельной равниной и областью распространения плоских субгоризонтальных поверхностей, относительная высота которых закономерно возрастает вниз по течениям рек. От водораздельной равнины эта площадь отличается гораздо более редкими проявлениями выраженных в рельефе дифференцированных неотектонических движений и, соответственно, существенно меньшей эрозионной расчленённостью. Между водораздельной равниной и поймами рек выделяется четыре гипсометрических яруса подобного рельефа, каждый из которых сопряжён с соответствующей аллювиальной надпойменной террасой, причём это сопряжение происходит тем выше по течениям рек, чем выше упомянутый ярус. Весьма сложный плановый рисунок взаимоотношений различных геоморфологических уровней невозможно отобразить на мелкомасштабной схеме. Вместе с тем, с водораздельной равниной, как правило, граничит самый высокий (IV надпойменный) из перечисленных уровней, откуда следует, что фиг. 3.2 отображает границы распространения первого бассейна, возникшего в Печорской низменности после регрессии моря, в котором накапливались осадки нынешней водораздельной равнины. Его берега были выработаны, в основном, в отложениях, формирующих эту равнину.

IV надпойменный ярус рельефа низменности на побережье Баренцева моря образует несколько глубоко вдающихся в сушу широких «заливов» (см. фиг. 3.2). Первый из них примыкает к подножью Пай-Хоя и охватывает почти весь бассейн р. Коротаиха, проникая вглубь суши на ~150 км; второй обрамляет долину нижнего (субмеридионального) отрезка р. Море-Ю и её левого притока р. Сямаю, вдаваясь в сушу на ~90 км. Третий «залив» распространяется к югу от Паханческой губы, занимая бассейн нижнего (субмеридионального) течения р. Чёрная. Бассейн её субмеридионального правого притока р. Урерьяха служит узким (18–20 км) «проливом», соединяющим Паханческий залив с округлой Хорейверской «лагуной» площадью около 6,5 тыс. км^2, южная окраина которой находится в ~200 км от берега моря. В настоящее время в пределах бывшей лагуны расположена основная часть водосборного бассейна р. Колвы и её главного притока р. Сандивей. Береговая граница четвёртого наиболее крупного «залива» (Печорского) протягивается почти на 300 км от района мыса Горелка на востоке до мыса Чаичий (Тиманский кряж) на западе. В его пределах располагаются бассейны рр. Индига, Вельт и других более мелких рек, а также основная часть долин рр. Сула и Шапкина, ограничивающих с юга «залив», проникающий внутрь суши более, чем на 200 км. На его плоской поверхности выделяются крупные (до ~1000 км^2) и мелкие (до 1–2 км^2) останцы водораздельной равнины, а в долинах рек распространены более низкие террасовые уровни. Наконец пятый «залив» окаймляет Чешскую губу (см. фиг. 3.2). Между упомянутыми «заливами» рассматриваемый ярус рельефа протягивается субпараллельно берегу моря в виде относительно узкой (до 5–8 км) наиболее высокой из протягивающихся вдоль него террас. По геоморфологическим признакам перечисленные площади развития IV-го надпойменного яруса рельефа являются морской террасой.

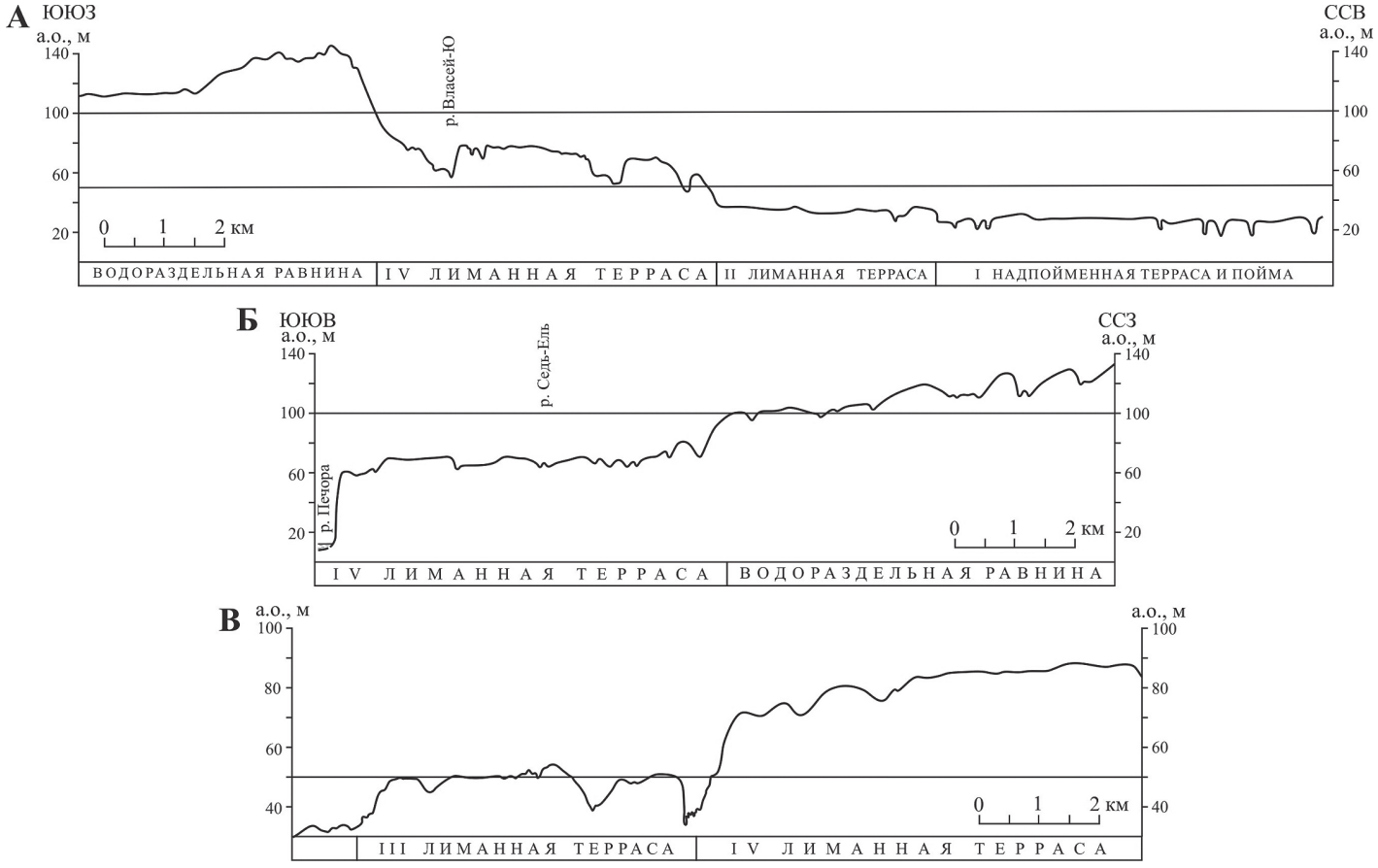
Ниже устья р. Сула в низовьях р. Печора ширина Печорского «залива», то есть расстояние между ограничивающими его на обоих берегах реки подножьями склонов водораздельной равнины, резко (до 70 км) уменьшается. По р. Печоре он проникает не только далеко в долины её наиболее крупных притоков – рр. Ижмы и Усы, но распространяется вверх по течению второстепенных рек с гораздо меньшей площадью водосбора: Цильма, Большая Вольма, Большая Мутная, Нижний Двойник, Чарка-Ю, Лая, Колва, Лыжа, Кожва и др. Аналогичная картина наблюдается в бассейне р. Усы, в пределах которого рассматриваемый ярус рельефа прослеживается вдоль долин её притоков рр. Большая Макариха, Адзьва, Кос-Ю, Большая Роговая, Ольховая, Юн-Яга и др. Если считать Печору рекой 1-го порядка, «заливы» IV надпойменного уровня рельефа проникают в долины наиболее крупных притоков 3-го, а иногда и 4-го порядков. Таким образом, геоморфологическое картирование этого яруса рельефа Печорской низменности даёт важнейшую информацию о его происхождении. С одной стороны, он обрамляет побережье Печорского моря, а с другой его распространение тесно связано с рисунком современной гидрографической сети. В первом случае этот геоморфологический

уровень можно было бы относить к морской террасе, а во втором – к её аллювиальным аналогам, если бы не удивительная выдержанность абсолютных отметок поверхности от берега моря до верхних течений рек (на многие сотни километров), чаще всего изменяющихся от 65–70 до 90–95 м. Учитывая оба эти фактора следует предположить, что после завершения трангрессии моря, сформировавшей отложения водораздельной равнины, произошло общее поднятие местности, в результате которого в пределах нынешней Печорской низменности возникла разветвлённая система рек, в целом унаследованная современной гидрографической сетью. В дальнейшем, при гораздо меньшем по амплитуде тектоническом опускании, чем в предшествующую эпоху накопления отложений водораздельной равнины, низменность вновь была частично затоплена. Однако это затопление лишь в пределах упомянутых «заливов» и соединяющих их отрезков побережья Баренцева моря носило характер трансгрессии, тогда как на основной площади низменности море ингрессировало в речные долины. Последние представляли собой систему лиманов типа современных Обской и Тазовской губ, но гораздо более сложную по конфигурации. IV надпойменный ярус рельефа на таких площадях может, поэтому, называться лиманной террасой, что предполагает существование под покровом лиманных осадков аллювия погребённых речных долин, в которые ингрессировало море. Этот аллювий в бассейнах рек Печора, Уса и Ижма вскрыт бурением и экспонирован в ряде обнажений. По названию опорного обнажения у пристани г. Печора (пос. Канин) он выделен в канинскую свиту, тогда как вышележащие лиманные и морские отложения обособлены в чулейскую свиту по названию р. Чулей – небольшого левого притока р. Печоры в районе опорных разрезов рассматриваемых отложений у с. Кипиево [Крапивнер, 1976].

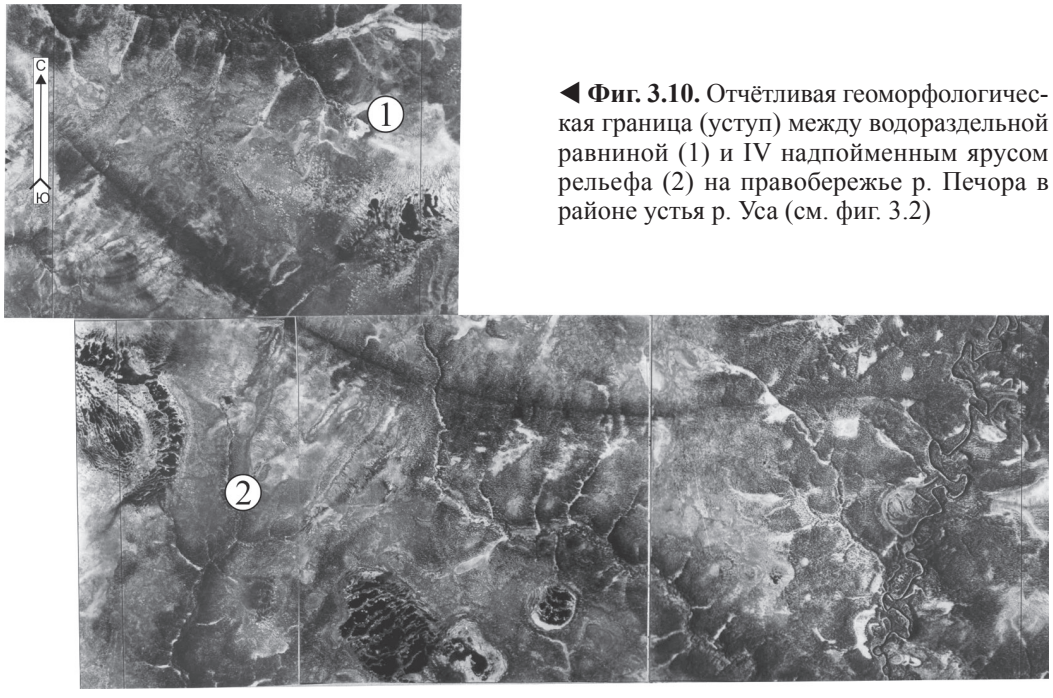
Начиная от устья р. Сулы ширина Чулейского лимана р. Печора и её притоков последовательно уменьшается вверх по течениям рек. На этом фоне он испытывает местные расширения (до 50 км на р. Уса и до 50–70 км на р. Печора) и сужения (до 1–3 км и менее) на участках, соответственно, молодых опусканий и поднятий. При этом характерно, что в депрессиях лиман вытянут по их простиранию, тогда как крупные поднятия пересекаются им (а следовательно и долиной реки канинского времени) вкрест. Наиболее отчётливо это явление выражено в бассейне р. Уса (см. фиг. 3.2), где река и затопивший её долину лиман пересекали тектонические выступы прочных палеозойских пород. Вместе с тем, на основной части долины р. Ижма, протекающей вдоль границы Ижма-Печорской впадины с Тиманским кряжем, IV лиманная терраса имеет ширину, измеряемую несколькими километрами (максимально 8 км), и лишь в её нижнем течении, где р. Ижма отдаляется от Тимана, ширина террасы быстро возрастает до 30 км. Таким образом, площадное распространение рассматриваемого элемента рельефа подчёркивает новейшую тектоническую структуру низменности.

Поверхность лиманной террасы отличается исключительной уплощённостью. Здесь крайне редки крупные гряды и холмы, за исключением останцов водораздельной равнины, иногда линейных, но вытянутых в разных направлениях и ограниченных чёткими уступами (например, гряда Новикбож на правобережье р. Колва в её низовье). Широким развитием пользуются крупные грядово-мочежинные болота, унылое однообразие которых подчёркивает общую равнинность территории, лишь изредка нарушаемую эрозионным расчленением, гораздо менее густым и глубоким, чем в пределах водораздельной равнины. Нередко обширные занятые болотами пространства вообще не дренируются. Глубина долин мелких речек и ручьёв, стекающих с водораздельной равнины, при выходе на поверхность лиманной террасы зачастую уменьшается и, как правило, не превышает 20–30 м. Поверхность террасы очень полого наклонена от её бортов к центру, причём этот наклон заметно увеличивается при уменьшении её ширины.

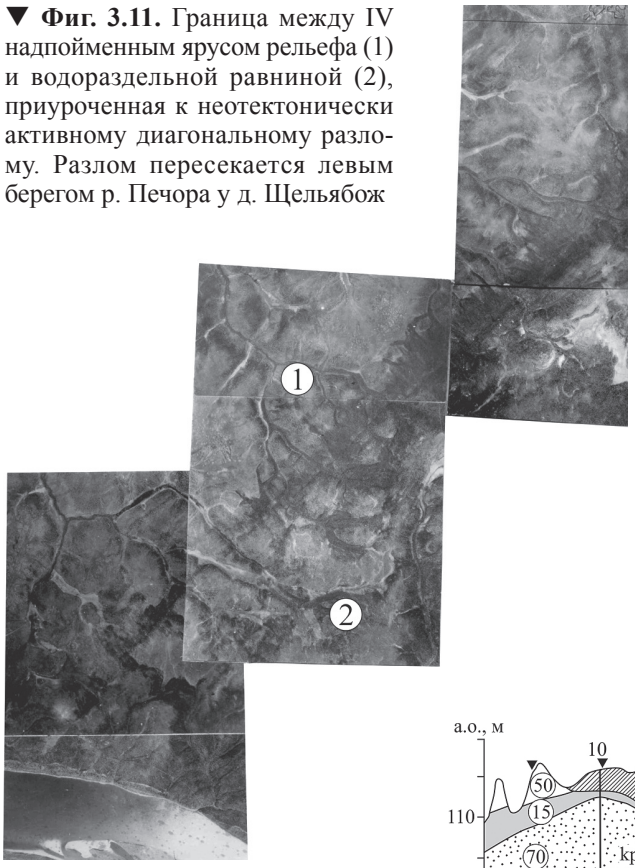
Зона причленения рассматриваемого яруса рельефа к водораздельной равнине повсеместно выражена достаточно чётко и является одной из основных геоморфологических границ региона. Нередко наблюдаются крутые (до 20–30°) уступы высотой до 30–40 м (фиг. 3.9А,Б). В ряде случаев они удивительно прямолинейны в плане при достаточно большой (до 17 км) протяжённости. Последнее обстоятельство предполагает, что подобные уступы заложены по линиям неотектонических разрывных нарушений и лишь их моделировка связана с абразионной деятельностью моря, на дне которого накапливались лиманные или морские осадки IV надпойменной террасы



▲ **Фиг. 3.9.** Поперечные к долине р. Печора профили нивелирования топографической поверхности. Местоположение см. на фиг. 3.15

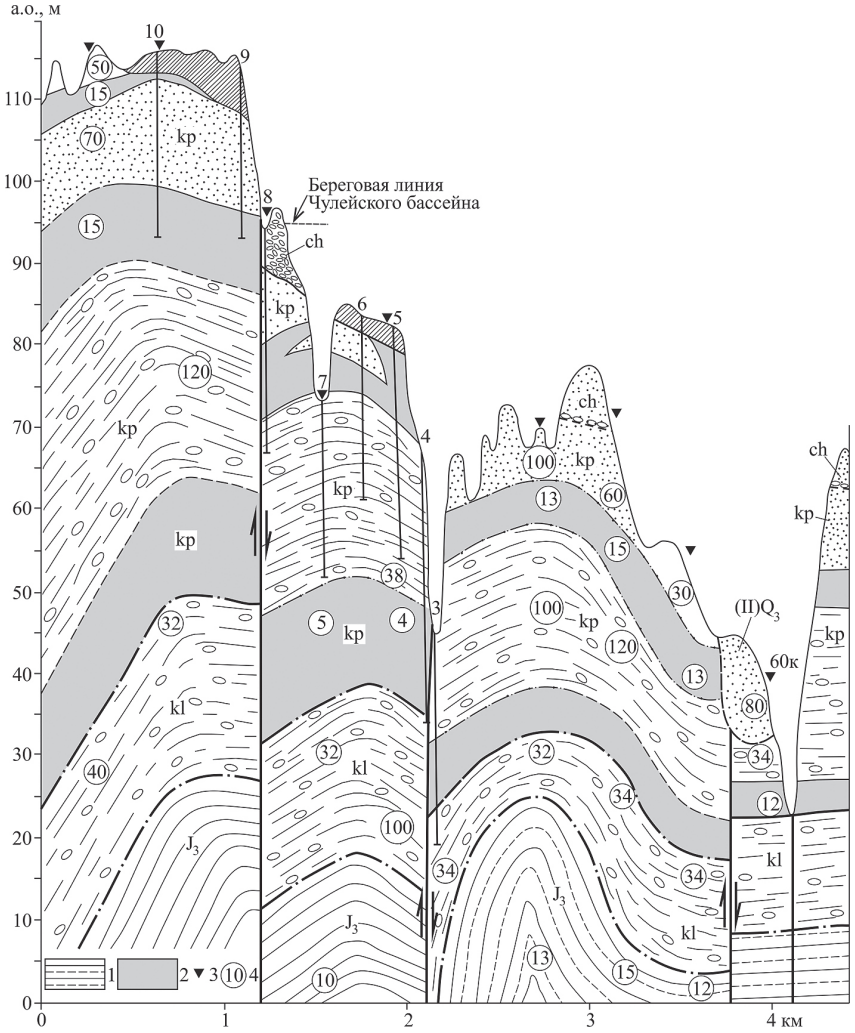


◀ **Фиг. 3.10.** Отчётливая геоморфологическая граница (уступ) между водораздельной равниной (1) и IV надпойменным ярусом рельефа (2) на правобережье р. Печора в районе устья р. Уса (см. фиг. 3.2)



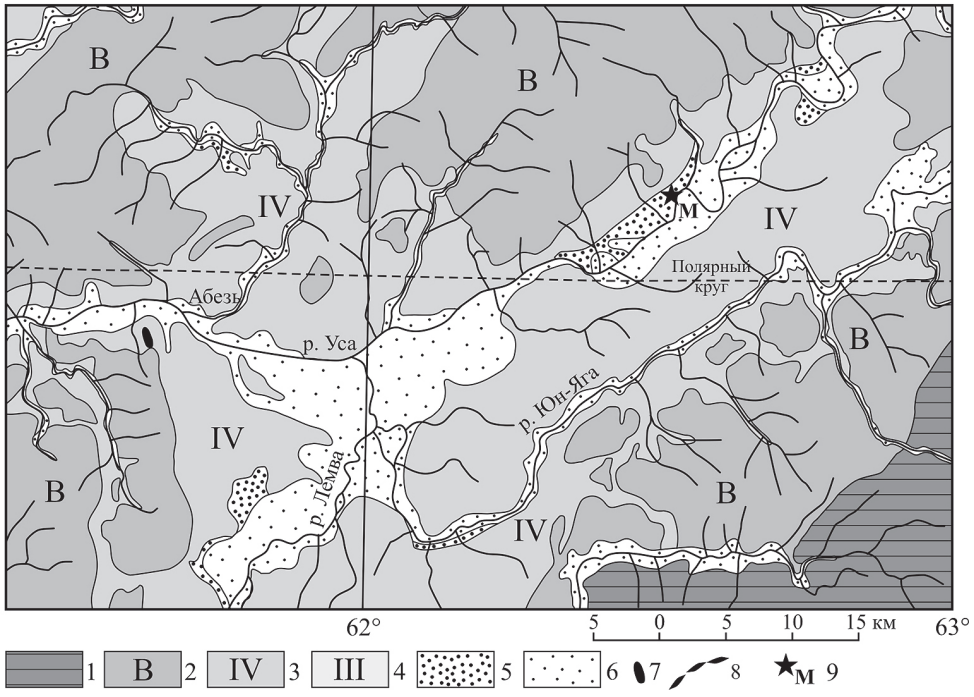
▼ **Фиг. 3.11.** Граница между IV надпойменным ярусом рельефа (1) и водораздельной равниной (2), приуроченная к неотектонически активному диагональному разлому. Разлом пересекается левым берегом р. Печора у д. Щельябож

(фиг. 3.10, 3.11), что в отдельных местах подтверждено бурением. Ленточные глины, вскрытые скважиной № 7 в непосредственном соседстве со сместителем разрывного нарушения (фиг. 3.12), в шлифах представлены чередованием слойков, образованных частицами пелитовой и алевритовой размерности. Последние состоят из угловатых обломков кварца, собранных в ряды (слойки) толщиной в одно зерно. Показательно, что кварцевые зёрна в этих слойках обладают прямым погасанием, следовательно, они приобрели оптическую ориентировку в результате динамического воздействия в окрестностях тектонического разрыва. Иногда переход лиманной террасы к водораздельной равнине выражен довольно пологим растянутым склоном: на протяжении нескольких сотен метров поверхность поднимается на 20–30 м и затем снова выравнивается. Это превышение может достигать 50–60 м, но тогда увеличивается (максимально до 1–1,5 км) протяжённость склона (см. фиг. 3.9А).

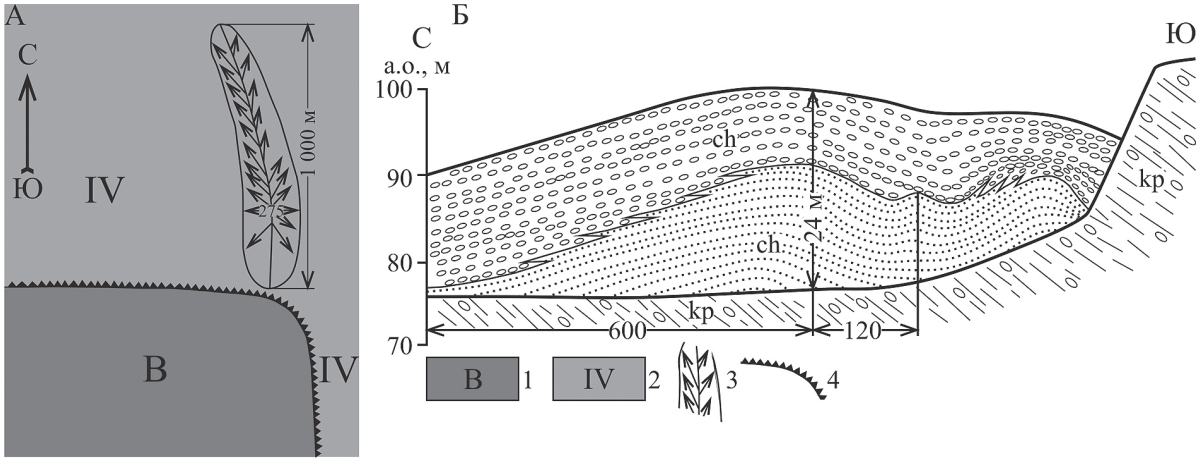


▶ **Фиг. 3.12.** Геологический разрез, пересекающий приуроченную к разрывному нарушению границу между водораздельной равниной и IV надпойменным ярусом рельефа (лиманной террасой). Правобережье р. Печора у д. Чаркаювом (местоположение см. на фиг. 3.2). *1* – переслаивание алевритов и глин; *2* – ленточные глины; *3* – точка вертикального электрозондирования; *4* – кажущееся электрическое сопротивление. ch – отложения IV надпойменного яруса рельефа (чулейская свита [Крапивнер, 1976]). Остальные обозначения см. на фиг. 3.3 и 3.7

Береговая линия IV лиманной террасы зафиксирована в нескольких пунктах на альтитудах 96–100 м. На этих абсолютных отметках у подножья склонов водораздельной равнины встречаются узкие (до 200 м) полосы галечников и валунных галечников. Подобный факт зафиксирован, например, на р. Печоре у д. Чаркаювом. Непосредственно ниже своей береговой линии, особенно в тех случаях, когда она выражена чётким уступом, терраса на некотором расстоянии (не больше 1–2 км) является абразионной: на поверхность здесь экспонированы фации, слагающие водораздельную равнину (см. фиг. 3.12). В некоторых случаях с береговой линией, фиксирующей тыловой шов IV лиманной террасы, сопряжены коррелятные ей формы прибрежно-морского аккумулятивного рельефа. В наиболее чётком выражении они были задокументированы на левом берегу р. Уса в районе железнодорожного разъезда того же названия (близ с. Абезь). Здесь очень чётко выраженный уступ водораздельной равнины высотой 30–40 м на протяжении 16 км вытянут в субмеридиональном направлении, являясь восточной границей Интинского поднятия – одной из структур Предуральского краевого прогиба с резко сокращённой мощностью новейших отложений [Крапивнер, 1967а]. С востока к нему причленяется широкое (30–40 км) поле развития IV лиманной террасы, обрамляющей долины рр. Уса, Юн-Яга и низовья р. Лемвы (фиг. 3.13). Долина р. Уса в этом районе протягивается в субширотном направлении, и при пересечении Интинского поднятия ширина IV лиманной террасы сильно сужается (до 4–5 км), поэтому и ограничивающий её с востока уступ к водораздельной равнине подходит близко к реке, затем резко отворачивая на запад. К северу от точки излома древней береговой линии на её субмеридиональном продолжении располагается вытянутая в этом же направлении гряда длиной ~1 км при относительной высоте до 10 м и максимальной ширине 250–300 м. Она имеет выпуклый профиль в продольном и поперечном сечениях, симметричные склоны и в плане форму вытянутого овала, северный конец которого слегка отогнут к западу. Форма и особенности пространственного положения гряды позволяют



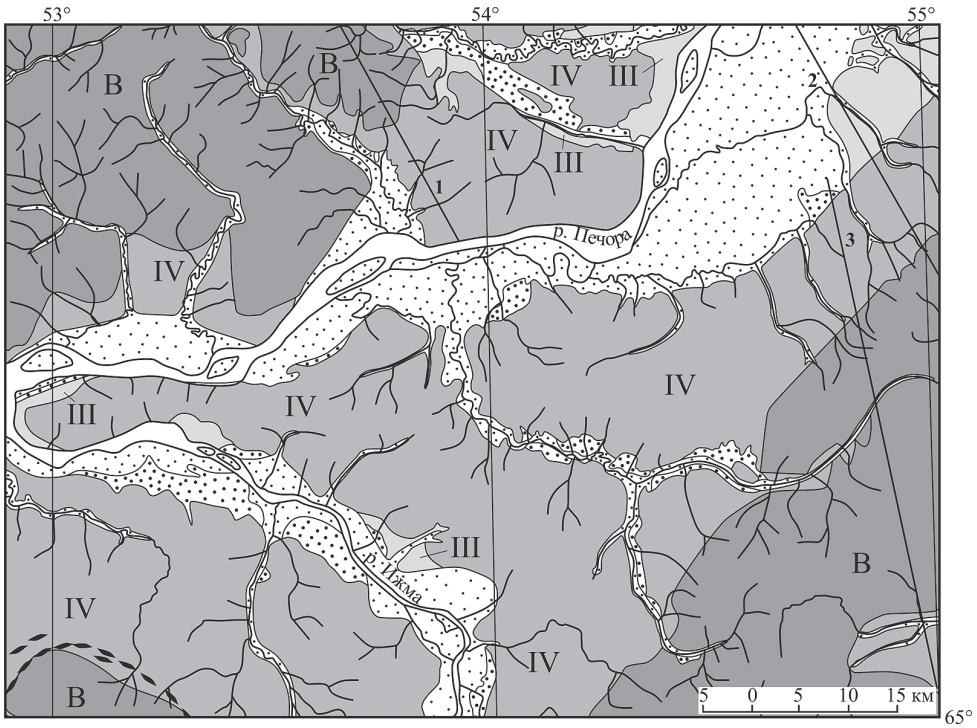
▲ **Фиг. 3.13.** Фрагмент геоморфологической карты бассейна р. Усы в районе пос. Абезь. *1* – Увалистая полоса Урала; *2* – водораздельная равнина; *3* – IV надпойменный ярус рельефа (лиманная терраса); *4* – III надпойменный ярус рельефа (лиманная терраса); *5* – II надпойменный ярус рельефа (лиманная терраса); *6* – I надпойменная терраса и пойма; *7* – ископаемая прибрежно-морская коса; *8* – ископаемые бары и подводные валы; *9* – обнажение Мамонтова Курья



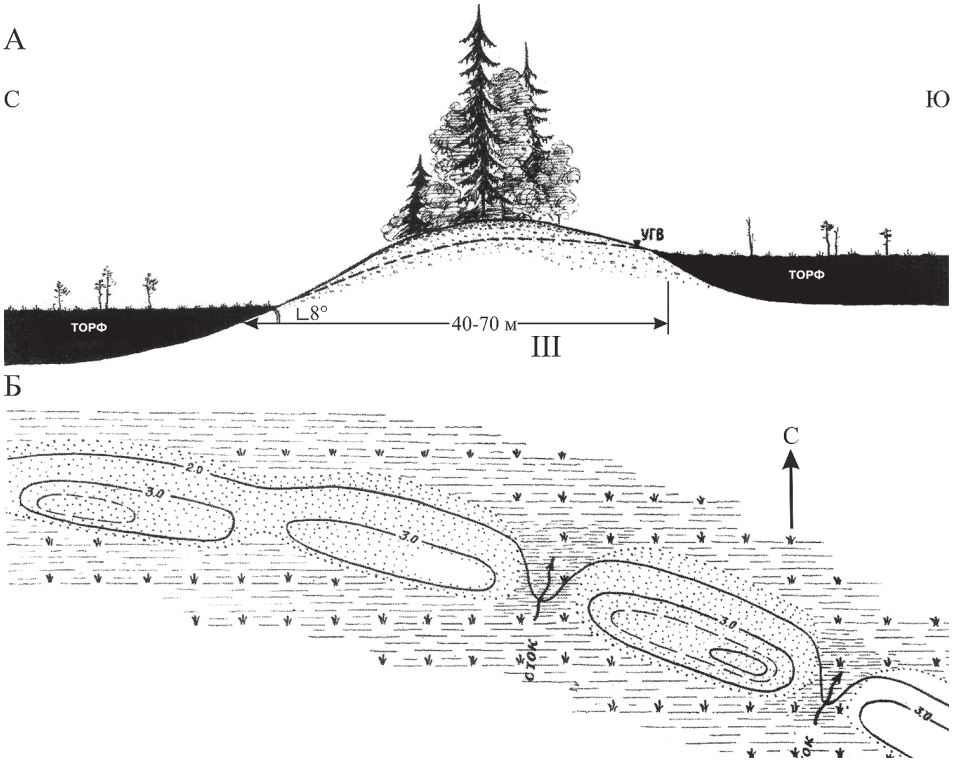
▲ **Фиг. 3.14.** Плановое положение (А) и продольный геологический разрез (Б) ископаемой прибрежно-морской косы (местоположение см. на фиг. 3.13). *1* – водораздельная равнина; *2* – IV надпойменный ярус рельефа (лиманная терраса); *3* – ископаемая прибрежно-морская коса, стрелки указывают на направление наклона слоёв; *4* – уступ водораздельной равнины к лиманной террасе. Остальные обозначения см. на фиг. 3.3

отнести её к прибрежным косам, образующимся при рефракции подходящих к берегу волн в связи с резким поворотом береговой линии моря в сторону суши. Рефракция вызывает растяжение волн и резкое падение их энергии, вследствие чего вдольбереговое перемещение потока наносов (из-за косого подхода фронта волн к линии берега) прекращается и начинается рост аккумулятивной формы [Леонтьев, 1961]. Этот вывод подтверждается строением гряды, которое вскрыто глубоким карьером (фиг. 3.14). В нижней части коса сложена песками, которые вверх по разрезу и по направлению к её северному и южному концам замещаются галечниками. Песчано-галечные отложения обладают чёткой слоистостью, падающей под углом от 12 до 28° во все стороны от оси косы. Галька отличается уплощённой формой и хорошей окатанностью, уплощённые грани наклонены согласно падению слоёв. Мощность песков в ядре косы составляет 11–12 м, а перекрывающих галечников – 12–13 м, в песках обнаружен довольно богатый комплекс относительно тепловодных фораминифер [Крапивнер, 1967а]. Абсолютные отметки вершины косы равны 98–100 м, что соответствует гипсометрическому положению береговой линии, ограничивающей IV лиманную террасу в ряде других мест. Общая мощность отложений ископаемой аккумулятивной формы донного рельефа более чем вдвое превышает современную относительную высоту косы, что свидетельствует о её длительном развитии на одном и том же месте, обусловленном структурной позицией (см. фиг. 3.13, 3.14). При этом энергия вдольберегового палео-потока наносов возрастала по мере увеличения ширины палеобассейна и, соответственно, максимально возможного расстояния разгона волны, что отразилось на строении гряды (смена песков галечниками). Подобное строение древней косы также указывает на то, что вдольбереговой палео-поток наносов питался продуктами волнового разрушения экспонированного в высоком береговом обрыве диамиктона, состоявшими из смеси песчано-алеврито-глинистого и грубообломочного материала. Впрочем, не исключено, что в питании косы грубообломочным материалом принимали участие и юрские конгломераты, ближайший выход которых известен в устье р. Адзьва.

Аккумулятивные формы рельефа иного типа встречаются в тех случаях, когда тыловой шов IV лиманной террасы практически не выражен в рельефе и визуально переход от водораздельной равнины к этой террасе фиксируется по резкому увеличению площади, занятой грядово-мочежинными болотами. Подобный факт зафиксирован на междуречье низовий р. Ижмы и р. Заижемской в приосевой зоне Ижма-Печорской впадины. Выше устья р. Ижма IV лиманная терраса протягивается на ~120 км в северо-восточном направлении, причём ширина её здесь бóльшей частью составляет 50 км, а на крайнем юго-западе участка достигает 70 км



▲ **Фиг. 3.15.** Фрагмент геоморфологической карты бассейна р. Печора между устьями рр. Ижма и Нижний Двойник. 1, 2 и 3 – линии профильного нивелирования топографической поверхности (1 – Б, 2 – А и 3 – В на фиг. 3.9). Остальные обозначения см. на фиг. 3.13



▲ **Фиг. 3.16.** Разрез песчаного подводного бара или вала на пологом склоне между водораздельной равниной и IV ярусом рельефа (лиманной террасой). Внизу – изогипсы рельефа. Местоположение см. на фиг. 3.15

(фиг. 3.15). С юго-востока и северо-запада терраса ограничена отчётливо выраженным в рельефе градиентным увеличением альтитуд топографической поверхности (см. фиг. 3.9), тогда как юго-западная граница на междуречье рр. Ижмы и Заижемской, обусловленная резким изменением плановой ориентировки палео-лимана, представляет собой плавное понижение плоской заболоченной поверхности от абсолютных отметок 100–105 м к отметкам 90–95 м, что сопровождается увеличением площади болот. Район береговой линии древнего лимана обозначается вытянутой в северо-западном направлении на 16–17 км системой слабо возвышающихся над окружающими болотами гряд длиной до нескольких сотен метров каждая, иногда кулисно заходящих друг за друга (см. фиг. 3.15). Они сложены разнозернистым песком с примесью гальки и гравия, максимальная мощность которых оценивается в 6–7 м, и обладают выпуклым симметричным поперечным профилем с крутизной склонов до 8°, скрывающихся под покров верхового торфа. Относительные превышения склонов, обращённых к водораздельной равнине (1,5–2 м), меньше противоположных (фиг. 3.16). По морфологии и условиям распространения рассмотренные гряды относятся к формам прибрежно-морского аккумулятивного рельефа типа подводных валов и баров, связанным с поперечным к берегу волновым перемещением наносов. Подобные образования развиты на отмелых побережьях морей, особенно внутренних [Леонтьев, 1961; Зенкович, 1962], в приведенном случае они характеризуют палео-берега погружения, указывая на то, что в период максимума ингрессии, сформировавшей IV лиманную террасу, Ижма-Печорская впадина на междуречье рр. Ижма и Заижемская испытывала тектоническое опускание.

Вверх по течениям рек IV лиманная терраса сменяется аллювиальной надпойменной, что фиксируется при уменьшении относительного превышения террасового уровня над урезом воды крупных рек до 18–22 м. На р. Печора это происходит между г. Вуктыл и пос. Митрофаново, на р. Уса – в районе устья р. Воркуты, на р. Ижма – южнее города Ухты (см. фиг. 3.2). Аллювиальная IV надпойменная терраса цокольная, её аллювий представлен, в основном, русловыми фациями мощностью до 15–18 м [Крапивнер, 1976].

III надпойменный ярус рельефа характеризуется той же основной закономерностью распространения, что и IV, хотя морские лиманы в период его формирования проникали в долины рек на гораздо меньшие расстояния. Лиманная III надпойменная терраса обладает почти горизонтальной поверхностью с абсолютными отметками 50–55 м и в ландшафтном отношении очень схожа с IV лиманной террасой, отличаясь ещё меньшей густотой и глубиной эрозионного расчленения и более широким развитием мелких эоловых форм рельефа – бугров навевания высотой до 3–5 м. Кроме того, она обладает гораздо меньшей шириной и поэтому, в отличие от IV лиманной террасы не образует сплошных полос, окаймляющих долины рек, а вытянута вдоль них в виде разрозненных иногда весьма значительных по площади участков. Наиболее обширное (до 15–20 км шириной) поле развития этой террасы расположено в месте слияния рр. Печора и Уса, где она занимает бóльшую часть огромного болота Усьва-Нюр. Максимальная ширина палео-лимана, отображённого в современном рельефе III лиманной террасой (то есть расстояние между её тыловыми швами на обоих берегах реки), на рр. Печора и Уса достигает 20–30 км.

Граница между III и IV лиманными террасами выражена менее чётко, чем между IV террасой и водораздельной равниной. Высоких крутых уступов, заложенных по линиям молодых разрывных нарушений, как правило, не наблюдается. Оба элемента рельефа разделены хорошо заметными короткими (до 100–200 м) склонами высотой 10–20 м (см. фиг. 3.9В), реже – более или менее крутыми уступами высотой 6–8 м. Терраса довольно уверенно обособляется на аэрофотоснимках и профилях технического нивелирования. Её береговая линия располагается на абсолютных отметках около 60 м, хотя фиксирующих эту линию галечников и прибрежно-аккумулятивных форм рельефа не встречено.

Периоды формирования IV и III ярусов аккумулятивного рельефа Печорской низменности были разделены эпохой непродолжительного седиментационного перерыва, когда из-за регрессии моря здесь возобновилась деятельность рек. Их русловой аллювий, вскрытый скважинами под лиманными осадками, выполняет неглубокие и относительно широкие эрозионные формы погребённого рельефа [Крапивнер, 1976]. Лиманные отложения не только подстилаются, но и замещаются аллювием на р. Печора у д. Песчанка (~15 км ниже по течению города Печора), в бассейне р. Уса –

в районе нижнего течении р. Большая Роговая, на р. Ижма – несколько южнее устья р. Сэбысь. Выше этих пунктов рассматриваемая лиманная терраса становится цокольной аллювиальной III надпойменной, высота цоколя над урезом воды в реке достигает 9–10 м. Поверхность лиманной и аллювиальной террасы этого уровня на всей площади её распространения почти не деформирована локальными проявлениями неотектоники. Если подобные явления и имеют место, установить их в связи с незначительной амплитудой деформаций не удаётся. Уверенно можно говорить лишь о заметном (до абсолютных отметок 35–40 м) понижении поверхности III террасы на участке впадения в Печору р. Нижний Двойник (район с. Кипиево).

Отложения, формирующие IV и III ярусы аккумулятивного рельефа низменности, несмотря на то, что в их разрезе присутствует диамиктон, вложены в толщу, экспонированную на поверхность водораздельной равнины, или прислонены к ней. Об этом свидетельствует два главных факта. Как правило, эти отложения не нарушены и налегают на подстилающие образования по границе резкого углового несогласия, в тех случаях, когда последние вовлечены в более или менее интенсивные дислокации, тогда как в пределах водораздельной равнины тектонические дислокации фиксируются с поверхности [Крапивнер, 1976; Зархидзе Д.В. и др., 2010; Водолазская и др., 2013]. Также с поверхности на водораздельной равнине залегают отрицательно намагниченные слои ортозоны Матуяма, тогда как отложения IV и III ярусов рельефа всегда намагничены положительно и относятся к ортозоне Брюнес [Яхимович, 1992; Сулейманова и др., 1992; Водолазская и др., 2013].

Вероятно в отложениях III надпойменного яруса рельефа бассейна р. Северная Двина в песчаном карьере с абсолютными отметками поверхности 55–60 м был обнаружен почти целый скелет кита (фиг. 1.27). В моём распоряжении находится копия ответа Заведующего отделом природы областного краеведческого музея (г. Архангельск) А.А. Гасконского на запрос из Сосновской гидрогеологической партии Архангельского геологоразведочного треста (5.01.1974). Он пишет, что в результате специальных раскопок сотрудником

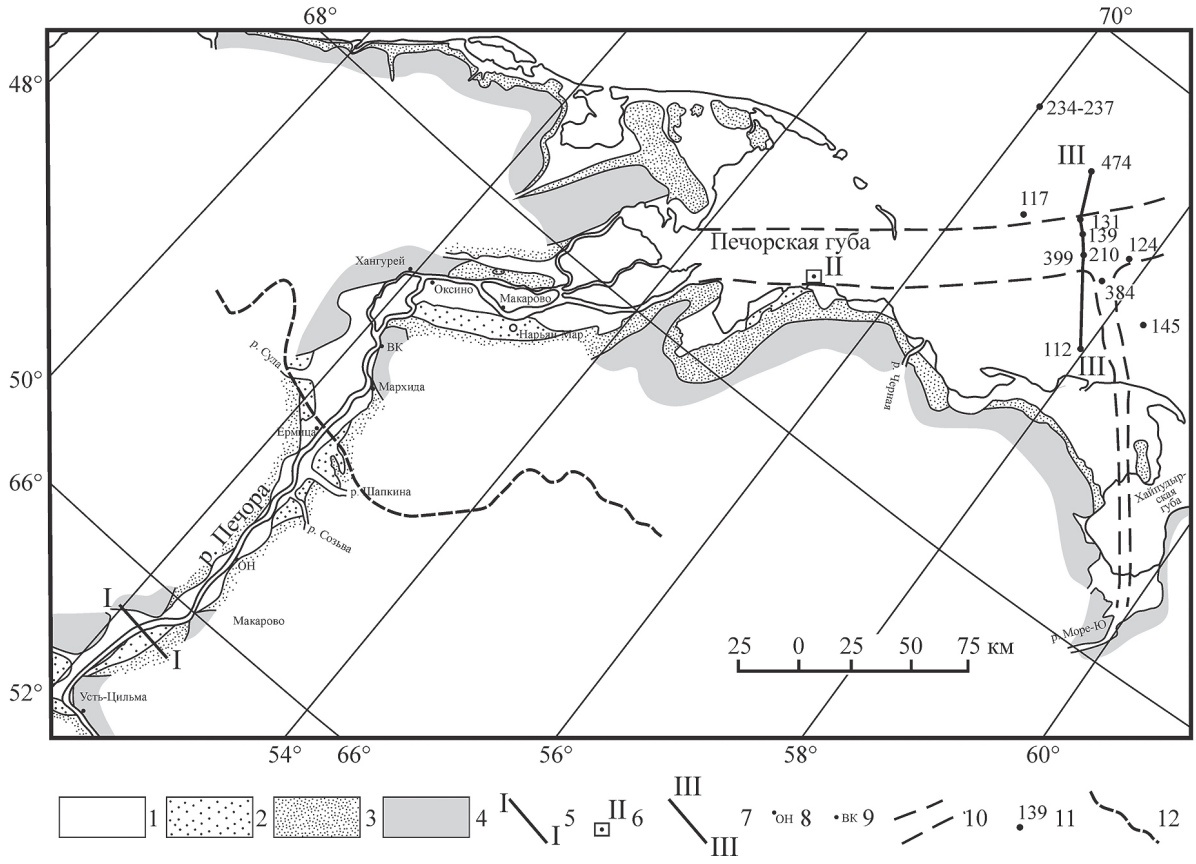


▲ **Фиг. 3.17.** Скелет кита, обнаруженный в песчаном карьере в устье р. Шилега, притока р. Пинеги

музея А.А. Куратовым было извлечено 25 позвонков кита (поперечник наиболее крупных достигал 30 см), а также ребра, лопатки и не полностью сохранившиеся кости черепа. Скелет залегал не горизонтально, несомненно in situ в морских песках, переполненных раковинами мидий: его головная часть располагалась несколько ниже хвоста (на глубине от поверхности равной, соответственно, 2,75 и 2,2 м). Судя по размерам костных остатков это был несомненно один из видов настоящих (усатых) китов длиной более 15 м, вероятно, финвал или молодой синий кит, на что указывает отсутствие изогнутости рострума. Сообщение о находке ископаемого кита опубликованы в газетах «Советская Россия» (29.09.1967) и «Известия» (24.09 и 5.10.1967), а также «Пинежская правда» (19.09 и 27.09.1967) и «Правда Севера» (19.09.1967). Сведения о точном местонахождении находки (64°00′31,6″ с.ш., 44°02′49,3″ в.д. по GPS) и история с путаницей по этому поводу опубликованы С.А. Левиным [Левин (Пинежский), 2015]. По данным Э.И. Девятовой, вмещающие останки кита прибрежно-морские пески имеют мощность 2,05 м, не перекрыты «мореной» и содержат обильную фауну морских моллюсков [Девятова, 1982]. Под песками залегает диамиктон вскрытой мощностью 1 м с гравием, галькой и окатанными валунами местных и эрратических пород. В кровле он содержит обильные отлично сохранившиеся, иногда сомкнутые створки *Saxicava arctica* и *Joldia arctica*, ниже по разрезу раковины встречаются реже. Э.И. Девятова отнесла диамиктон к ледниково-морским нижневалдайским отложениям. В шурфах под этими отложениями С.А. Левиным была вскрыта кора выветривания пермских карбонатов. Район расположен в ~220 км восточнее (Двинская губа) и на таком же расстоянии южнее (Мезенская губа) ближайшего берега Белого моря и по современным представлениям перекрывался всеми материковыми оледенениями вплоть до последнего, поздневалдайского. В опубликованной гляциогеологической литературе мне не удалось найти удовлетворительного объяснения причины отсутствия в упомянутом разрезе верхневалдайской морены или следов её размыва. Фактически в нём вообще нет континентальных моренных образований, так как маломощный диамиктон, залегающий в основании разреза, содержит непереотложенную морскую фауну. Чтобы спасти положение С.А. Лавров и Л.М. Потапенко [Лавров, Потапенко, 2012] предлагают считать верхневалдайской мореной перекрывающий пески полуметровый слой рыхлого покровного суглинка, содержащего примесь грубообломочного, нередко выветрелого материала [Девятова, 1982].

II надпойменный ярус рельефа подобно III не образует сплошных полос, обрамляющих долины рек, а встречается в виде фрагментов на их разных берегах. На основной площади Печорской низменности этот элемент рельефа представляет собой аллювиальную террасу. Она приобретает характер лиманной, начиная от района с. Мутный Материк на р. Печора и в низовьях впадающих в неё ниже по течению притоков (рр. Ижма, Цильма и др.). Ниже устья р. Цильмы эта лиманная терраса приобретает широкое распространение и на протяжённых (до 130 км) отрезках долины р. Печора окаймляют её пойму или I надпойменную террасу на обоих берегах (фиг. 3.18). Лиманные отложения имеют почти исключительно песчаный состав и в верхней части подвергнуты весьма существенной эоловой переработке, вследствие чего абсолютные отметки поверхности террасы изменяются от 35–40 до 45 и более (изредка почти до 50) метров. В одних случаях относительно плоские участки лиманной террасы заняты торфяными болотами, над которыми выступают бугры навевания относительной высотой до 8–10 м, в других вся её поверхность перевеяна и относительные превышения эоловых бугров над впадинами измеряются несколькими метрами. Ширина палео-лиманов, определяемая по расстоянию между тыловыми швами II надпойменной (лиманной) террасы на обеих берегах реки в долине р. Печора составляла 10–15 км, в районе устья р. Нижний Двойник возрастая до 25 км. На субмеридиональном отрезке долины Печоры в её нижнем течении (ниже устья р. Цильма) она достигает 30–50 км и более. По данным бурения лиманные отложения II надпойменной террасы подстилаются русловым аллювием, выполняющим погребённые эрозионные врезы [Юдкевич, Симонов, 1976; Крапивнер, 1976].

Вдоль побережья Баренцева моря II лиманная терраса становится морской, почти непрерывно протягиваясь вдоль берега, от которого она чаще всего отделена узкой полосой низких голоценовых террас. Ширина её чаще всего изменяется от сотен метров и первых километров до 5–8 км и изредка до 15 км (см. фиг. 3.18). Терраса сложена песками, а её преобразованная эоловыми процессами



▲ **Фиг. 3.18.** Карта распространения низких террас в нижнем течении р. Печоры. *1* – пойма и коррелятная ей морская терраса на побережье; *2* – I надпойменная терраса; *3* – II надпойменный ярус рельефа (лиманная и коррелятная ей на побережье морская терраса); *4* – III и IV надпойменные ярусы рельефа; *5* – линия бурового разреза Гидропроекта у д. Хабариха; *6* – участок инженерно-геологического бурения мелких (10 м) скважин; *7* – линия инженерно-геологического бурения в Печорском море; *8*, *9* – опорные обнажения: *8* – Окунев Нос; *9* – Вастьянский Конь; *10* – подводные продолжения долин рр. Печора и Море-Ю; *11* – скважина морского инженерно-геологического бурения и её номер; *12* – «линия Мархида» (см. текст)

поверхность, полого наклонена от тылового шва, расположенного на альтитудах 25–30 м, к морю [Лавров, Потапенко, 2005, 2012].

Аллювиальная II надпойменная терраса крупных рек бассейна Печоры имеет относительную высоту над их меженным урезом от 12–13 до 14–16 м, возрастая до 18–20 м вблизи тех мест, где она становится лиманной. Терраса, как правило, цокольная, боровая, её песчаная поверхность часто осложнена буграми навевания высотой до 3–4 м. Цоколь возвышается на несколько метров (до 6–10 м) над рекой, выступая более резко на участках молодых поднятий и несколько снижаясь в депрессиях. Кроме того, отмечается общее понижение цоколя вниз по течению рек. В разрезах лиманной II надпойменной террасы подошва погребённого аллювия располагается примерно на уровне уреза воды в реке или даже несколько ниже.

В русловом аллювии II надпойменной террасы несколько выше г. Печора в 1962 г. было обнаружено жилище древнего человека, сложенное, в основном, из костей мамонта, (палеолитическая стоянка Бызовая). Позднее кости лошадей, оленей и других животных вместе с палеолитическими артефактами были найдены в рассматриваемых отложениях в верхнем течении р. Уса немного севернее Полярного круга (Мамонтовая Курья, см. фиг. 3.13). Серия датировок костей млекопитающих и наземных растений на стоянке Бызовая охватывает интервал радиоуглеродного времени 26–29 тыс. лет (одна дата 33180±2030 лет), а в разрезе Мамонтовая Курья от 26–29 до 34–37 тыс. лет [Mangerud et al., 1999].

3.2.3. I надпойменная и пойменная террасы

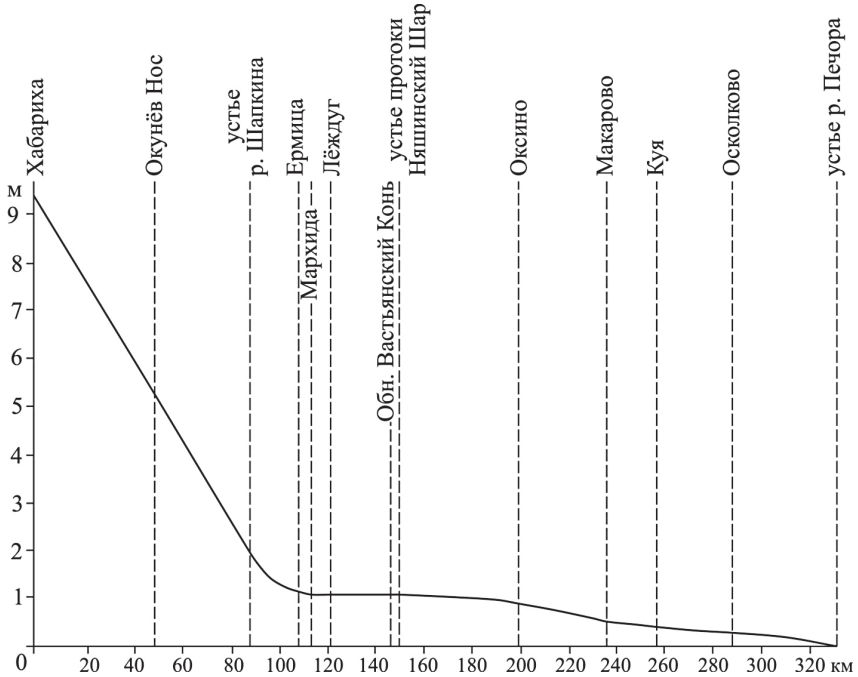
I надпойменная терраса и пойма тесно связаны в своём распространении, близки в ландшафтном отношении и иногда с трудом различаются, особенно в областях молодых тектонических опусканий. Террасу отличает от поймы широкое развитие торфяных болот на тех участках, где она имеет значительную ширину, а также нередко встречающиеся хаотически разбросанные бугры навевания высотой до 2–3 м, изредка до 5–6 м. Средняя относительная высота I надпойменной и пойменной террас наиболее крупных рек (Печоры, Усы и Ижмы) равна, соответственно, 10–11 и 6–8 м, хотя на отдельных участках она может возрастать для I надпойменной террасы до 12–15 м, а для поймы до 9–11 м, или уменьшаться, соответственно, до 6–9 м и 4–5 м.

В нижнем течении р. Печора (см. фиг. 3.18) относительная высота, ширина и ландшафт поймы определяются гидравлическим уклоном её русла. Между устьем р. Шапкина и д. Ермица меженный гидравлический уклон р. Печоры резко (в 10 раз) уменьшается. Затем на протяжении 41 км величина снижения уреза воды в реке находится в пределах точности измерений (в табл. 3.1 и на фиг. 3.19 гидравлический уклон на этом отрезке условно принят равным $\sim 10^{-6}$), и далее, вплоть до её устья, он изменяется в пределах $(0{,}30–0{,}48)\cdot 10^{-5}$, лишь на одном участке возрастая до $1{,}1\cdot 10^{-5}$. Обращает на себя внимание тот факт, что градиент изменения уклона русла р. Печоры быстро уменьшается в нескольких километрах выше д. Мархида, и далее до района обнажения Вастьянский Конь этот уклон принимает минимальные для р. Пе-

Таблица 3.1

Меженные гидравлические уклоны в нижнем течении р. Печоры

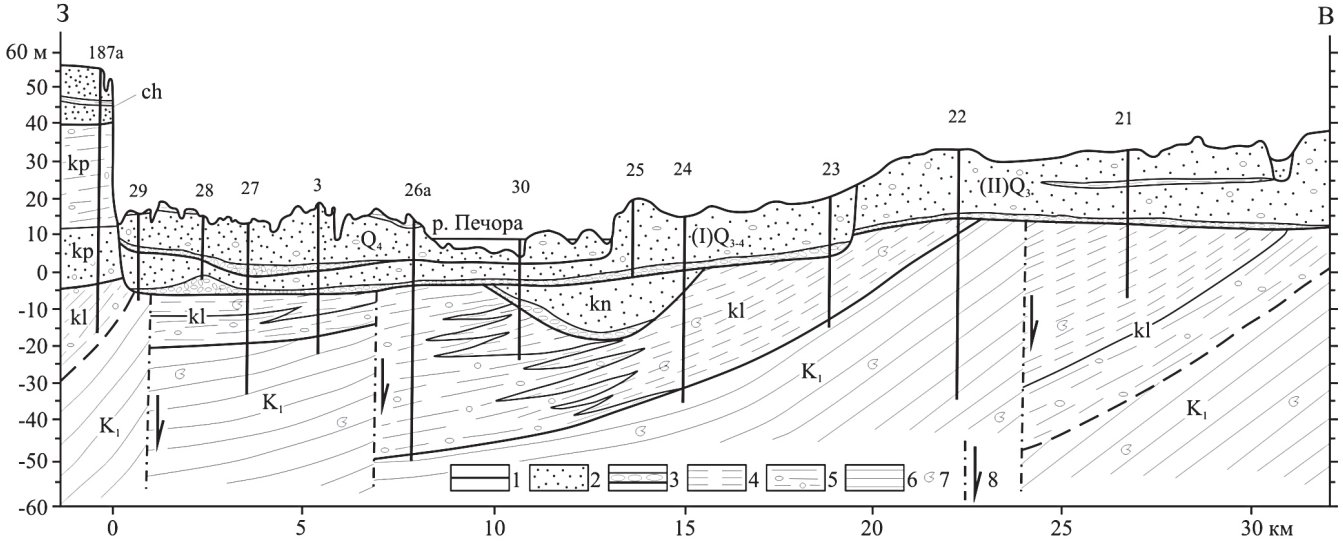
Пункты	Расстояние между пунктами, км	Меженный урез воды, м	Гидравлический уклон
д. Хабариха		9,2	
	87,5		$8{,}2\cdot 10^{-5}$
устье р. Шапкина		2,0	
	20		$5{,}0\cdot 10^{-5}$
д. Ермица		1,0	
	12		$\sim 10^{-6}$
д. Лёждуг		1,0	
	29		$\sim 10^{-6}$
устье протоки Няшинский Шар		1,0	
	49,5		$0{,}4\cdot 10^{-5}$
д. Оксино		0,8	
	37		$1{,}1\cdot 10^{-5}$
д. Макарово		0,4	
	20,5		$0{,}48\cdot 10^{-5}$
д. Куя		0,3	
	32,5		$0{,}3\cdot 10^{-5}$
д. Осколково		0,2	
	45		$0{,}44\cdot 10^{-5}$
устье р. Печора		0,0	



▶ **Фиг. 3.19.** Изменение продольного уклона меженного уреза воды в нижнем течении р. Печора от района д. Хабариха (линия бурового разреза Гидропроекта, местоположение см. на см. фиг. 3.18) до устья.

чора значения, так что становится трудно измеримым. На этом отрезке долины низкие террасы отсутствуют и пойма реки прорезает IV надпойменный ярус рельефа низменности, геологическое строение которого экспонировано в широко известных разрезах у дд. Мархида и Великовисочное (обнажение Вастьянский Конь). В обоих разрезах новейшие отложения интенсивно дислоцированы, дислокации большинством авторов ошибочно считаются гляциотектоническими (см. подраздел 2.4.1) и на этом основании даже проведена граница (так называемая «линия Мархида», см. фиг. 3.18) максимального распространения двигавшегося с Карского моря ледника, для которого постулируется ранне- или средневалдайский возраст [Mangerud et al., 1999]. Между тем, приуроченность зоны развития приповерхностных дислокаций на правобережье упомянутого фрагмента долины р. Печоры к участку существенного изменения современной гидродинамики этой реки естественнее связывать с долговременным, действующим и ныне фактором, чем с событием, завершившимся не менее десяти тысяч лет назад. Таким фактором служит активный в настоящее время разлом фундамента, вдоль которого протягивается высокий правый борт долины р. Печоры между д. Мархида и обнажением Вастьянский Конь (см. фиг. 3.2). Деформационные структуры новейших отложений, экспонированные в обнажениях Мархида и Вастьянский Конь, являются вторичными структурами области динамического влияния этого разлома, сместитель которого наклонён на северо-восток, причём его северо-восточное крыло является относительно приподнятым, тогда как русло р. Печоры приурочено к опущенному крылу. Локальное погружение местности на этом отрезке реки приводит к резкому уменьшению её продольного уклона (см. табл. 3.1, фиг. 3.19) и избыточному накоплению руслового аллювия (конструктивная динамическая фаза развития речной долины по В.В. Ламакину [Ламакин, 1960]).

Детальные буровые данные по строению долины нижнего по течению субмеридионального колена р. Печоры имеются лишь в 330 км от её устья в районе д. Хабариха. Максимальная глубина плёсов здесь 5 м (фиг. 3.20). Даже если она не увеличилась ниже по течению, дно плёсов уже в интервале 245–225 км от берега (между устьем р. Шапкина и д. Ермица) расположено на 3–4 м ниже уровня моря. Учитывая вероятную мощность голоценового аллювия дно плёсов на 45-километровом приустьевом отрезке р. Печора в соответствии с топографической картой



▲ **Фиг. 3.20.** Геологический разрез через долину р. Печора в районе д. Хабариха по [Юдкевич, Симонов, 1976] с изменениями. *1* – стратиграфическая граница; *2* – песок; *3* – галечник; *4* – алеврит; *5* – диамиктон; *6* – глина; *7* – малакофауна; *8* – разрывное нарушение; kl – колвинская свита, kp – кипиевская свита, kn – канинская свита, ch – чулейская свита по [Крапивнер, 1976]; (II)Q_3 – отложения II надпойменной (лиманной) террасы; (I)Q_{3-4} – отложения I надпойменной террасы; Q_4 – отложения поймы. Местоположение см. на фиг. 3.18

масштаба 1 : 200 000 находится на 10–15 м ниже уровня моря. Это обстоятельство в сочетании с крайне низким уклоном воды в реке обуславливает чрезвычайно незначительную (возможно до полного отсутствия) глубинную и, наоборот, активную боковую эрозию в русле Печоры. Скачкообразное изменение условий происходит в зоне тектонически обусловленного (см. выше) резкого уменьшения гидравлического уклона реки между устьем р. Шапкина и д. Ермица (см. фиг. 3.19). Выше этого участка река разрабатывает свою долину путём миграции пояса меандров, а ниже – с помощью бифуркации русла. В результате, в первом случае формируется гривистая сегментированная пойма относительной высотой 6–8 м и шириной до 10–12 км, а во втором – плоская поверхность относительной высотой 3–5 м, изобилующая мелкими и крупными озёрами, расчленённая многочисленными меандрирующими протоками и часто образующая крупные острова между главными рукавами бифуркирующего русла Печоры. Ширина этой поймы существенно возрастает, причём выделяется два участка с её максимальными значениями. Первый (ширина до 28 км) совпадает с приразломным отрезком, в пределах которого гидравлический уклон в русле близок к нулю, второй приурочен к 45-километровой приустьевой зоне, где ширина поймы достигает 45 км (см. фиг. 3.18).

Вдоль морского побережья почти непрерывно протягивается низкая аккумулятивная терраса высотой 3–5 м – морской аналог поймы впадающих в море рек. Она имеет незначительную ширину (от первых сотен метров до нескольких километров), лишь вблизи устья некоторых рек возрастающую иногда до 40 км и более (см. фиг. 3.18). И пойма р. Печора, и её морской аналог на побережье, обычно окаймляются II надпойменной террасой, соответственно, лиманной или морской. Изредка обрамлением поймы служат более высокие ярусы рельефа. I надпойменная терраса, как и выше по течению р. Печоры, встречается спорадически.

Ярусность рельефа побережья Печорского моря и долины низовьев р. Печоры, отображённая на фиг. 2.18, допускает и несколько иную интерпретацию. Так, песчаная терраса на побережье Поморского пролива, поверхность которой плавно повышается от побережья на север до высоты 25–30 м у тылового шва, принятая за II надпойменный ярус рельефа, возможно, является аллювиальной I надпойменной террасой р. Палео-Пёши, погребённая долина которой выявлена пересекающими пролив линиями НСП (см. подраздел 5.3.2). Наклон её поверхности к морю и аномально высокие абсолютные отметки тылового шва в этом случае объясняются молодыми поднятиями, амплитуда которых нарастала от берега вглубь суши. В области нынешнего Поморского пролива поднятие сменилось погружением, амплитуда которого нарастала к оси пролива. В результате, в его акватории аллювиальные отложения были погребены под толщей лиманных илов мощностью до 48 м (см. подраздел 5.3.2). Это замечание относится и к восточному побережью Печорской губы, и к району д. Окунев Нос, где терраса, принятая за лиманную II надпойменную, может оказаться аллювиальной I надпойменной р. Печоры.

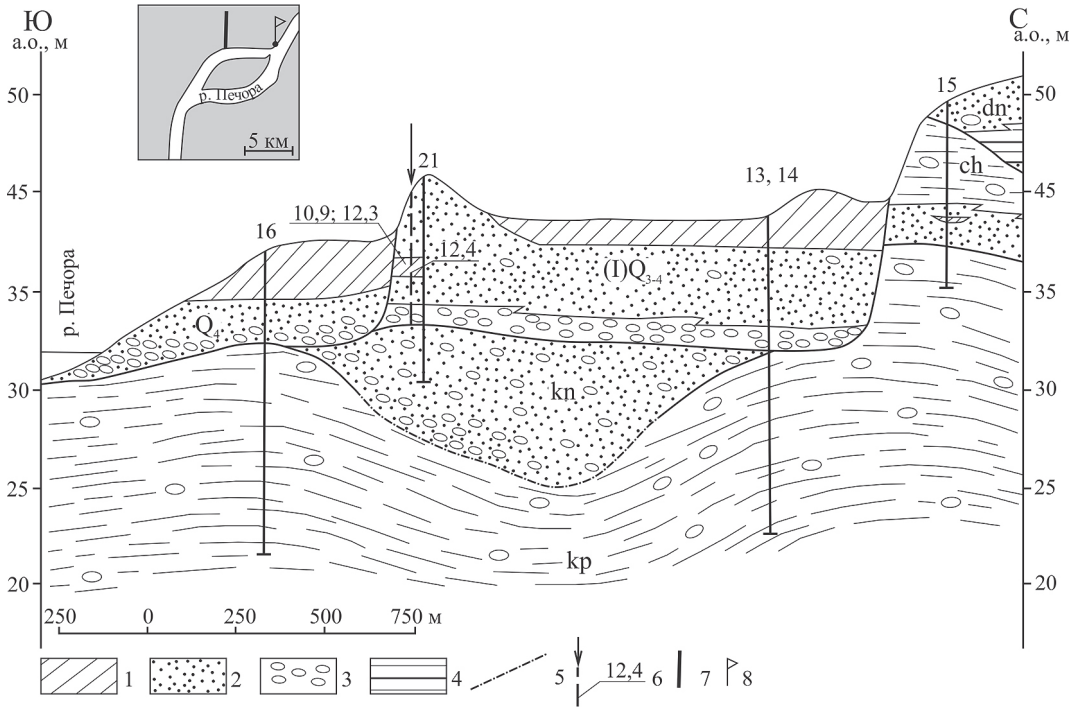
3.2.4. Продолжения долин рр. Печоры и Оби на Баренцево-Карском шельфе

Известно, что на континентальных шельфах зафиксированы геолого-геоморфологические признаки более низких, а на морских побережьях – более высоких, чем ныне, положений береговой линии, которые было принято объяснять гляциоэвстатическими колебаниями уровня Мирового океана и гляциоизостатическими движениями земной коры [Д. и К.П. Имбри, 1988]. Ш. Депере [Depéret, 1921] и Ф.Е. Цейнер [Zeuner, 1952] обратили внимание на удивительное постоянство количества и абсолютных высот морских террас, обрамляющих континенты за пределами областей плейстоценовых покровных оледенений. Гипсометрическое положение более высоких, чем в настоящее время, гляциоэвстатических уровней объяснялось таянием части существующих и ныне ледников в более тёплые по сравнению с современностью межледниковые периоды. Однако, если бы даже весь современный глетчерный лёд растаял, уровень Мирового океана поднялся бы на 50–60 м, более высокие береговые линии объяснить гляциоэвстазией нельзя [Цейнер, 1963]. Поскольку, как выяснилось позднее, ни Антарктический, ни Гренландский ледниковые щиты, в которых сконцентрирована основная масса наземного льда, в межледниковья не исчезали, а лишь незначительно изменялись в размерах [Липенков и др., 2003; Большиянов, 2006], не могут считаться

эвстатическими морские террасы высотой более 10 м. Высказывается даже предположение о том, что на протяжении межледниковий (за исключением микулинского) уровень Мирового океана не превышал современный [Былинский, 1996].

Гипсометрическое положение экстремально низкого гляциоэвстатического уровня Мирового океана документально не установлено и определяется на основе постулата гляциоэвстазии: расчётами объёма льда, заключённого в гипотетических ледниковых покровах прошлого в периоды их максимального распространения. Для этой цели наряду с палеогеографическими реконструкциями используются также данные по изотопному составу ($\delta^{18}O$) раковин планктонных фораминифер в океанических осадках [Emiliani, Shackleton, 1974; Fairbanks, 1989]. Падение уровня Мирового океана в эпоху максимума последнего оледенения по отношению к его современному положению чаще всего оценивается в ~120–130 м. Отсюда следует, что в областях, не подвергавшихся последнему оледенению, днища современных речных долин должны продолжаться на шельфе под покровом морских осадков, отложение которых началось в период последней дегляциации и продолжилось в голоцене. С таким выводом согласуются результаты прослеживания затопленных морем продолжений наземных долинных россыпей платины в Беринговом [Mertie, 1908], золота в Японском [Данилина, Крапивнер, 1974; Крапивнер, 1975] и касситерита в Яванском [Overeem, 1960] морях. Вместе с тем, в пределы так называемых гляциальных шельфов, подобных Баренцево-Карскому, в соответствии с господствующими представлениями днища современных речных долин продолжаться не должны, так как во время последней гляциоэвстатической регрессии их площадь была занята ледником. Однако сведения о строении пойменной и I надпойменной террас в низовьях Печоры и Оби, а также примыкающих к их устьям заливов (губ) позволяют усомниться в справедливости подобного вывода.

На правом берегу субширотного колена р. Печора у д. Денисовка А.С. Лавров и Л.М. Потапенко [Лавров, Потапенко, 2005] задокументировали береговое обнажение 7–9-метровой террасы, названной ими Денисовской и являющейся I надпойменной террасой р. Печора. В этом месте она



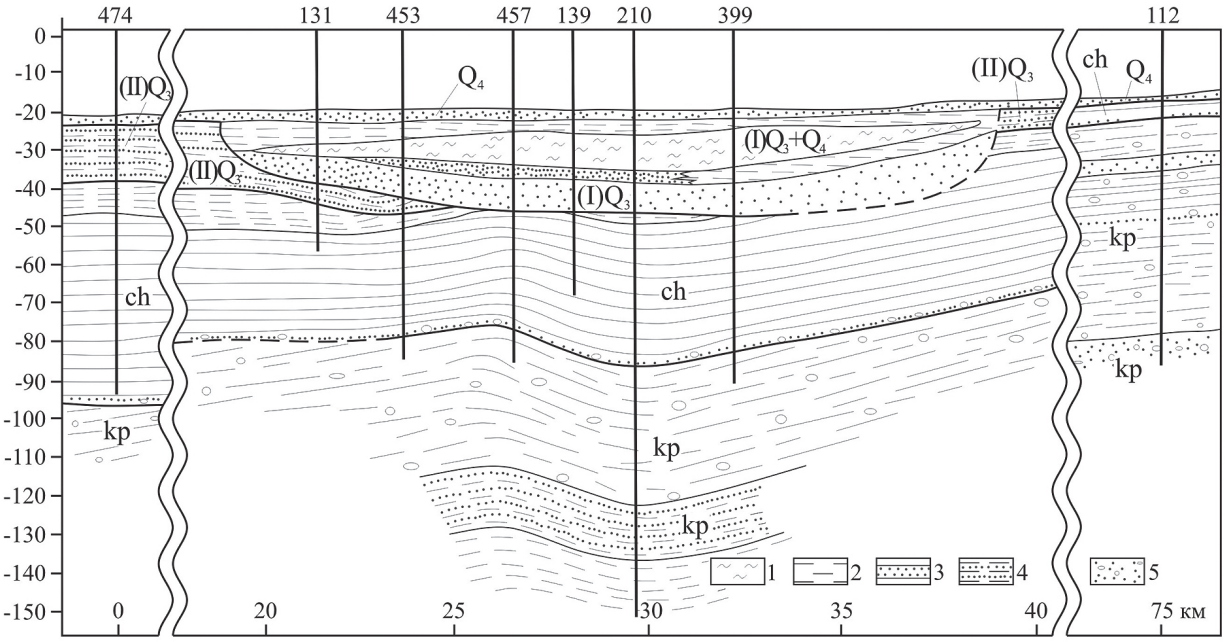
▲ **Фиг. 3.21.** Геологический разрез I надпойменной террасы р. Печоры в районе с. Денисовка. *1* – глинистый алеврит; *2* – песок; *3* – галечник; *4* – ленточная глина; *5* – снесённая на линию разреза колонка с радиоуглеродной датировкой; *6* – радиоуглеродная датировка отложений I надпойменной террасы; *7*, *8* – врезка сверху: *7* – положение линии геологического разреза на местности; *8* – положение разреза с радиоуглеродной датировкой [Лавров, Потапенко, 2005]

имеет незначительную ширину (до 2 км) и охарактеризована бурением Гидропроекта. Литологическая колонка по обнажению снесена на линию геологического разреза террасы по данным бурения (фиг. 3.21). Залегающая с поверхности пачка тонкозернистых песков (4,5 м) относится к фации прирусловой отмели. Ниже в обнажении экспонирована маломощная (около 1 м) пачка иловатых старичных суглинков с двумя протяженными тонкими прослоями торфа, а под ними русловые пески с метровым горизонтом базального галечника (2,2 м). Эти отложения рассечены псевдоморфозами по ледяным клиньям. Радиоуглеродный возраст верхнего торфа – 10920±200 и 12260±120 лет, и нижнего – 12360±170 лет.

В начале нижнего субмеридионального колена р. Печоры у д. Хабариха (см. фиг. 3.18) аллювий поймы вложен в отложения I надпойменной террасы (см. фиг. 3.20), а его подошва под современным руслом протягивается вблизи дна наиболее глубокого плёса. Подошва базального руслового галечника I надпойменной террасы в поперечном сечении тектонически «перекошена» на 10–12 м, плавно понижаясь от абсолютных отметок +5–6 м в своей тыловой части на правом берегу, где эта терраса имеет нормальную для неё относительную высоту 8–12 м, до –5÷–6 м у тылового шва левобережной долины, где отложения I надпойменной террасы перекрыты голоценовым аллювием современной высокой поймы. Таким образом, в 330 км от берега моря долина р. Печоры, разработанная на уровне нынешней I надпойменной террасы, испытывала неравномерное тектоническое погружение. Оно происходило ещё до того, как начала формироваться современная пойма: на левобережной стороне долины голоценовый аллювий поймы не просто компенсирует опускание топографической поверхности I надпойменной террасы, как следовало бы ожидать при его синтектоническом накоплении, а налегает на отложения упомянутой террасы с глубоким размывом, уничтожившим 50–70% их первоначальной мощности.

В 50 км севернее к правому берегу Печоры причленяется узкая полоса 9–11-метровой I надпойменной террасы названной А.С. Лавровым и Л.М. Потапенко [Лавров, Потапенко, 2005] Окунёвской, так как на ней расположена д. Окунёв Нос. Здесь в береговом обнажении ими изучался разрез, который был охарактеризован серией радиоуглеродных датировок. В основании протяжённого берегового обрыва местами экспонирован диамиктон, на котором залегает пачка русловых песков мощностью 4,5 м с укрупняющимся сверху вниз зерновым составом и с базальным горизонтом размыва (0,3–0,5 м). Пачка рассечена псевдоморфозами по ледяным клиньям. Её венчает тонкий (0,1–0,3 м) выдержанный по латерали слой оторфованных серых алевритов или рыхлого торфа. Радиоуглеродные датировки этого горизонта в 4-х пунктах на расстоянии 600–700 м дали в двух пунктах значения 11,8–12,7 и в двух – 10,7–10,8 тыс. лет. Слой, обогащённый органическим материалом, перекрыт пачкой тонко- и мелкозернистых песков с горизонтальной или наклонной слоистостью мощностью 3–5 м, который формирует поверхность террасы и, по-видимому, относится к фации прирусловой отмели. Разрез у д. Окунев Нос по геоморфологической позиции, строению, литологии и геохронологичесим данным идентичен разрезу у д. Денисовка (см. выше).

Ниже по течению I надпойменная терраса встречается спорадически, как и вообще в бассейне р. Печора. Характерно, что в отличие от пойменной и II лиманной I надпойменная терраса не имеет морского аналога на побережье: самый северный её фрагмент подходит к берегу моря «в торец» на восточной окраине Печорской губы (см. фиг. 3.18). Это обстоятельство позволяет предположить, что аллювиальные отложения рассматриваемой террасы продолжаются на шельфе, выстилая дно погребённой под молодыми морскими осадками речной долины. И действительно, в 120 км северо-восточнее в Печорском море на изобате 20 м серией скважин вскрыты палеонтологически охарактеризованные отложения погребённой речной долины (см. фиг. 3.22). В её опорном разрезе [Крапивнер, 2009а, 2014] на древних морских глинах, начиная с абсолютной отметки – 46 м, залегают: 1) русловые пески (8 м) с характерным укрупнением зернового состава сверху вниз; 2) заиленные пески предустьевого взморья (1,5 м); 3) глинистые и (в верхней части) алевритовые лиманные илы (13 м); 4) отложения волнового поля – прибрежно-морские пески (4 м). Ширина погребённой долины ~25 км и расположена она на продолжении самого нижнего по течению, ориентированного на северо-восток отрезка современной долины р. Печоры (см. фиг. 3.18). По данным многочисленных распределённых по вертикальному разрезу радиоуглеродных датировок

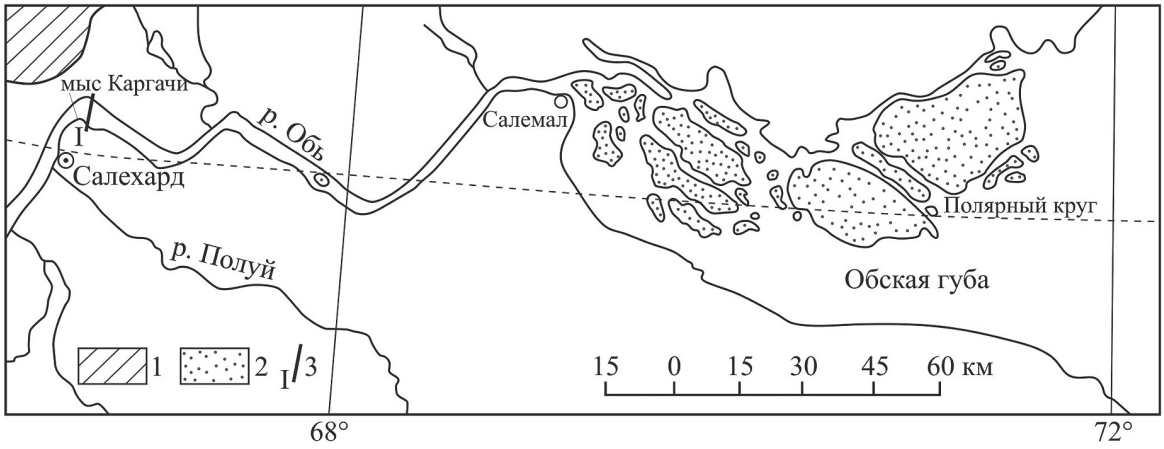


▲ **Фиг. 3.22.** Геологический разрез погребённой речной долины в Печорском море (местоположение см. на фиг. 3.17). *1* – лиманные глинистые илы; *2* – песчано-алевритовые илы; *3* – заиленные пески предустьевого взморья; *4* – переслаивание песков и алевритов; *5* – разнозернистые пески. Остальные обозначения см. на фиг. 3.19

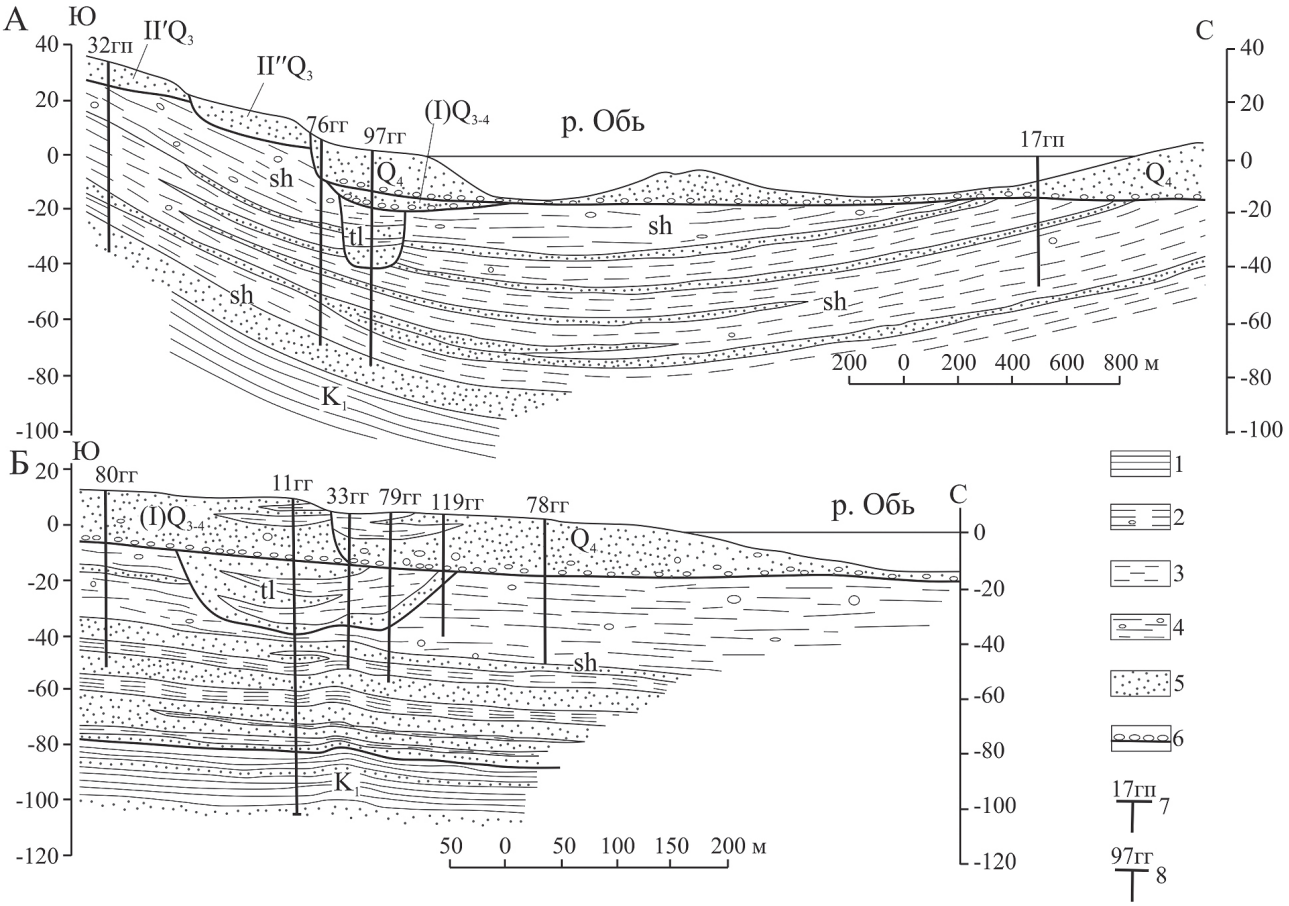
накопление осадков, перекрывающих русловые пески палео-долины, продолжалось непрерывно на протяжении последних 12,8 тыс. радиоуглеродных лет (см. подраздел 5.3.2). Это согласуется с геохронологией руслового аллювия I надпойменной террасы Печоры в разрезах у дд. Денисовка и Окунев Нос, радиоуглеродный возраст которого древнее, чем 12–12,5 тыс. лет (см. выше).

В пользу такого предположения свидетельствуют и результаты бурения, выполненного в 1980 г. Арктической морской инженерно-геологической экспедицией на Дресвянской площади Печорской губы в 36 км мористее устья р. Печоры (см. фиг. 3.18). Здесь при глубинах моря 6 м с поверхности дна распространены тёмно-серые алеврито-глинистые илы текучей и текуче-пластичной консистенции (см. подраздел 4.2.3) вскрытой мощностью 10 м, в которых и было остановлено бурение. Они образовались за счёт выносимой р. Печора взвеси, отложившейся в мелководной Печорской губе под прикрытием песчаной косы-бара. В недавнем геологическом прошлом она была разрушена волнами, но фрагменты косы сохранились до сих пор (см. фиг. 3.18). Донные илы Печорской губы в районе д. Дресвянка являются стратиграфическим аналогом лиманных и прибрежно-морских осадков, вскрытых бурением в 120 км северо-восточнее, и под ними, по всей вероятности, залегают аллювиальные отложения ископаемой речной долины, формирующие I надпойменную террасу р. Печора.

На р. Обь в районе г. Салехарда в ~150 км от устья реки большой объём инженерно- и гидрогеологического бурения был выполнен экспедицией № 33 Гидропроекта и Ямальской гидрогеологической экспедицией. В ~1 км ниже мыса Каргачи (фиг. 3.23, 3.24) абсолютная отметка меженного уреза воды лишь менее чем на метр превышает уровень моря при максимальной глубине основного русла 17 м и его ширине ~2,5 км (промеры глубин выполнены экспедицией № 33 Гидропроекта). В пределах русла за исключением песчаного осерёдка мощностью 8–9 м к современному аллювию может быть отнесен лишь слой песка, мощность которого вряд ли превышает 1–2 м. Современная глубинная эрозия в русле реки, дно которого находится на 16 м ниже уровня моря, при существующем гидравлическом уклоне мало вероятна. Можно, поэтому, предполагать, что прослеживаемый в русле р. Оби и в разрезе её левобережной поймы базальный горизонт размыва (см. фиг. 3.24А) был отложен в период формирования

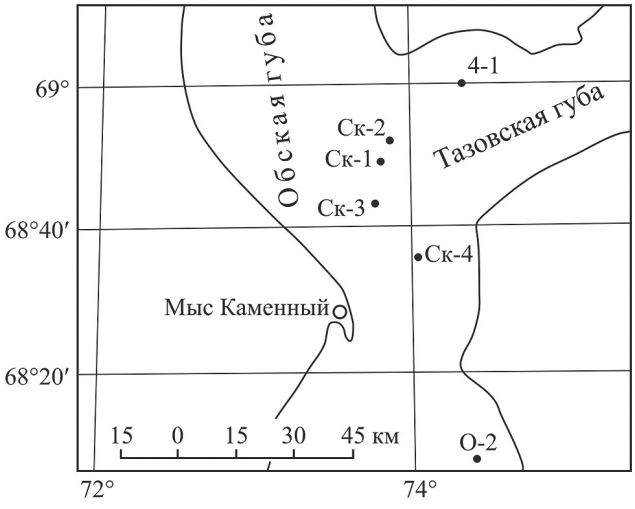


▲ **Фиг. 3.23.** Карта низовьев р. Обь. *1* – отроги Полярного Урала; *2* – пески предустьевого взморья; *3* – положение линии бурового разреза (см. фиг. 3.23А)



▲ **Фиг. 3.24.** А – поперечный геологический разрез р. Обь в её низовье (местоположение см. на фиг. 3.22). Б – поперечный геологический разрез правого берега р. Обь в 0,5 км ниже по течению. *1* – глина; *2* – глинистый алеврит с редкой галькой; *3* – песчанистый алеврит; *4* – диамиктон; *5* – песок; *6* – галечник; *7* – скважина Гидропроекта и её номер; *8* – скважина Ямальской гидрогеологической экспедиции и её номер. II′и II″ верхний и нижний подуровни II лиманной террасы; sh – салехардская свита (аналог кипиевской свиты по [Крапивнер, 1976]); tl – талагайкинская свита (аналог канинской свиты [Крапивнер, 1976])

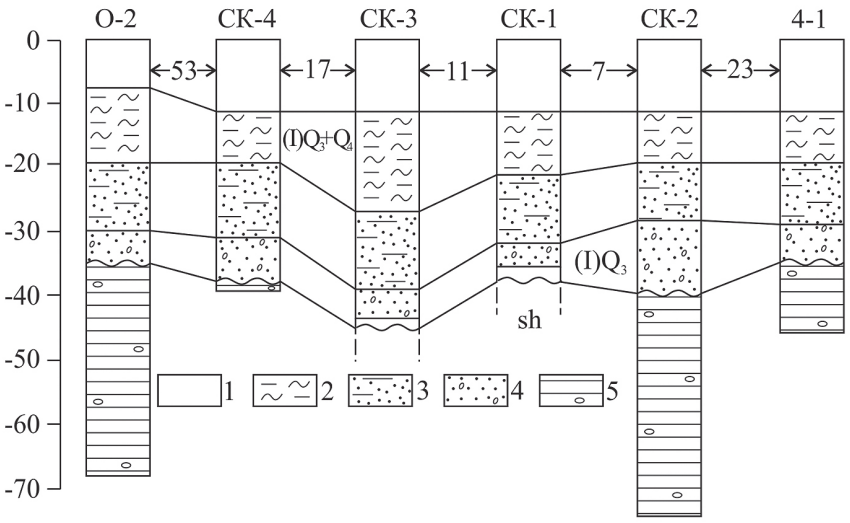
нынешней I надпойменной террасы, когда устье реки находилось гораздо мористее её нынешнего положения. Это подтверждается и взаимоотношением аллювиальных отложений пойменной и I надпойменной террас на двух геологических разрезах, расположенных в 0,5 км друг от друга (см. фиг. 3.24А,Б). Положение базального горизонта размыва в русловом аллювии I надпойменной террасы на 17–18 м ниже глобального базиса эрозии было возможно только в том случае, если формирование этой террасы завершилось близким по величине погружением местности, либо если уровень моря в период разработки речной долины на уровне I террасы был как минимум на 17–18 м ниже современного за счёт, например, гляциоэвстазии. Поскольку речь идёт о приморском регионе, упомянутая особенность русла р. Оби в обоих случаях должна была приводить к ингрессии моря в её долину. О том, что такая ингрессия действительно имела место свидетельствуют результаты бурения, выполненного Арктической морской инженерно-геологической экспедицией в Обской и Тазовской губах. Они представляют собой протяжённые (~750 и ~320 км) лиманы шириной, соответственно, 30–65 и 10–35 км, берегами которых служат моделированные абразией эрозионные уступы, образовавшиеся в результате врезания палео-рек Обь и Таз в отложения низкой (20–40 м) неоплейстоценовой морской террасы (аналог II надпойменной лиманной террасы



▲ **Фиг. 3.25.** Фрагмент карты расположения скважин, пробуренных в Обской и Тазовской губах Арктической морской инженерно-геологической экспедицией

р. Печора) и её плиоцен-четвертичного субстрата. Для примера на фиг. 3.25 показано расположение нескольких таких скважин, пробуренных в интервале 350–460 км севернее разрезов, приведенных на фиг. 3.24. С поверхности дна, находящегося на глубинах 10–12 м, скважины вскрыли лиманные осадки – глинисто-алевритовые илы текучей консистенции (см. подраздел 4.2.3) мощностью от 8 до 15 м. Под ними залегают заиленные мелкозернистые пески (9–12 м) фации предустьевого взморья, которые, в свою очередь, подстилаются русловыми песками (5–10 м) с характерными для них укрупнением зернистости вниз по разрезу и примесью грубообломочного материала. Подошва этого аллювия расположена в 35–44 м ниже уровня моря (фиг. 3.26). Вещественный состав и радиоуглеродные датировки разреза слабоконсолидированных осадков Карского моря указывают на то, что долина Палео-Оби, существовавшая непосредственно перед накоплением этих осадков, продолжалась в субмеридиональном направлении от северного окончания Обской губы и отклонившись затем к северо-востоку, достигла изобат ~100 м примерно на широте оконечности северного острова Новой Земли [Stein et al., 2002].

Таким образом, днища современных долин Оби и Печоры – крупнейших рек бассейнов Карского и Баренцева морей – имеют подводное продолжение, прослеженное бурением до альтитуд, соответственно –44 и –50 м, а по косвенным признакам (для долины Оби) – до отметок более, чем на 100 м ниже уровня моря. В этом отношении так называемые «гляциальные шельфы» упомянутых морей не отличаются от шельфов внеледниковых областей. Автору могут возразить, что по мнению многих гляцио-геологов районы Баренцева и Карского морей, до которых прослежены подводные продолжения долин Печоры и Оби (см. фиг. 3.22, 3.26), не покрывались материковым льдом в период максимума последнего оледенения [Svendsen et al., 2004]. Однако южная граница этого гипотетического ледника проводится всего в нескольких десятках километров севернее выявленных подводных продолжений этих рек, на месте которых должны были бы возникнуть обширные приледниковые озёра. Но осадки, перекрывающие русловой аллювий этих палео-рек, ни по литологическим, ни по палеонтологическим признакам не могут считаться приледниковыми. В долине Палео-Печоры они, судя по радиоугле-



▶ **Фиг. 3.26.** Колонки скважин, пробуренных в Обской и Тазовской губах (местоположение см. на фиг. 3.25). *1* – вода; *2* – глинисто-алевритовые лиманные илы; *3* – заиленные пески фации предустьевого взморья; *4* – русловые пески с редкой галькой; *5* – глины с редкой галькой. I(Q_3) – аллювий погребённой долины р. Обь, являющейся подводным продолжением I надпойменной террасы на материковой суше; I (Q_3 + Q_4) – лиманные отложения, являющиеся фациальным аналогом отложений I надпойменной террасы и поймы на материковой суше; sh – салехардская свита

родным датировкам, накапливались непрерывно, начиная с ~12,8 до ~4 тыс. радиоуглеродных лет назад. В соответствии с составом заключённых в этих осадках фораминифер климат в отдельные периоды их накопления был даже благоприятнее современного. Более того, затопленные речные долины обнаружены и у побережья Кольского полуострова (см. подраздел 5.3.3), который считается важнейшей частью области зарождения и разрастания последнего материкового оледенения, захватившего почти всю площадь Баренцевского шельфа [Svendsen et al., 2004].

3.3. Краткие выводы

Геологическое картирование Печорской и севера Западно-Сибирской низменностей, основанное на признании бассейнового происхождения диамиктонов, приводит к выводу о том, что ярусность рельефа этих регионов отображает цикличность осадконакопления [Крапивнер, 1967д, 1969а,б, 1976; Зайонц, Крапивнер, 1967; Зайонц и др., 1986; Водолазская и др., 2013], а не прерывистую регрессию единого морского бассейна, как предполагали некоторые авторы [Дедеев и др., 1962]. Аллювий цикловых террас вниз по течениям рек скрывается под покров лиманных отложений, которые, затем могут смениться по латерали морскими, то есть формировать террасу, вытянутую вдоль берега моря. Вместе с тем, как показывает пример создания на реках водохранилищ, затопление морем значительной части речных долин не могло существенно повлиять на эрозионно-аккумулятивную деятельность рек выше площади затопления. На крупных реках это влияние выразилось лишь в появлении зоны приустьевого спада уровня [Маккавеев, 1955], с которыми на морских побережьях соседствуют зоны предустьевого взморья. Поскольку возраст и стратиграфический объём аллювиальных свит изменяется не только по вертикали, но и по горизонтали, причём как в поперечном, так и в продольном по отношению к долине реки направлениях, его хронологию нельзя оценить по какому-либо одному опорному разрезу. Цикличность осадконакопления предполагает, что наиболее древние фрагменты аллювия, залегающего в подошве отложений данного яруса рельефа, синхронны самым молодым слоям лиманных отложений смежного с ним более высокого террасового уровня, а наиболее молодые являются возрастными аналогами верхов лиманных осадков, перекрывающих этот аллювий ниже по течению.

Стратиграфическими аналогами аллювия переуглублённых речных долин, а также перекрывающих его лиманных и морских отложений водораздельной равнины является аллювий высоких террас в пределах Приполярного и Полярного Урала. В данном случае речь идёт о нескольких террасовых уровнях, потому что это горное сооружение, видимо, испытало несколько эпизодов неотектонического поднятия, не распространявшегося на примыкающие к нему низменности (то есть, упомянутые террасы не являются цикловы-

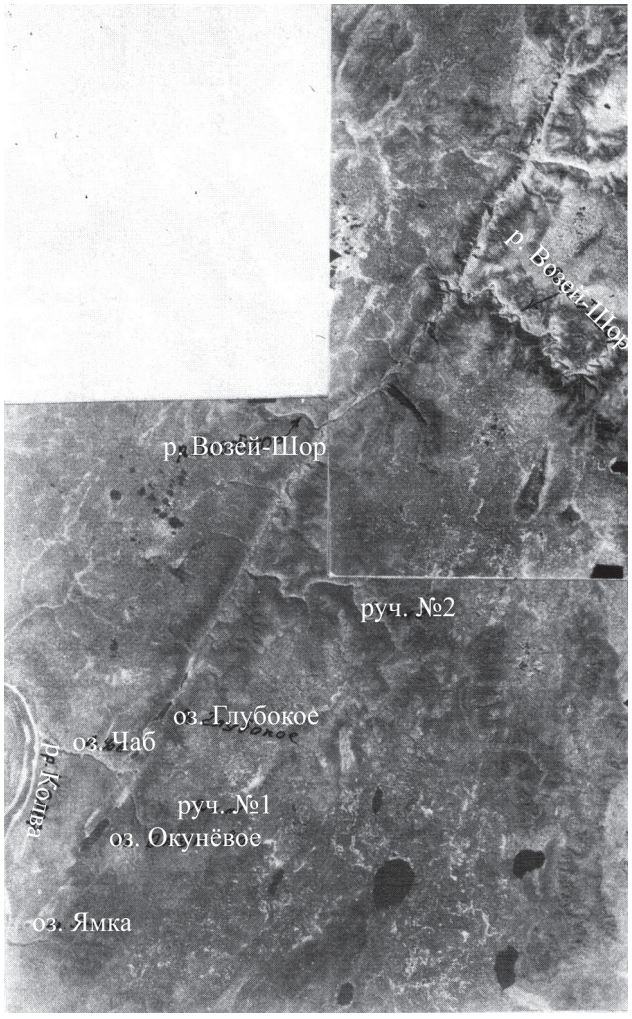
ми). Как будет показано далее (см. раздел 6.1), цикличность осадконакопления имеет геократическую природу и не связана с гляциоэвстатическими колебаниями уровня моря.

3.4. Дискуссия

Буровые линии, пересекающие структуры Предуральского краевого прогиба – Шарью-Заостренскую синклиналь гряды Чернышова, Улдор-Кыртинскую и Воя-Соплясскую антиклинали (см. фиг. 3.3; 3.7; 3.8) – демонстрируют отчётливую связь выраженных в рельефе гипсометрических перепадов поверхности водораздельной равнины с тектоническими смещениями палеозойских, мезозойских и перекрывающих их новейших отложений по активным в неотектоническую эпоху разломам. Амплитуда смещения последних гораздо меньше, чем пород субстрата новейших отложений, и обычно не превышает 20–30 м, причём она примерно одинакова как для подошвы новейших отложений, так и для их кровли (то есть для топографической поверхности (см. фиг. 3.7), что указывает на постседиментационный характер активизации разломов. Распределение мощностей новейших отложений в районах Улдор-Кыртинской и Воя-Соплясской антиклиналей наследует тектоническую структуру пород мезозойско-палеозойского субстрата: по направлению к замкам антиклиналей она быстро сокращается до полного выклинивания. При этом, на выходах палеозойских известняков в апикальных частях складок сохранилась кора выветривания мощностью до 15 м (см. фиг. 3.7, 3.8), что трудно совместить с включением окружающей территории в область былого покровного оледенения, поскольку в соответствии с бытующими представлениями подобные выступы рельефа должны подвергаться максимальной ледниковой эрозии (см. подраздел 2.2).

Несколько иная картина наблюдается в Шарью-Заостренской синклинали, которая в целом также наследуется распределением мощностей новейших отложений. Однако по этому признаку осевая поверхность синклинали сместилась примерно на 1,5 км к юго-востоку, поэтому разлом, нарушающий структуру, выраженную по пермским и триасовым слоям почти вдоль её оси, оказался на северо-западном крыле синклинали, проявленной по новейшим отложениям. Подобная структурная перестройка сопровождалась и инверсией смещений по разлому: его ранее относительно приподнятое юго-восточное крыло стало опущенным (см. фиг. 3.3).

Приведенные факты свидетельствуют о проявлениях в пределах Печорской низменности дифференцированной тектонической активности, деформирующей топографическую поверхность. Дешифрирование аэрофотоснимков, заверенное наземными наблюдениями [Крапивнер, 1967д], показало, что неотектоническая активность в целом возрастает с юга на север и от низких ярусов рельефа к высоким, достигая максимума в северной части водораздельной равнины (Большеземельская и Малоземельская тундры). Общая неотектоническая нарушенность отложений водораздельной равнины служит причиной развития на её поверхности разнообразных по форме, размерам и орографической выразительности локальных возвышенностей, а также гряд и полей развития холмисто-западинного рельефа [Крапивнер, 1967а], образование которых чаще всего связывается с проявлениями гляциотектоники, поскольку палеогеографические реконструкции гляциогеологов молчаливо предполагают незыблемость земной коры, и обычно допускают лишь проявления гляциоизостазии (см. раздел 1.3). Помимо того, что гляциотектонические гипотезы противоречат реологии глетчерного льда и базовым положениям гляциологии (см. подраздел 2.4.1), в некоторых случаях существуют прямые признаки неотектонического происхождения сооружений, принимаемых за гляциотектонические. В качестве примера можно привести гряды, образующие выпуклую к югу дугу в центре Большеземельской тундры между рр. Лая и Адзьва, принимаемые за напорные [Tveranger et al., 1999] или субгляционные компрессионные морены [Лавров, Потапенко, 2012], обрамляющие так называемую Лая-Адзьвинскую (Колвинскую) лопасть ледника. Её возраст, по мнению первой группы авторов, проблематичен (от позднезаальского до средневислинского), по представлениям А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко – поздневалдайский (поздневислинский). Несмотря на то, что и те, и другие широко пользуются аэрофотоматериалами, они почему-то не заметили прекрасно выраженного в рельефе протяжённого диагонального разлома



▲ **Фиг. 3.27.** Неотектонически активный разлом сдвиго-раздвигового типа в бассейне р. Колва, нарушающий отложения IV яруса рельефа. На юго-западе разлом продолжается руслом р. Колва, прорезая гряду, принимаемую за субгляциальную компрессионную [Лавров, Потапенко, 2012] или напорную [Trevanger et al., 1999] морену

сдвиго-раздвигового типа, пересекающего «моренную» дугу в её вершине. Наземные наблюдения и измерения показали, что в образованной разломом прямолинейной ложбине расположена цепочка удлинённых озёр глубиной от 8–11 до 16 м (на фиг. 3.27 они обозначены условными названиями Глубокое, Чаб, Окунёвое и Ямка). Крупный ручей Возей-Шор, при входе в упомянутую ложбину с юго-востока коленообразно изгибается и на протяжении трёх километров течёт на юго-запад, образуя единый прямолинейный плёс глубиной 3 м. Затем, делая второй коленообразный изгиб, ручей выходит из пределов ложбины, потеряв внутри неё 20% расхода воды [Крапивнер, 1967в,д]. Последнее, учитывая тот факт, что с поверхности залегает мощная толща водонепроницаемых многолетнемёрзлых отложений, указывает на современную активность разлома, который можно назвать Возейшорским.

Ещё более очевидным признаком поступления глубинного тепла по тектонической зоне является известный восходящий источник Пымва-Шор в верховьях р. Адзьва, приуроченный к разлому, ограничивающему северо-западный борт гряды Чернышова. Температура его воды на поверхности составляет 27,1 °С и источник с полным основанием можно считать термальным, так как его температура существенно выше средней годовой (район находится в области развития мощной многолетней мерзлоты). Изотопный состав содержащегося в воде гелия, как и в двух других расположенных южнее и также связанных с разломами термальных источниках гряды Чернышова (Иска-Шор и Еджид-Ю), указывает на их коровую природу, а в источнике Пымва-Шор возможна незначительная (<1%) примесь мантийного гелия [Поляк и др., 2007].

Ярусность рельефа Печорской низменности, выдвигавшаяся в качестве аргумента, противоречащего представлениям о покровных оледенениях этой территории (см. подраздел 1.2.1), выражена настолько отчётливо, что не отрицается и адептами ледниковой теории. Она используется ими в качестве одного из элементов палеогеографических реконструкций, в основе которых лежит умозаключение, вполне естественное, если признать, что Печорская низменность покрывалась материковыми льдами, двигавшимися из центров, расположенных на шельфе Карского и Баренцева морей. Из этого исходного положения следует, что ледник, продвигавшийся на юг и юго-запад, в пределах материковой суши преграждал сток рек, впадавших в Баренцево и Карское моря, в результате чего возникали подпрудные приледниковые озёра.

Весьма показательны выводы группы специалистов, выполнявших исследования по международной программе PECHORA (Paleoenvironments and Climate History of the Russian Arctic), и известных российских гляциогеологов А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко (ФГУП «Аэрогеология»), на протяжении многих лет занимавшихся мелкомасш-

табным картированием четвертичных отложений европейского северо-востока России, а в 60-е гг. прошлого века (А.С. Лавров) – среднемасштабной инженерно-геологической съёмкой в бассейне р. Печора. И те, и другие признают существование гипсометрических уровней аккумуляции, соответствующих охарактеризованным выше IV, III и II ярусам рельефа Печорской низменности, объясняя их прерывистым падением уровня подпрудного приледникового [Astakhov et al., 1999; Mangerud et al., 1999; Tveranger et al., 1999] или ингрессионного наледникового [Лавров, Потапенко, 2005, 2012] озёрного бассейна, по-разному понимая время и способ его возникновения. По мнению исполнителей программы PECHORA, состоявшей из норвежских и ряда российских специалистов (В.И. Астахов, Санкт-Петербургский университет; В.Н. Гатауллин, ВНИИМоргео и др.), поздневислинский (поздневалдайский) материковый ледник не достигал Печорской низменности, остановившись в Печорском море [Gataullin et al., 2001]. Поэтому они связывают образование подпруженного ледником озера с одним из предшествующих оледенений (ранне- или средневислинским), граница распространения которого на севере Печорской низменности фиксирована так называемой линией Мархида (см. фиг. 3.2). Сама эта линия достаточно условна и проводится по южной границе распространения холмистого «моренного» ландшафта разных типов, которым присвоены местные названия (Мархида, Харбей, Хальмер). Постулируемый упомянутой группой авторов подпрудный приледниковый водоём, названный озером Коми, в целом соответствует IV лиманной (и лагунной в Хорейверской впадине) террасе бассейна р. Печора. Он распространяется вдоль главных рек, достигая ширины, измеряемой десятками километров, и отделяется от высоких «моренных плато» отчётливыми склонами, причём на изогипсах рельефа 90–100 м в пределах последних иногда виден перегиб, принимаемый за береговую линию. Местами она подчёркнута узким песчаным баром, аналогичным приведенному на фиг. 3.15, 3.16. Вблизи современного побережья тыловой шов IV надпойменного яруса рельефа приобретает субпараллельную ему ориентировку (см. фиг. 3.2), что вполне естественно для поднятого древнего берега моря. Однако исполнители программы PECHORA игнорируют этот факт и считают, что, поскольку линии перегиба склона от высоких «моренных плато» к более низким уровням рельефа никогда не продолжаются до моря, они представляют собой береговые линии большого подпрудного озера, которое занимало все низменные участки Республики Коми южнее линии Мархида, распространяясь и к западу от Тимана в бассейны рр. Пёша и Мезень. Дно «озера» обычно располагается на абсолютных отметках 60–90 м и ниже 60 м сменяется двумя более молодыми террасовыми уровнями. По-видимому, они соответствуют III и II лиманным террасам (см. раздел 3.1.2), так как самой глубокой частью «озера Коми» считается терраса с абсолютной высотой поверхности 30–40 м [Astachov et al., 1999].

Описания отложений «озера Коми» весьма отрывочны и характеризуют разрезы разных террас, как например, в обнажениях на р. Сула, где к осадкам этого озера была отнесена маломощная (до 1,5 м) пачка массивных или неяснослоистых глин, залегающих либо с поверхности III, либо в цоколе II лиманных террас. Бóльшая часть разрезов наблюдалась вдоль р. Колва в песчано-галечных карьерах, заложенных в непосредственной близости от границы IV террасы с водораздельной равниной [Mangerud et al., 1999]. Все они представлены слоистыми песками со знаками ряби, угрубляющимися вверх и венчающимися маломощным хорошо сортированным галечником, «без следов морской жизни» [Astakhov et al., 1999]. Последнее утверждение некорректно, поскольку авторы не отбирали образцов для микропалеонтологических исследований. В грубозернистых песках ископаемой Абезьской косы, например (см. фиг. 3.14), был обнаружен достаточно представительный комплекс фораминифер [Крапивнер, 1967д]. Сходная картина наблюдалась в районе с. Усть-Цильма и д. Гарево, также вблизи береговой линии IV террасы. Наиболее мощная пачка галечников (17 м) отмечена в береговом обрыве у юго-восточного конца участка протяжённостью ~30 км, в пределах которого ширина «озера Коми» уменьшалась от ~28 км на северо-западе (у г. Печора) до ~15 км в районе упомянутого обнажения (у верхнего по течению конца д. Бызовая).

Перечисленные разрезы демонстрируют отложения, формировавшиеся в волновом (пески) или волно-прибойном (галечники) поле, за счёт размыва берегов, сложенных диамиктоном – основным литологическим типом пород, слагающих водораздельную равнину. Это свидетельствует о сущест-

вовании в период накопления рассматриваемых прибрежных осадков крупного водоёма, корректное заключение о природе которого невозможно без палеонтологических (в том числе микропалеонтологических) исследований, и отсутствие видимых органических остатков не может этому препятствовать. Между тем, осадки акватории, удалённой от древней береговой линии гипотетического приледникового озера, авторам этого термина неизвестны и как будто вообще отсутствуют. Весьма примечательно следующее их замечание: «Обычно, дно озера Коми там, где оно экспонировано на абсолютных отметках 70–90 м, перекрыто лишь голоценовым торфом мощностью 1–5 м или тонким покровом эолового песка и лёссовидного алеврита, залегающих на исключительно плоской поверхности тилла» [Astakhov et al., 1999, с. 40]. Крайне маловероятно, что в весьма крупном бассейне протяжённостью в сотни и шириной в десятки километров, площадь акватории которого достаточна для разгона ветровых волн и формирования грубообломочных прибрежных осадков, отсутствовали более глубоководные фации, накапливавшиеся в слабом волновом поле или вообще ниже уровня волновой базы. Исследователям, интерпретирующим факты в рамках ледниковой теории, не могла придти в голову мысль о том, что «тилл» на дне «озера Коми» не является таковым, а относится к относительно глубоководным осадкам связанного с морем бассейна, несправедливо названного приледниковым озером. Результаты профильного бурения и наблюдений в протяжённых береговых обнажениях на рр. Печора и Уса, там, где ширина палео-лимана измерялась десятками километров, показали, что с поверхности либо под тонким горизонтом песка или алеврита (мощностью, обычно, от первых метров до 5–7 м, редко более) залегает пласт диамиктона, априори принимаемого гляциогеологами за ледниковый тилл, мощностью от нескольких метров до 10–15, а иногда и до 20–25 м. Во многих разрезах этот диамиктон охарактеризован представительной фауной фораминифер [Крапивнер, 1967б,д; 1976].

По-видимому, подобные условия залегания диамиктона в области распространения IV надпойменного яруса аккумулятивного рельефа Печорской низменности послужили А.С. Лаврову и Л.М. Потапенко [Лавров, Потапенко, 2005, 2012] одним из аргументов для выделения его под названием Нижнепечорской террасы, представлявшей собой первоначально дно подпрудного Нижнепечорского интрагляциального наледникового бассейна. От моря он, по мнению упомянутых авторов, отделялся Вастьянским валом субгляциальной компрессионной морены, разрез которого экспонирован в низовьях р. Печоры (обнажения Вастьянский Конь и Хонгурей, см. фиг. 3.2). Севернее, на побережье Баренцева моря А.С. Лавровым и Л.М. Потапенко была закартирована «терраса ледниковых контактов», абсолютные отметки поверхности которой аналогичны таковым Нижнепечорской террасы. Границы распространения IV яруса аккумулятивного рельефа низменности, отображаемого топографической картой (см. фиг. 3.2) и выделяемого гляциогеологами под другими названиями, в основном совпадают, за исключением северной приморской части низменности, где они принципиально отличаются от границ «озера Коми», которое, по взглядам норвежских авторов и В.И. Астахова, отсутствовало севернее линии Мархида.

По первоначальному мнению А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко, Нижнепечорский интрагляциальный бассейн представлял собой эстуарий позднеледникового Баренцева моря, проникавший на сотни километров в массив деградирующего поздневалдайского ледника (интрагляциальный эстуарий) в результате рассекающей дегляциации, начавшейся 14–14,5 тыс. лет назад. Однако «рассекающая дегляциация» [Thomas, 1977] предполагает более быстрое освобождение от материкового ледника открывающихся в океан желобов Баренцевского шельфа, из-за откалывания айсбергов, и никак не могла проявляться на юго-восточной окраине Баренцева моря. Вероятно, по этой причине А.С. Лавров и Л.М. Потапенко в более поздней монографии существенно изменили точку зрения. Они вообще отказались от идеи Баренцево-Карского ледникового щита и пишут о трансгрессии Нижнепечорского интрагляциального наледникового бассейна, подпруженного Новоземельско-Пайхойским ледником. «Трансгрессия развивалась среди массивов и по поверхности пластов деградирующего глетчерного льда, в ледяных берегах» [Лавров, Потапенко, 2012, с. 143]. Дном бассейна служила поверхность ледника, что, по мнению авторов, объясняет постепенный переход его маломощных осадков в подстилающий диамиктон, который А.С. Лавров и Л.М. Потапенко считают поздневалдайской основной мореной. В соответ-

ствии с их гипотезой несколько ранее, чем 14–15 тыс. календарных лет назад ледниковая преграда, отделявшая этот бассейн от Баренцева моря в районе нынешнего обнажения Вастьянский Конь, была разрушена сёрджем, и наледниковое озеро превратилось в Нижнепечорский интрагляциальный эстуарий. При этом в современном рельефе зафиксированы лишь границы этого эстуария (в диапазоне абсолютных высот 80–100 м), тогда как береговые линии исчезнувшего наледникового озера не сохранились. Таким образом, какие-либо объективные признаки былого существования Нижнепечорского интрагляциального наледникового бассейна отсутствуют. Это относится и к Вастьянскому субгляциальному валу компрессионной морены, выделение которого базируется лишь на ошибочной интерпретации природы деформационных структур в обнажениях Вастьянский Конь и Хонгурей (см. подраздел 2.4.1).

На самом деле оба обнажения вскрывают разрез IV морской террасы, завершающийся диамиктоном, и её цоколя, только в первом из них «гляционадвиги» простираются под углом к направлению берегового обрыва, а во втором [Лаврушин, Эпштейн, 2001] параллельно ему, поэтому они выглядят в естественных выходах по-разному. Как указывалось выше, на основной площади распространения этого яруса рельефа покров его осадков налегает на отложения цоколя, в тех случаях, когда последние дислоцированы, по границе углового несогласия, не участвуя в дислокациях. Отмечалось также, что в северных районах низменности возраст отложений, вовлечённых в неотектонические деформационные структуры, часто омолаживается. Это демонстрируют обнажения Вастьянский Конь и Хонгурей: экспонированные ими разрезы дислоцированы до топографической поверхности, что объясняет, почему рельеф рассматриваемого яруса здесь не столь плоский и однообразный как на тех её площадях, где залегание рельефообразующих слоёв не нарушено. Однако вертикальная амплитуда неотектонических нарушений незначительна (обычно не более 20–25 м), поэтому абсолютные отметки поверхности террасы чаще всего не выходят за обычные рамки. Исключением служит участок, примыкающий к обнажению Вастьянский Конь, в пределах которого геологический разрез был сдвоен по разрывному нарушению сдвиго-надвигового типа, вследствие чего вертикальная мощность отложений увеличилась примерно на 20 м. На такую же величину в этом месте возросла и абсолютная высота поверхности террасы, в наивысшей точке достигшая 102 м. В пределах незначительной площади упомянутого участка на поверхности распространены небольшие сложенные диамиктоном гряды – структуры приповерхностного латерального сжатия, возникшего из-за сопротивления трением перемещению аллохтонного блока по пологому сдвиго-надвигу. Подобные структуры были задокументированы в аналогичной структурной обстановке на острове Колгуев [Крапивнер, Скоробогатько, 2012].

Таким образом, для объяснения ярусности аккумулятивного рельефа Печорской низменности гляциогеологам приходится либо не признавать её азонального по отношению к предполагаемым границам оледенений распространения [Astakhov et al., 1999; Mangerud et al, 1999; Tveranger et al., 1999], вступая в противоречие с топографическими картами, либо, признавая очевидное, призывать на помощь умозрительные конструкции, в данном случае явно несостоятельные [Лавров, Потапенко, 2005; 2012]. Такая ситуация, обусловлена двумя главными обстоятельствами. Гляциогеологи априори относят к проявлениям гляциотектоники приповерхностные дислокации слоёв, которые при ближайшем рассмотрении оказываются несовместимыми с многими положениями гляциологии и механики сплошных сред. В рамках ледниковой теории диамиктон, залегающий вблизи или непосредственно с поверхности бассейнового IV или III надпойменных ярусов рельефа, не может быть признан сублиторальным осадком этого бассейна и интерпретируется как тилл, отложенный ледником, продуктом деятельности которого считаются и дислокации новейших отложений и(или) их субстрата.

В этом отношении весьма показательна «директивная» статья В.И. Астахова и его соавторов. Критикуя производственные организации, составляющие геологические карты российского севера по так называемой «уровенной схеме», В.И. Астахов и его коллеги заявляют: «Суть её заключается в раскрашивании с разными возрастными индексами топографических уровней, невзирая на их геологическое строение» [Астахов и др., 2015, с. 25]. Под геологическим строением как раз и понимается тот факт, что непосредственно на поверхности или под тонким покровом сор-

тированных осадков в пределах «уровней» более высоких, чем II надпойменный, на севере Печорской низменности залегает диамиктон, ледниковое происхождение которого как бы само собой разумеется. Между тем, на с. 21 суровые критики признают, что «проблема картографирования северного плейстоцена… объективно связана с проблемами диагностики мощных кластогенных толщ», то есть диамиктонов и связанных с ними грубообломочных образований. Таким образом, и в дискуссии о природе ярусности рельефа равнин, окаймляющих Арктический океан, сторонники традиционной точки зрения пользуются подменой понятий: в качестве аргумента, свидетельствующего о её справедливости, используется как раз то, что требуется доказать.

А между тем картирование ярусности рельефа на равнинах севера, если только оно выражается не в оконтуривании площадей с одинаковыми абсолютными отметками, а в выделении ярусов рельефа, разделённых геоморфологическими границами, может быть источником важной геологической информации. Оно существенно облегчает изучение геологических условий в неотектоническую эпоху, на протяжении которой создавался современный рельеф континентов и, в том числе, низменных равнин на их периокеанических окраинах. Это картирование в комплексе с анализом фаций и мощностей рельефообразующих отложений выявляет основные черты неотектонической структуры изучаемого объекта (см. фиг. 3.2). Кроме того, как было проиллюстрировано приведенными примерами, оно помогает выделить участки проявления дифференцированных неотектонических движений с определением их амплитуды и относительного возраста. Детализация структуры таких участков с помощью методов, базирующихся на тектонофизическом анализе, позволяет получить важные сведения о геодинамической обстановке на глубине, в том числе о характере поля напряжений в неотектоническую эпоху [Крапивнер, Скоробогатько, 2012]. Это существенно повышает теоретическое и практическое значение геологического картирования так называемых четвертичных отложений, тогда как в рамках ледниковой теории оно выполняется лишь с целью выяснения палеогеографических обстановок и климатов недавнего геологического прошлого, не имеющих никакого отношения к геологическому строению и тектонике дочетвертичного субстрата.

Три объективных факта – ярусность рельефа Печорской низменности, её азональность по отношению к границам постулируемых плейстоценовых оледенений и формирование диамиктоном поверхности не только водораздельного плато, но и более низких (IV и III надпойменных) уровней аккумуляции – в сочетании не совместимы с представлениями о ледниковом происхождении диамиктона. Их признание заставило автора этих строк, который на протяжении первых 7 лет практической деятельности не сомневался в валидности ледниковой теории [Крапивнер, 1961], сменить парадигму, лежащую в основе геологического картирования новейших отложений Российского Севера (см. подраздел 1.2.1). Литолого-палеонтологическая характеристика мореноподобных отложений Тимано-Печорской равнины, условия их залегания, а также взимоотношения с подстилающими и перекрывающими слоями в комплексе с тремя упомянутыми факторами нашли естественную интерпретацию при признании этих образований консолидированными в процессе диагенеза и эпигенеза сублиторальными морскими (ледово-морскими) осадками [Крапивнер, 1967д, 1973]. Это, в свою очередь, потребовало пересмотра фациального состава, стратиграфии, в том числе геохронологии, всего разреза новейших отложений [Генералов и др., 1970; Зайонц, Крапивнер, 1967; Крапивнер, 1965; 1967б; 1969а,б; 1976] и побудило автора к выяснению физической природы так называемых гляциодислокаций и отторженцев [Крапивнер, 1986; 1992а,б; 1997; 2004; Крапивнер, Юдкевич, 1988; Крапивнер, Смирнов, 2001; Крапивнер, Скоробогатько, 2012]. Гляциогеологи предпочли другой путь: сохраняя постулаты ледниковой теории либо игнорировать очевидное, то есть отображение ярусности рельефа на аэрофотоснимках и топографических картах, либо объяснять этот феномен с помощью умозрительных гипотез. Игнорирование ярусности рельефа при интерпретации геологического строения покрова новейших отложений северных равнин является одной из важных причин нестыковок между региональными стратиграфическими схемами этих отложений. В их основу положен относительный возраст диамиктонов, рассматриваемых как материальное свидетельство былых материковых оледенений. Это подразумевает плащеобразное залегание диамиктонов и не предполагает возможности их су-

ществования во вложенных комплексах осадков, что в условиях равнинного рельефа допустимо лишь при условии водного происхождения мореноподобных образований.

Обширные ярусы аккумулятивного рельефа Печорской и Западно-Сибирской низменностей, более низкие, чем водораздельная морская равнина, не только азональны по отношению к границам постулируемых материковых оледенений. Особый интерес вызывает тот факт, что их количество и гипсометрическое положение в целом укладывается в известную схему Депере-Цейнера, разработанную для морских террас внеледниковых районов [Крапивнер, 1967а,г,д; 1969а,б; 1975, 1976, 1982а,б; Крапивнер, Данилина, 1978]. В комплексе с литературными данными [Цейнер, 1963; Хосино, 1986] это позволяет предполагать существование планетарной ярусности созданного в неотектоническую эпоху рельефа низменных равнин, сложенных плиоцен-четвертичными морскими, лагунными и лиманными отложениями, коррелятными аллювию соответствующих речных террас. На возвышенных побережьях возрастными аналогами этих ярусов рельефа периокеанических равнин являются узкие морские террасы (схема Депере-Цейнера). Имеется ввиду, конечно, не планетарная выдержанность гипсометрического положения одних и тех же ярусов рельефа, а ступенчатость поверхностей, занятых плиоцен-четвертичными отложениями, и одинаковое количестве таких ступеней как на возвышенных побережьях морей (так называемых берегах поднятия), так и в бассейнах крупных рек (например, Северной Двины, Печоры, Оби, Енисея, Волги, Днепра и т.п.). Иными словами речь идёт о цикличности осадконакопления в плиоцен-четвертичное время в масштабе материков, а также о том, что гипсометрическое положение таких ступеней в каждом бассейне выдержано в том смысле, что оно служит общим фоном, по отношению к которому отсчитываются амплитуды деформации топографической поверхности. Последние, как правило, обусловлены локальными проявлениями дифференцированных неотектонических движений, причём, как показывает опыт, наибóльшая частота и амплитуда таких деформаций характерна для самого высокого яруса рельефа. Иногда такие деформации, наследующие общую тектоническую структуру субстрата новейших отложений, занимают всю площадь водораздела между бассейнами крупных рек, примерами чего могут служить Тиман и Пай-Хой.

Для более отдалённых геологических эпох проблема существования планетарных морских трансгрессий является объектом дискуссии. То или иное её решение на примере плиоцен-четвертичного отрезка геологической истории облегчается возможностью связывать отложения низменных аккумулятивных равнин с формируемым ими рельефом, который поддаётся объективному картированию дистанционными методами в комплексе с анализом топографических карт разного масштаба и заверочными маршрутами. Одним из главных препятствий для постановки и объективной интерпретации подобных исследований являются господствующие пока представления о материковых оледенениях, гляциоэвстатических колебаниях уровня Мирового океана, гляциоизостазии и гляциотектонике.

Глава 4

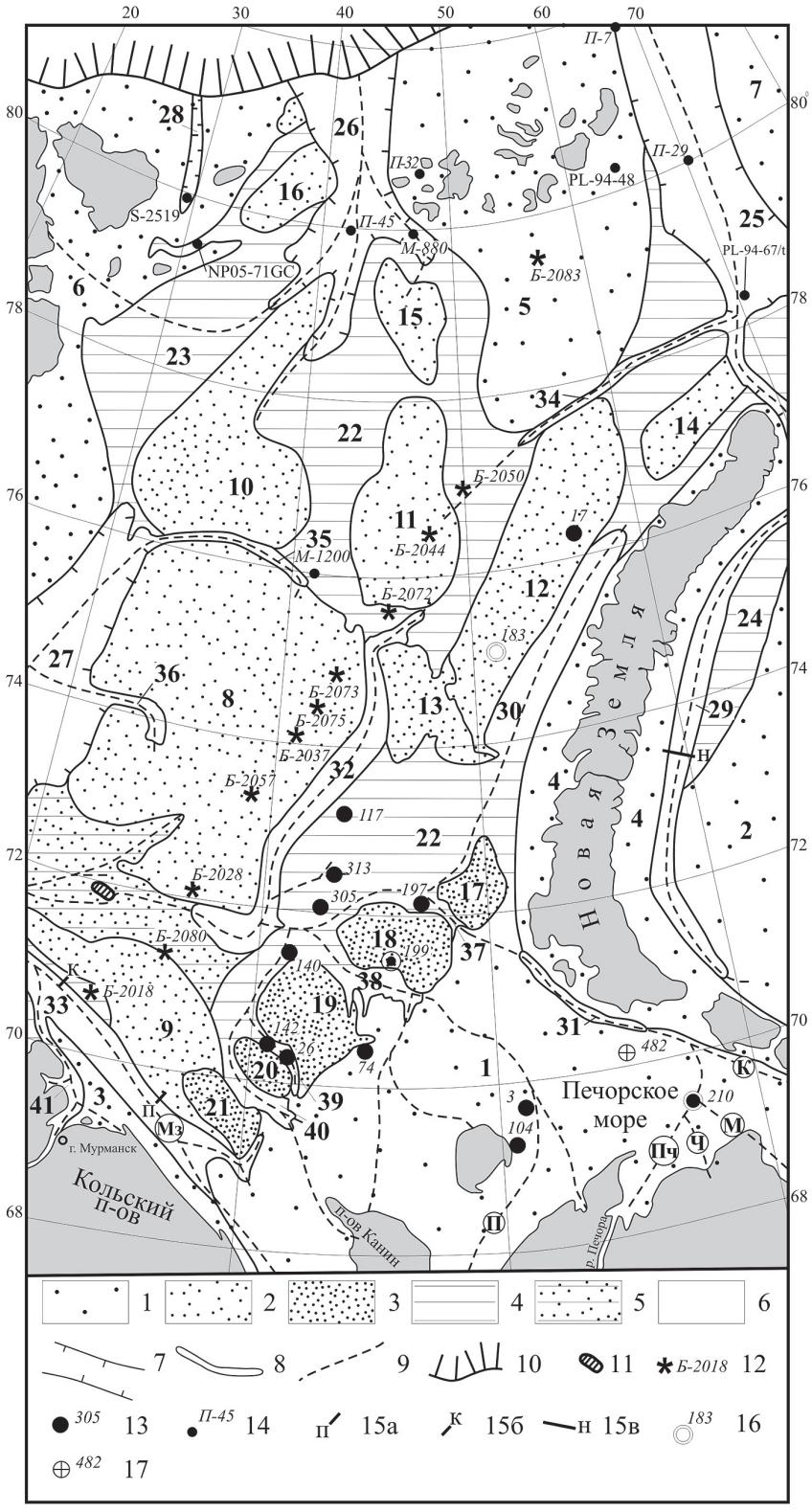
БАРЕНЦЕВСКИЙ ШЕЛЬФ, ОСНОВНЫЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ И ИХ ОТОБРАЖЕНИЕ НА СЕЙСМОЗАПИСЯХ

Долгое время основным методом получения сведений о строении верхних горизонтов осадочного чехла шельфа служило непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП), тогда как информация о литологии этих горизонтов была доступна только до глубины нескольких метров, на которую проникали гравитационные или вибропоршневые грунтовые трубки. Ситуация изменилась с внедрением в практику геологоразведочных и инженерно-геологических работ морского бурения, обеспечившего выделенные по результатам НСП сейсмостратиграфические комплексы (ССК) литологическим содержанием. Тем не менее, литологическая интерпретация данных НСП остаётся во многом дискуссионной, поскольку большинство исследователей исходит из предположения о том, что вскрывающийся скважинами и грунтовыми трубками «переуплотнённый» диамиктон представляет собой тилл, отложенный в период последнего ледникового максимума, а вышележащие осадки сформировались во время дегляциации, лишь в голоцене сменившейся нормальными морскими условиями. При этом забывают, что шельф является областью современного осадконакопления и практически не учитывают диагенетического уплотнения осадков в процессе их накопления. В значительной степени такому подходу способствует весьма разреженный отбор образцов, представляющих геологический разрез скважин, пробуренных в норвежском секторе Баренцевского шельфа (см. подраздел 4.1.4). Инженерно-геологическое бурение, выполнявшееся Арктической морской инженерно-геологической экспедицией (г. Мурманск) в российском секторе шельфа, было лишено этих недостатков и, кроме того, сопровождалось детальным опробованием приповерхностных горизонтов геологического разреза с получением массовых сведений о гранулометрическом составе, консистенции, плотности и других свойствах осадков, а также их изменении с глубиной. Выводы автора основываются на сопоставлении сейсмоакустических изображений с этими данными.

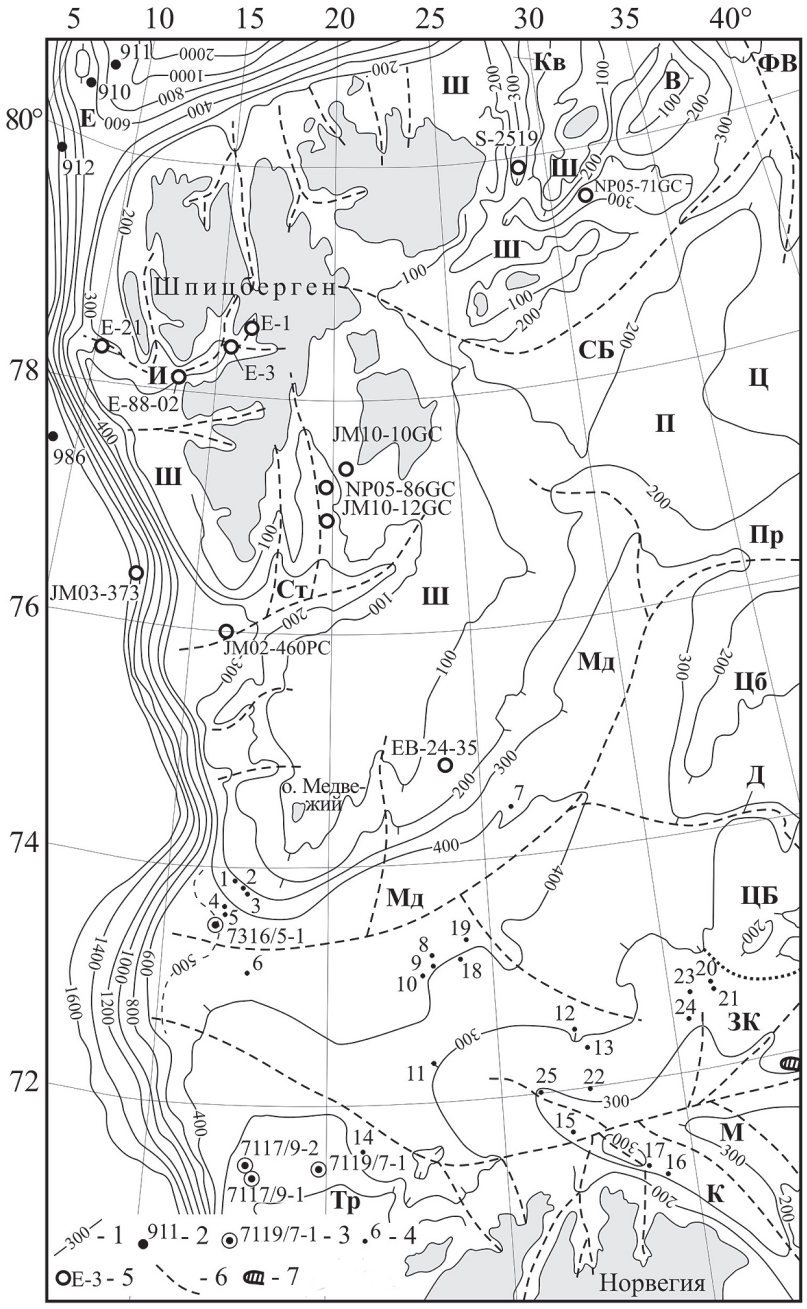
4.1. Основные черты строения донного рельефа и осадочного чехла

4.1.1. Донный рельеф

Баренцевский шельф обладает огромными размерами (~1,44 млн км^2), сложным рельефом дна и значительной глубиной: средняя равна 186 м,



◀ **Фиг. 4.1.** Морфометрическая схема восточной части Баренцевского шельфа. *1* – относительно мелководные площади, обрамляющие материковую и островную сушу: **1** – Печоро-Канинское мелководье, **2** – Ямало-Ненецкое мелководье, **3** – Рыбачинское плато, **4** – Новоземельская цокольная терраса, **5** – Северо-Восточная возвышенность, **6** – Шпицбергенская банка, **7** – Центрально-Карское плато; *2* – внутришельфовые подводные возвышенности: **8** – Центрально-Баренцевская, **9** – Мурманская, **10** – Персея, **11** – Клёновой, **12** – Адмиралтейская, **13** – Лудловская, **14** – Литке, **15** – Альбанова, **16** – Виктория; *3* – мелководные банки: **17** – Моллера, **18** – Гусиная, **19** – Северо-Канинская, **20** – Южно-Канинская, **21** – Мурманская; *4* – подводные впадины: **22** – Центральная, **23** – Северо-Баренцевская, **24** – Приновоземельская; *5* – Западно-Кольская седловина; *6* – грабен-желоба: **25** – Св. Анны, **26** – Франц-Виктория, **27** – Медвежинский, **28** – Квитойя (Орла); *7* – границы грабен-желобов; *8* – внутришельфовые краевые и поперечные желоба: **29** – Восточно-Новоземельский, **30** – Северо-Новоземельский, **31** – Южно-Новоземельский, **32** – Центральный, **33** – Кольский, **34** – Нансена, **35** – Персея, **36** – Демидовский, **37** – Моллера, **38** – Гусиный, **39** – Канинский, **40** – Нордъюпет, **41** – Рыбачинский; *9* – предполагаемые тальвеги речных долин, погребённых под слабоконсолидированными осадками; *10* – континентальный склон; *11* – крупный соляной диапир; *12* – грунтовые колонки, в которых верхний диамиктон был датирован палеомагнитным методом [Блажчишин, Линькова, 1977]; *13*, *14* – скважины и грунтовые колонки, в которых был определён радиоуглеродный возраст слабоконсолидированных осадков: *13* – скважины и их номера [Крапивнер, 2006, 2009а; Polyak et al., 1995; Polyak et al., 2000]; *14* – колонки и их номера (буква у номера колонки указывает на источник сведений): S-2519 – [Иванова и др., 2016]; PL94-48 – [Hald et al., 1999]; M-880, M-1200 – [Murdmaa et al., 2006]; П-32, П-45 – [Polyak, Solheim, 1994], П-7, П-29 – [Polyak et al., 1997], NP05-71GC – [Kristensen et al., 2012]; *15* – фрагменты линий разрезов НСП, приведенных на: фиг. 5.32 – *15*а, фиг. 6.25 – *15*б, фиг. 5.6 – *15*в; *16* – скважина, в которой выполнены термолюминесцентные датировки образцов диамиктона; *17* – скважина, вскрывшая диамиктон, в котором обнаружен фрагмент кости Fotidea



▶ **Фиг. 4.2.** Морфометрическая схема западной части Баренцевского шельфа. **Ш** – Шпицбергенская банка; относительно глубоководные площади, обрамляющие материковую сушу: **Тр** – бассейн Тромсё; внутришельфовые подводные возвышенности: **ЦБ** – Центрально-Баренцевская, **В** – Виктория, **П** – Персея, **М** – Мурманская; подводные впадины **Ц** – Центральная; **СБ** – Северо-Баренцевская; седловины: **ЗК** – Западно-Кольская; грабен-желоба: **Мд** – Медвежинский, **ФВ** – Франц-Виктория, **Кв** – Квитойя (Орла), **И** – Исфиорд, **Ст** – Сторфиорд; внутришельфовые краевые и поперечные желоба: **К** – Кольский, **Д** – Демидовский; погруженное плато Ермак – **Е**. *1* – изобаты морского дна; *2* – скважины 910–912 рейса ODP151 [Thiede, Myhre, 1996] и 986 рейса ODP162 [Jansen, Raymo, 1996]; *3* – глубокие скважины коммерческого бурения [Eidvin et al., 1993; Eidvin et al., 1998]; *4* – скважины глубиной от нескольких десятков до 200–220 м [Hald et al., 1990; Sættem et al., 1992]; *5* – грунтовые колонки, в которых был определён радиоуглеродный возраст слабоконсолидированных осадков, буквы у номера колонки – источник сведений: S-2519 – [Иванова и др., 2016]; EB – [Elverhøi, Bomstad, 1980]; E – [Elverhøi et al., 1995]; NP05-71 – [Kristensen et al., 2012]; NP05-86, JM02-460 и JM03-373 – [Rasmussen et al., 2007; Rasmussen, Thomsen, 2015]; *6* – предполагаемые тальвеги речных долин, погребённые под слабоконсолидированными осадками; *7* – крупный соляной диапир

а максимальная достигает 600 м [Баренцево…, 1974]. Последним обусловлено и аномально низкое гипсометрическое положение его бровки: на континентальных склонах, обрамляющих подводные возвышенности она находится на изобатах 200–300 м, а в устьях крупных грабен-желобов (см. далее) – 400–550 м (фиг. 4.1, 4.2). Островное и скандинавское обрамление шельфа отделено от моря высокими абразионно-тектоническими уступами, а на его юго-восточной окраине в пределах примыкающих низменных аккумулятивных равнин суши близко к берегу протягиваются абразионные или абразионно-тектонические уступы высоких морских террас или водораздельной равнины. Низкие (до 5 м) аккумулятивные морские террасы имеют за редкими исключениями незначительную ширину (см. подраздел 3.1.3).

Таким образом, Баренцевский шельф вместе с узким поясом низких аккумулятивных морских террас представляет собой самостоятельный ярус рельефа, отделённый отчётливой геоморфологической границей от орогенных сооружений и низ-

менных равнин континентального и островного обрамления. Его обособление от материковой и островной суши произошло в процессе развития последнего крупного (по всей вероятности планетарного) цикла седиментации, сформировавшего аллювий I надпойменной и пойменной террас магистральных рек бассейна Баренцева моря. Исходя из этого он является геоморфологическим аналогом более высоких ярусов рельефа примыкающей с юга низменной суши, но в отличие от них находится ещё в стадии формирования. Таким образом, Баренцевоморский шельф вместе с более высокими ярусами рельефа своего материкового и островного обрамления отображает неотектоническую эволюцию «пассивной» континентальной окраины самого молодого (Арктического) океана Земли. При характеристике рельефа Печорской низменности отмечалось увеличение в северном направлении количества и размеров участков, гипсометрическое положение которых было нарушено дифференцированными неотектоническими движениями. Эта закономерность сохраняется и на шельфе, в пределах которого количество и интенсивность проявлений таких движений также растут с юга на север. Причём, если на суше амплитуда обусловленных ими деформаций рельефа, обычно, измеряется десятками метров, то на шельфе она достигает 100–200 м и более.

Батиметрия шельфа отображает сложный рельеф дна, представленный подводными возвышенностями, впадинами, желобами, седловинами и ложбинами разных размеров. Орографическая схема, приведенная на фиг. 4.1, базируется на Батиметрической карте восточной части Баренцева и западной окраины Карского морей масштаба 1 : 1 000 000, с сечением донного рельефа на разных участках 10–20 м [Батиметрическая…, 1965]. Она составлена в тресте Арктикморнефтегазразведка и к югу от 76-й параллели уточнена работами Арктической морской инженерно-геологической экспедиции. Для западной части Баренцевского шельфа в распоряжении автора были лишь опубликованные материалы по топографии морского дна с сечением изобат 100 м. По этой причине орографическая схема, представленная на фиг. 4.2 за исключением той её части, которая совпадает с фиг. 4.1, базируется на публикациях [Матишов, 1984; Solheim et al., 1990; Sættem et al., 1992; Elverhøi et al., 1995].

Густота расчленения рельефа шельфа близка таковой на низменностях южного обрамления Баренцева моря, а его амплитуда местами достигает 200–300 м на расстояниях в первые десятки километров. Даже на подводных возвышенностях глубины моря нередко превышают 200 м, а во впадинах они могут достигать ~400 м. Во внутренних районах шельфа наиболее протяжёнными и отчётливо проявленными в донном рельефе отрицательными элементами являются замкнутые и полузамкнутые линейные впадины, получившие в литературе название краевых и поперечных желобов (см. фиг. 4.1). Первые приурочены к флангам крупных положительных структур (их названия приводятся по [Богацкий и др., 1996а]), активизированных в неотектоническую эпоху. Так, Восточно-, Северо- и Южно-Новоземельский желоба расположены на восточном и западном флангах сводово-блокового поднятия раннекиммерийского Пайхойско-Новоземельского складчатого пояса, Кольский жёлоб вытянут вдоль северо-восточной окраины Балтийского щита. Поперечные желоба пересекают эти неотектонические сооружения. Например, жёлоб Нансена отделяет сводово-блоковое поднятие Земли Франца-Иосифа (Северо-Восточная возвышенность на фиг. 4.1) от Адмиралтейского горста, унаследованного одноименной возвышенностью; жёлоб Персея разделяет массив Персея и зону Центрально-Баренцевских поднятий (Центрально-Баренцевская возвышенность на фиг. 4.1) и т.п.

Протяжённость желобов изменяется от 240–350 до ~750 км при ширине днища от ~10 до 15–35 км и относительной глубине от ~60–120 м до ~250–300 м. Исключением являются короткие (~70–120 км) желоба шириной ~8–15 км, глубиной ~100–180 м, пересекающие пояс мелководных банок, который протягивается между Новой Землёй и Кольским полуостровом (см. фиг. 4.1). Днища всех упомянутых отрицательных форм подводного рельефа находятся, как правило, глубже изобаты 200 м, максимальные глубины моря во внутренних районах российского сектора Баренцево-Карского шельфа (390–420 м) установлены в Центральном и Восточно-Новоземельском желобах. Поперечными или диагональными поднятиями дна они разделены на ряд более коротких линейных впадин. Склоны желобов пересекаются многочисленными разветвляющимися к верховьям эрозионными ложбинами. Отношение длины

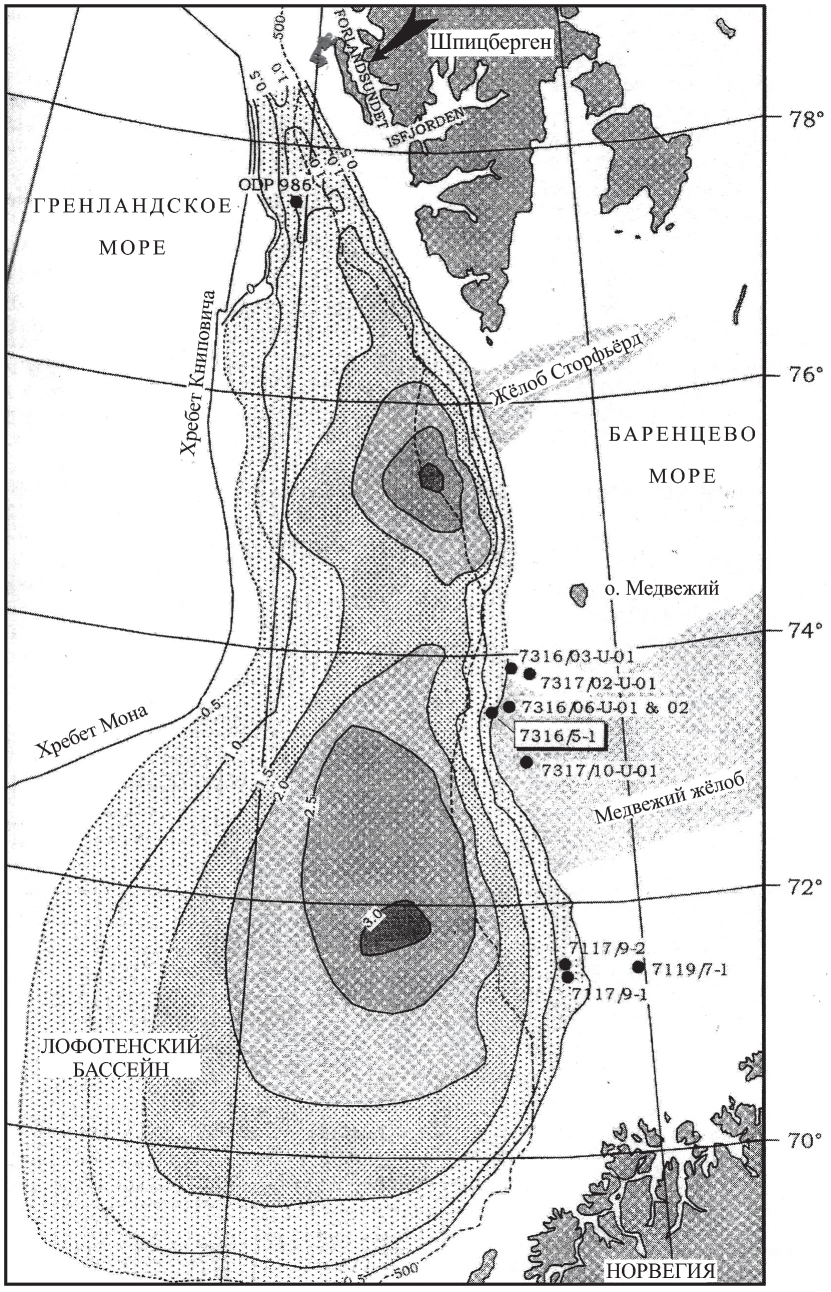
к средней ширине днища этих отрицательных элементов донного рельефа изменяется от ~14 до ~20, достигая максимума (~30) в Восточно-Новоземельском краевом жёлобе и уменьшаясь до 5–10 в поперечных желобах Моллера и Канинском. На этом фоне выделяется Центральный жёлоб, который, с одной стороны, является краевым, так как протягивается вдоль восточной окраины Финмаркенского (см. фиг. 3.1) поднятия (Центрально-Баренцевская возвышенность на фиг. 4.1), с другой – поперечным, поскольку пересекает Лудловскую перемычку. Его общая длина равна ~530 км при аномально большой ширине (70–80 км), которая близ его продольных окончаний снижается до 20–30 км. Отдельные крупные фрагменты жёлоба имеют северо-восточную, меридиональную или (на южной оконечности) субширотную ориентировку. Его поперечное сечение асимметрично: по отношению к Центрально-Баренцевской возвышенности, Лудловской перемычке и Северо-Мурманской банке он имеет глубину 150–250 м и более, а по отношению к Центральной впадине и Западно-Кольской седловине – 80–90 м, местами снижающуюся до 30–40 м. По своим параметрам Центральный жёлоб приближается к крупным субмеридиональным грабен-желобам арктической окраины Баренцево-Карского шельфа, от которых он отличается гораздо менее отчётливой выразительностью в современном донном рельефе.

Грабен-желоба внешнего Баренцево-Карского шельфа на его субширотной арктической окраине ориентированы по нормали к бровке континентального склона. Самые крупные из них (желоба Франц-Виктория, Святой Анны и Воронина) характеризуются прямолинейными очень чётко выраженными в донном рельефе бортами высотой порядка 100–200 м. Их длина изменяется от ~360 до ~550 км, а ширина – от ~50–80 до ~100–150 км при глубинах моря ~220–400 м и максимальных изобатах дна от ~400 до ~650 м. Отношение длины к средней ширине в несколько раз меньше, чем у внутришельфовых желобов (~3,5–5,5). В южном направлении грабен-желоба расщепляются на две-три столь же отчётливо выраженные в донном рельефе ветви, в которые «впадают» более узкие внутришельфовые желоба эрозионного происхождения (см. фиг. 4.1).

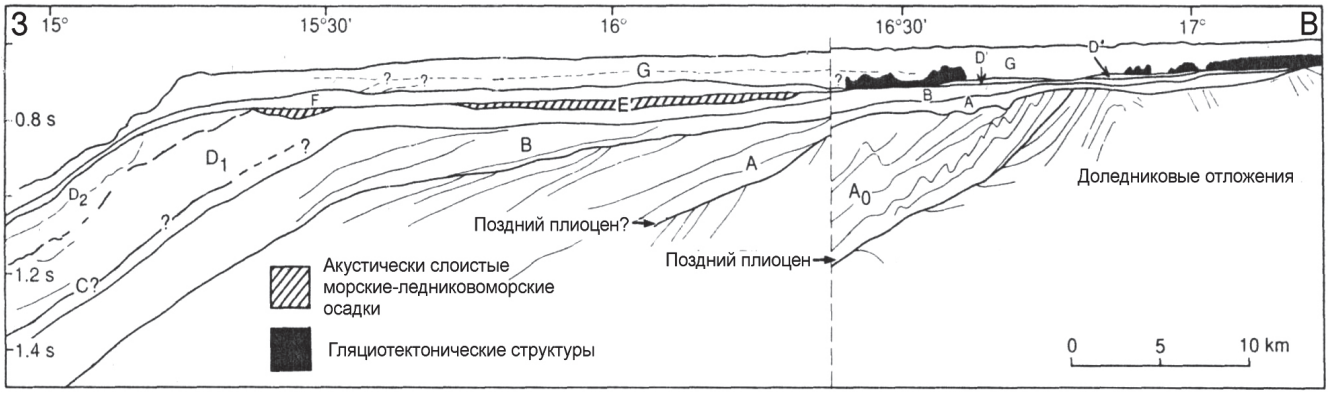
Крупнейшим жёлобом, открывающимся на западный континентальный склон Баренцева моря является Медвежинский, расположенный к югу от острова Медвежий. Его протяжённость ~600 км при ширине днища ~40–60 км (до 100 км), глубине ~100–150 м и максимальной изобате ~500 м. Он отделён Шпицбергенской банкой от расположенного севернее жёлоба Сторфиорда (см. фиг. 4.2), имеющего длину ~170 км, ширину ~30–40 км, глубину ~100 м и наибольшую изобату ~400 м. По соотношению длины к средней ширине (~8 и ~4,8) эти формы рельефа близки к грабен-желобам арктической окраины Баренцева моря и подобно им в верховьях расщепляются на ветви, в которые «впадают» внутришельфовые желоба. Вместе с тем, они отличаются от упомянутых грабен-желобов гораздо более пологими склонами и косой (северо-восточной) ориентировкой по отношению к субмеридиональной бровке шельфа. Узкий шельф к северу от жёлоба Сторфиорда пересечен желобами протяжённостью до 70 км, шириной до 10 км и относительной глубиной до 300 м, продолжающими фиорды Свальбарда: Беллсунд, Исфиорд и Конгсфиорд [Elverhøi et al., 1995; Faleid et al., 1996].

Характерной чертой грабен-желобов является их наложенный по отношению к структуре субстрата новейших отложений характер. Наиболее ярко это проявлено в Медвежинском жёлобе (см. фиг. 4.2), который пересекает Восточно-Эджинский грабен, Центрально-Баренцевскую зону поднятий, Нордкапский грабен и Кольскую микроплиту [Богацкий и др., 1996). Юго-восточная часть грабен-жёлоба Св. Анны наложена на западную окраину Центрально-Карского плато – выраженную в донном рельефе структуру Карской плиты [Верниковский и др., 1998]. Грабен-жёлоб Квитойя (в русской литературе – жёлоб Орла), в котором зафиксирован аномально высокий тепловой поток [Хуторской и др., 2009], наложен на выступ докембрийских пород в пределах Шпицбергенской банки (см. фиг. 4.2). В этом отношении к грабен-желобам примыкает Центральный жёлоб (см. фиг. 4.1), северная часть которого наложена на Восточно-Баренцевский трог, а южная – на восточный фланг Финмаркенского поднятия [Богацкий и др., 1996].

На западном континентальном склоне Баренцеворского шельфа мористее желобов Медвежинского, Сторфиорда и желобов, продолжающих на шельфе фиорды острова Западный Шпицберген, расположены депоцентры мощных (до 3–4 км) конусов выноса осадков (фиг. 4.3). Они сложены, в основном, продуктами размыва площади, дренировавшейся реками, впадавшими в Норвеж-



◀ **Фиг. 4.3.** Карта изопахит осадков мощных конусов выноса, формирующих западный континентальный склон Баренцева моря [Eidvin et al., 1998]. Условные обозначения см. на фиг. 4.2



▼ **Фиг. 4.4.** Строение континентального склона Баренцева моря против устья Медвежинского жёлоба по [Sættem et al., 1992]. A_0, A_1, B, C, D_1, D_2, E, F и G – сейсмоакустические комплексы

ско-Гренландское море, и в поперечном разрезе представляют собой образованные проградацией аккумулятивные призмы (фиг. 4.4). Континентальный склон Баренцева моря к океанической Лофотенской котловине образован этими слившимися в плане конусами. По ориентировочным расчётам объём содержащихся в них осадков соответствует слою мощностью на разных участках от 500 до 1500 м, эродированному с примыкающей дренажной площади (см. подраздел 2.5). Эта цифра, по-видимому, существенно преувеличена, поскольку в расчёт не принят материал, поступивший на континентальный склон с площади водосборных бассейнов рр. Печоры, Мезени, Пёши, Чёрной, Морею, Коротаихи и др., находящихся на суше за пределами нынешнего Баренцевоморского шельфа (см. фиг. 3.2). Сведения о строении континентального склона бассейна Нансена гораздо менее определённы. По отрывочным данным здесь также обнаружены проградационные комплексы осадков, локализованные перед устьями грабен-желобов Св. Анны и Воронина, причём их мощность в депоцентре слившихся конусов выноса возможно достигает 7 км [Vågnes, 1996].

Площадь, расположенная между бровкой континентального склона и пунктом выклинивания (из-за эрозионного срезания) проградационного комплекса осадков, которые формируют упомянутые конусы выноса, ниже будет называться внешним шельфом. Её максимальная ширина в бассейне Тромсё (юго-западный угол Баренцева моря), а также в устьях крупных желобов (Медвежинского и, по-видимому, Сторфиорда), достигает 50 км [Sættem et al., 1992; Eidvin et al., 1993], сокращаясь между этими желобами и на шельфе Шпицбергена до 20 км и менее [Faleide et al., 1996]. Для субширотной западно-арктической континентальной окраины такие данные отсутствуют.

В вершине угла, образованного сочленением обеих этих окраин, к узкому шельфу Шпицбергена примыкает отделённое от него изобатой 700 м дугообразное погруженное краевое плато Ермак, вытянутое в северо-северо-западном направлении почти на 400 км. Узкий гребень этого фрагмента плато осложнён серией относительно мелководных участков с глубинами моря около 500 м. Крайняя северная часть плато отгибается в северо-восточном направлении и протягивается параллельно спрединговой оси хребта Гаккеля (см. фиг. 4.2).

4.1.2. Осадочный чехол

Баренцево-Карский шельф обладает чрезвычайно мощным осадочным чехлом, строение которого (включая его приповерхностные горизонты) изучается особенно интенсивно с начала 80-х гг. прошлого века благодаря развитию поисков и разведки углеводородного сырья. Максимальные мощности чехла приурочены к рифтогенным структурам (см. фиг. 3.1) – Восточно-Баренцевскому трогу, где она достигает 22–23 км [Коган и др., 2004], Нордкапскому грабену (до 16 км) и грабену Варангер (до 12–14 км) [Богацкий и др., 1996]. Земная кора в их пределах утонена до 20–30 км и на отдельных участках, вероятно, лишена гранитного слоя [Шипилов, Тарасов, 1998]. В современном рельефе этим структурам лишь частично соответствуют впадины морского дна. Так на площади мезозойского Восточно-Баренцевского трога (см. фиг. 3.1) расположены часть Центральной котловины, пояс мелководных банок (от Гусиной на северо-востоке до Мурманской на юго-западе) и возвышенность Клёновой (см. фиг. 4.1). На сводах положительных структур мощность чехла сокращается до 4–6 км. Они, в противоположность мезозойским рифтогенным впадинам, обычно выражены в донном рельефе, представляя собой крупные подводные возвышенности.

На основной площади внутреннего шельфа субстрат новейших отложений представлен меловыми отложениями, разрез которых завершается фаунистически охарактеризованными глинами маастрихта. Они встречены в наиболее погруженной части Южно-Баренцевской впадины, где местами перекрыты глинами, иногда опоковидными с бедной фауной фораминифер, вероятно, палеоценового возраста. Чёрные палеоценовые глины, содержащие более представительный комплекс фораминифер, но залегающие на юрских отложениях, вскрыты бурением на Адмиралтейской возвышенности [Самойлович и др., 1993], а опоковидные глины с минералогической плотностью 2,4, возможно палеоценового возраста – на вершине Северо-Канинской банки. В пределах внутреннего шельфа докембрийские и палеозойские породы его островного и скандинавского обрамления быстро погружаются, сменяясь на небольшом расстоянии от берега узкими полосами выходов, непосредственно под покров новейших осадков, слоёв триаса и юры, которые мористее перекры-

ваются меловыми отложениями. Исключением является северная часть Шпицбергенской банки, где докембрийские кристаллические породы формации Гекла Хук к востоку от острова Северо-восточный Шпицберген подстилают маломощный покров четвертичных осадков от района 80-й параллели до бровки шельфа [Hogan et al., 2010].

На Карском шельфе между Новой Землей и Ямалом мощность осадочного чехла в пределах Новоземельской микроплиты быстро нарастает от 1 до 5 км и в Южно-Карской впадине достигает 12–14 км, сокращаясь внутри крупных горстообразных структур (Русановское и Рогозинское поднятия) до 5–7 км (см. фиг. 3.1, 4.1), Ещё более существенное сокращение мощности чехла (до 3–5 км) отмечается внутри полуострова Ямал [Верниковский и др., 1998]. Субстратом новейших отложений в этой части Карского шельфа служат на западной окраине Новоземельской микроплиты, в основном, юрские и меловые слои, которые восточнее перекрываются палеоценовыми и эоценовыми отложениями.

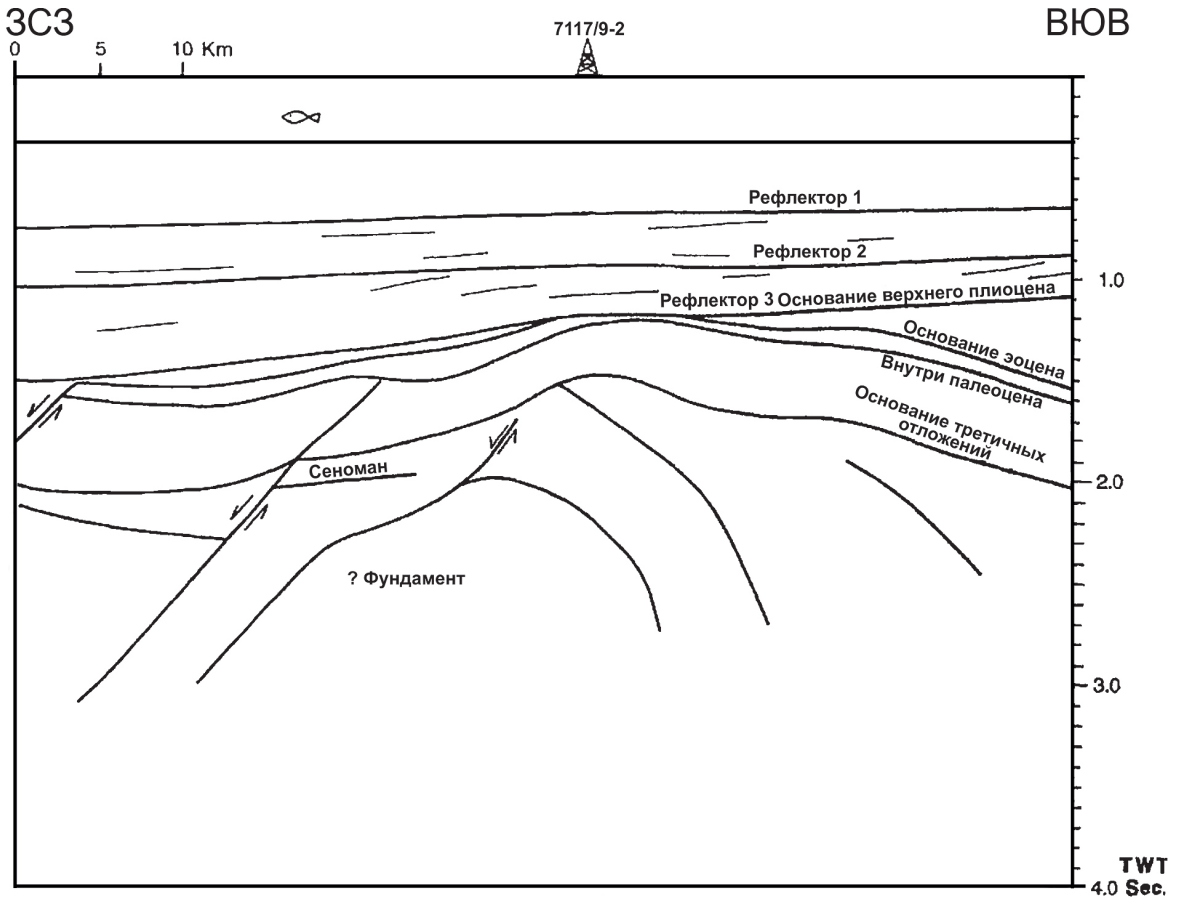
На разных горизонтах палеогена и мезозоя, а вблизи Скандинавии и в окрестностях северной части Шпицбергена на породах палеозоя и докембрия залегает практически непрерывный покров отложений, отделённый от подстилающих образований диахронной границей верхнего регионального стратиграфического, эрозионного, а нередко и углового несогласия – Upper Regional Unconformity (URU) норвежских авторов [Elverhøi, Solheim, 1983; Solheim, Krristoffersen, 1984]. Несмотря на маломощность осадочного покрова, залегающего выше URU на внутреннем шельфе, он обладает признаками самостоятельного (верхнего) структурно-формационного яруса, поскольку наряду с несогласием в основании характеризуется резко отличным от более древних образований лито-фациальным составом и прежде всего присутствием диамиктонов. Привязка слоёв, составляющих верхний структурно-формационный ярус, к общей стратиграфической шкале не всегда очевидна, исходя из чего эти отложения удобно называть новейшими, что подчёркивает их хронологическую связь с неотектонической эпохой. На внешнем шельфе они формируют слившиеся конусы выноса, поверхность которых образует современный континентальный склон (см. фиг. 4.4).

На площади внутреннего шельфа мощность упомянутого покрова обычно изменяется от долей метра до нескольких десятков метров. В западной части Баренцева моря (западнее 35° с.ш.) она, в основном, меньше 25 м, причём на поверхности дна нередко отмечаются выходы пород субстрата новейших отложений. Лишь к югу от 74 параллели (в пределах Медвежинского жёлоба к югу от 73° с.ш.) мощность покрова новейших осадков возрастает до 50–100 м, на отдельных участках достигая 150–200 м [Western…, 1982]. Максимальная вскрытая бурением мощность этих отложений (193 м) зафиксирована разведочной скважиной 7119/9-1 [Eidvin et al., 1993] вблизи границы с внутреннмм шельфом (см. фиг. 4.2).

К востоку от 35-й параллели значительные мощности (до 50–100 м и немного более) отложений, залегающих над границей верхнего регионального несогласия, распространены в Печорском море. На остальной площади мощность этих отложений контролируется геоморфологической позицией морского дна: на сводах крупных подводных возвышенностей она, как правило, не превышает 10–15 м, на относительно пологих склонах возрастая до 20–25 м и более, а на более крутых, наоборот, сокращаясь до первых метров. Во впадинах донного рельефа мощность новейших отложений увеличивается до 25–50 м, на отдельных незначительных по площади участках достигая 100 м. Подобные мощности известны и на Адмиралтейской возвышенности, где они приурочены к локальной погребённой впадине. Повышенные мощности новейших отложений (до 120 м) известны и на отдельных возвышенностях пояса мелководных банок, протягивающегося между Новой Землей и Кольским полуостровом (см. фиг. 4.1).

В пределах внешнего шельфа западной континентальной окраины субстрат новейших отложений представлен палеогеновыми и миоценовыми слоями (фиг. 4.5). В северной части Лофотенской котловины они выполняют узкий периокеанический Поморский прогиб, погребённый под наложенными на него слившимися конусами выноса, формирующими континентальный склон [Шипилов, 2005].

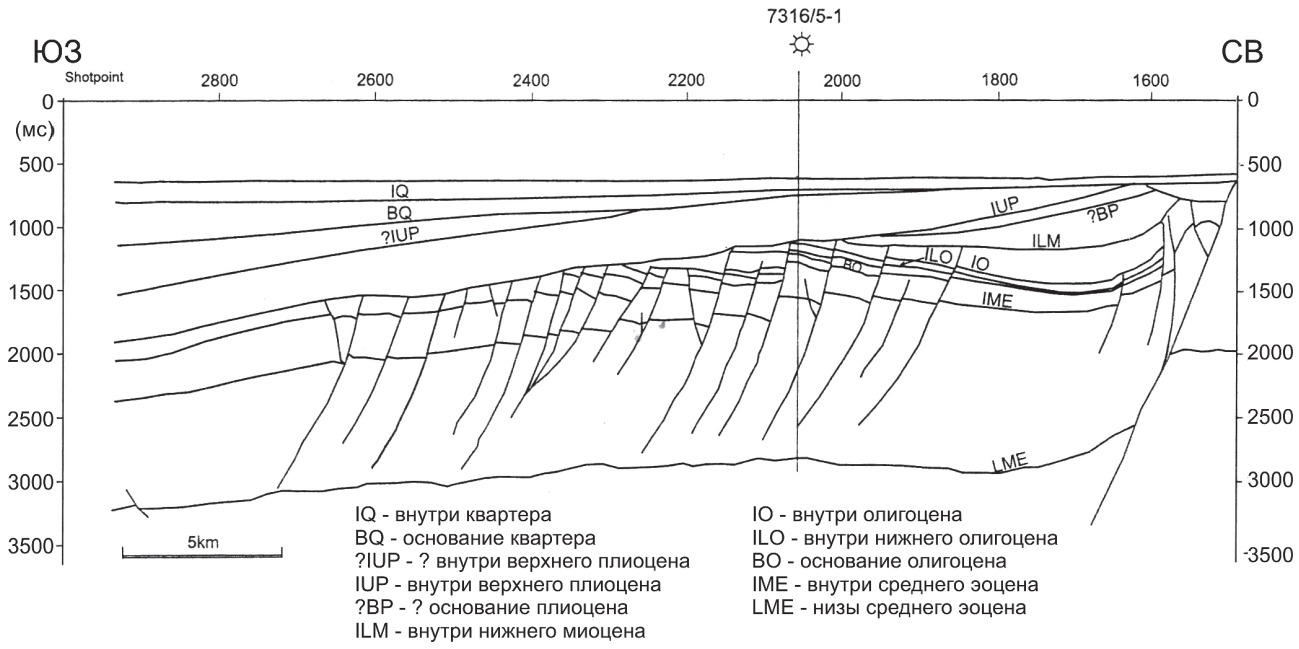
На юго-западной окраине внешнего шельфа этот субстрат вскрыт разведочными скважинами 7117/9-1, 7117/9-2 и 7316/5-1. В первых двух он представлен поздним палеоценом – ранним эоценом, в третьей – ранним миоценом, ранним олигоценом и средним эоценом. За исключени-



▲ **Фиг. 4.5.** Сейсмогеологический разрез западного континентального склона Баренцева моря в районе скважины коммерческого бурения 7117/9-2 (местоположение см. на фиг. 4.2, 4.3) [Eidvin et al., 1993]. Вертикальный масштаб – время двойного пробега сейсмической волны (сек)

ем нижнеолигоценовых эти отложения являются фациями открытого моря, характерными для внешнего или среднего шельфа, лишь в раннем олигоцене связь с открытым морем была ограниченной. В соответствии с сейсмическим разрезом маломощные (15 м) раннемиоценовые отложения пройдены скважиной 7316/5-1 на западном крыле синклинальной складки, в ядре которой мощность комплекса осадков, в основании датированных ранним миоценом, возрастает до ~384 м (фиг. 4.6). Это позволяет предположить, что в составе комплекса присутствуют и более высокие стратиграфические горизонты, включающие поздний миоцен и низы плиоцена [Eidvin et al., 1998].

В пределах внешнего шельфа западной окраины Баренцева моря граница URU расщепляется на несколько гипсометрических (и стратиграфических) уровней, часть которых фиксирует несогласие. Возраст самого нижнего из них не вполне ясен: он мог бы датироваться поздним миоценом, поскольку перекрывает океаническую кору с хроном 5 палеомагнитной шкалы [Vorren et al., 1991], однако, в соответствии с биостратиграфическими данными и датировками по ^{40}Ar–^{39}Ar возраст этой границы не древнее 2,3–2,6 млн лет [Sættem et al., 1992, 1994; Eidvin et al., 1993; Eidvin et al., 1998; Mørk et al., 1993]. Таким образом, наиболее обоснованным к настоящему времени является вывод о том, что мощные (3–4 км) конусы выноса, образующие западный континентальный склон Баренцевоморского шельфа, сформировались за очень короткий отрезок геологического времени, практически целиком укладывающийся в рамки четвертичной системы в соответствии с последним вариантом стратиграфического положения её нижней границы (см. Введение). На внешнем шельфе максимальные мощности четвертичных отложений вскрыты скважинами 7316/5-1 [Eidvin et al., 1998], 7117/9-1 и 7117/9-2 [Eidvin et al., 1993] и равны, соответственно, 471, 896 и 826 м.



▲ **Фиг. 4.6.** Сейсмогеологический разрез западного континентального склона Баренцева моря в районе скважины коммерческого бурения 7316/5-1 (местоположение см. на фиг. 4.2, 4.3) [Eidvin et al., 1998]

Соотношение мощностей четвертичного покрова на шельфе и в границах сопряженных с ним конусов выноса, формирующих оба континентальных склона, свидетельствует о том, что на протяжении последних ~2,5 млн лет (см. предыдущий подраздел) шельф подвергался интенсивной субаэральной денудации, продукты которой, по всей вероятности, транспортировались к его бровке реками, поэтому конусы выноса, формирующие современный континентальный склон Баренцева моря, фактически представляют собой ископаемые слившиеся дельты рек. Каждая отдельная дельта переставала быть таковой, когда бассейн реки, в устье которой она расположена, погружался ниже уровня моря. Судя по строению разреза и распределению мощностей новейших отложений на внутреннем шельфе во время формирования отложений IV, III и II ярусов рельефа Печорской низменности значительная часть нынешнего внутреннего шельфа находилась в субаэральном положении. Полностью его площадь покрывалась морем лишь в периоды первой и последней трансгрессий, с которыми связано накопление осадков водораздельной равнины и прибрежных низких морских террас низменности. Исходя из этого, изучение условий формирования осадков последней морской трансгрессии в зависимости от особенностей донного рельефа, гидрологической обстановки и относительной роли различных агентов седиментации может служить объективной основой для фациального анализа новейших отложений материковой и островной суши, происхождение которых является объектом длительной дискуссии (см. главу I).

4.1.3. Основные литологические типы новейших отложений

По результатам морского бурения и изучения осадков многочисленными грунтовыми трубками [Рокос, Люстерник, 1990, 1992; Эпштейн, Гатауллин 1993; Hald et al., 1990; Sættem et al., 1992, 1994; Polyak et al., 1995, 1997] было установлено, что в составе отложений верхнего структурно-формационного яруса Баренцевоморского шельфа доминируют массивные (в целом неслоистые), плохо сортированные, плотные, песчано-алеврито-глинистые отложения с примесью эрратического и местного грубообломочного материала. На внутреннем шельфе они за небольшими исключениями являются практически единственным литологическим типом консолидированных новейших отложений, а на внешнем – преобладают в разре-

зах 4-х пробуренных здесь скважин глубиной от 143 (скв. 7317/10-U-01) до ~900 м (скв. 7117/9-1, см. фиг. 4.2), переслаиваясь с пластами песка мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров. На гребне плато Ермак они формируют литологически однообразный разрез вскрытой мощностью 507 м, отмечается лишь существенное снижение количества грубообломочного материала с глубины 200 м [Shipboard..., 1995].

До постановки на шельфе морского бурения эти мореноподобные отложения вскрывались грунтовыми трубками под слабоконсолидированными осадками и описывались под названием «древние глины». Одни авторы [Дибнер, 1968] относили их к ледниковым, другие [Самойлов, Горшкова, 1924; Клёнова, 1960; Holtedahl, 1958] – к ледниково-морским осадкам, возраст которых и теми, и другими считался проблематичным. Для мореноподобных образований этого типа был предложен генетически нейтральный термин «диамиктон» – аналог литифицированного диамиктита [Flint et al., 1960]. В литологической классификации он равноправен понятиям «глина», «алеврит» или «песок» и подразумевает нелитифицированную терригенную породу смешанного (полимодального) гранулометрического состава, содержащую примесь эрратического и местного грубообломочного материала.

В большинстве публикаций последних лет диамиктоны Баренцевского шельфа считаются тиллами, которые были отложены покровными ледниками, распространявшимися по дну моря, независимо от его нынешней глубины. Основанием для такой точки зрения служат литологическое сходство диамиктонов шельфа с так называемыми «мореноподобными суглинками» или «валунными глинами» низменных материковых равнин севера, а также некоторые особенности подводной орографии и структуры новейших отложений, интерпретируемые как парагенетические признаки ледникового литогенеза. К ним относятся участки распространения грядового и холмисто-западинного рельефа кровли диамиктона, а также зоны развития приповерхностных дислокаций, иногда сопровождающихся аллохтонными блоками пород субстрата новейших отложений (см. подраздел 2.5).

Значительная часть специалистов считает, что на Баренцево-Карском шельфе формировались самостоятельные ледниковые купола, составлявшие единую динамическую систему с куполами арктических островов, а также Скандинавского полуострова. Наиболее полно эта точка зрения изложена в коллективной статье (30 авторов из 10 стран) [Svendsen et al., 2004]. Вместе с тем в литературе приводятся факты, противоречащие подобной интерпретации генезиса отложений, залегающих на Баренцево-Карском шельфе выше границы URU [Барановская, Матвеева, 1970; Крапивнер и др., 1986; Самойлович, Скоробогатько, 1986; Яшин, Кошелева, 1986; Самойлович и др., 1993; Рокос, Люстерник, 1990; Мусатов, 1998, Крапивнер, 2009б; Гусев и др., 2012, Boulton, 1979a,b]. Таким образом, генезис и возраст диамиктонов и, вследствие этого, новейших отложений Баренцевского шельфа в целом являются объектом дискуссии, разные аспекты которой, как будет показано в дальнейшем изложении, фактически затрагивают основные положения ледниковой теории. Наряду с диамиктоном повсеместным распространением на Баренцево-Карском шельфе пользуются слабоконсолидированные осадки, мощность которых измеряется от нескольких метров на подводных возвышенностях до десятков метров во впадинах донного рельефа, в пределах которых она иногда приближается к 100 м. Определение строения и состава этих осадков, а также их хронологических взаимоотношений с подстилающим диамиктоном, как уже указывалось, имеет большое значение для решения упомянутой дискуссионной проблемы.

4.1.4. О методах опробования отложений при морских исследованиях

Следует отметить, что при исследованиях донных отложений шельфа грунтовыми трубками определение параметров, необходимых для оценки физического состояния осадков (показатель консистенции, пористость, плотность), как правило, не выполнялось. Опробование отложений в процессе глубокого разведочного бурения в Норвежском секторе Баренцевского шельфа осуществлялось, в основном, с помощью «side wall cores»: необсаженные трубами стенки скважины простреливались с интервалом 10–20 м, в образованные взрывом полости вводился цилиндрический буёк пробоотборника, с помощью которого получался столбик керна диаметром 2 см и длиной до 5 см. Стандартный керн отбирался

с интервалом во многие десятки и первые сотни метров [Eidvin et al., 1998]. Проходка скважин неглубокого (57–225 м) бурения осуществлялась с целью изучения верхней части геологического разреза. При этом выход керна в породах субстрата новейших отложений был высоким (до 98%), тогда как в новейших отложениях керн отбирался выборочно с интервалом 5–10 м [Sættem et al., 1994]. Использовались короткие (дециметры и первые метры) стандартные керны, поэтому длина неопробованного интервала в несколько раз превышала длину каждого из соседних кернов. Так, в публикации Сэттема с соавторами [Sættem et al., 1992] говорится о 33 скважинах неглубокого бурения, размещённых в 25 пунктах Норвежского сектора Баренцевоморского шельфа южнее 74° с.ш. (см. фиг. 4.2). Средний выход керна при проходке новейших отложений в этих скважинах составил 6,5%. Естественно, что при такой методике опробования скважин слабоконсолидированные осадки, которые нередко слагают верхнюю незначительную по мощности часть разреза, остаются не изученными, что относится и к их взаимоотношениям с залегающими глубже более консолидированными новейшими отложениями. Так из 48 образцов, в которых определялся показатель консистенции осадков I_L (см. подраздел 4.2.3), только в трёх была зафиксирована мягкопластичная (I_L = 0,6) и в одном текучепластичная (I_L = 1,0) консистенция. Остальные образцы были отобраны из отложений твёрдой, полутвёрдой и изредка тугопластичной консистенции [Sættem et al., 1992]. Возможно, по этой причине норвежские исследователи при литолого-генетическом анализе новейших отложений Баренцева моря уделили столь слабое внимания преобразованию осадков в процессе диагенеза, что совершенно необходимо при работах в области современной седиментации.

Исследование, выполненное автором, базируется на результатах многолетних (с 1980 г.) работ Арктической морской инженерно-геологической экспедиции, впоследствии ОАО АМИГЭ (г. Мурманск) в Российском секторе шельфа до 76° с.ш. Они включали непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП), опробование осадков грунтовыми трубками, морское бурение, а также огромный объём лабораторных и опытных определений физико-механических свойств (включая 11-фракционный гранулометрический состав) новейших отложений и их мезозойского субстрата. Проходка скважин осуществлялась с помощью вдавливаемого грунтоноса или двойной колонковой трубы, что позволяло получить высокий (в среднем 70–80%) выход керна при его хорошей сохранности. Всего было пробурено около 250 скважин, половина которых прошла новейшие отложения и углубилась в их субстрат зачастую на 10–20 м и более. В образцах, отобранных из керна ряда скважин, изучались микропалеонтологические остатки, вещественный состав осадков (минералогия глин, содержание общего органического углерода и пр.), а также их возраст методами абсолютной геохронологии.

4.2. Слабоконсолидированные морские осадки, их гравитационное уплотнение и сейсмоакустическое изображение

4.2.1. Методический подход к проблеме

В большинстве публикаций вопрос о генезисе слабоконсолидированных осадков решается «снизу вверх», исходя из представлений о ледниковом происхождении диамиктонов. В такой постановке диамиктон, залегающий непосредственно под покровом слабоконсолидированных осадков, априори считается мореной последнего (поздневислинского, поздневалдайского) оледенения, деградация которого происходила в морских условиях. Это позволяет рассматривать его и вышележащие слабоконсолидированные осадки как элементы единого седиментационного цикла: отложение базального тилла (диамиктон) периода оледенения во время дегляциации сменялось накоплением проксимальных и дистальных ледниково-морских, а после исчезновения ледника – нормальных морских фаций [Лаврушин, 1989; Эпштейн и др., 2011а,б; Elverhøi et al., 1989; Polyak et al., 1995]. Подобная точка зрения игнорирует интуитивные представления первых исследователей геологии Баренцева моря, считавших диамиктон («древние глины») и перекрывающие его осадки разновозрастными образованиями (см. раздел 4.3), и вступает в противоречие с рядом важных

фактов [Крапивнер, 2006, 2009а,б, 2014], которые рассмотрены в подразделах 2.5 и 5.2.

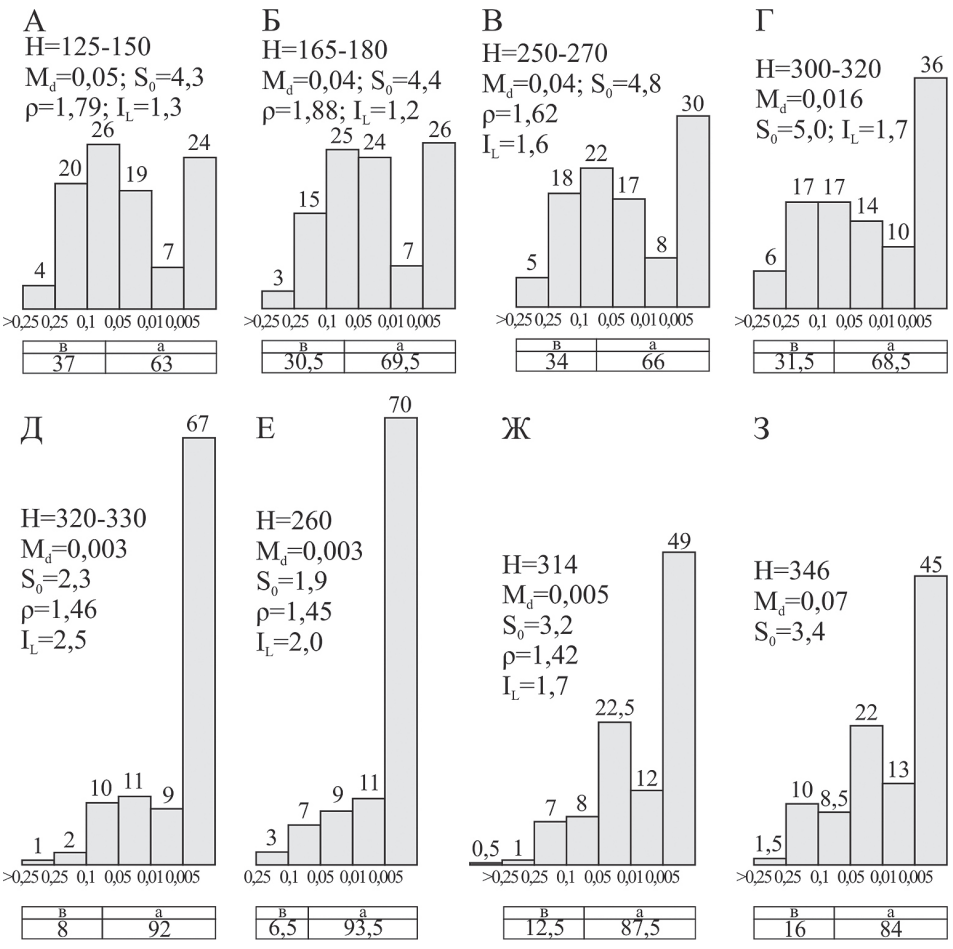
Научная объективность требует, чтобы, фациальный анализ отложений спорного генезиса базировался на исходных данных, которые не зависят от того или иного подхода к этой дискуссионной проблеме. В рассматриваемом случае к таким данным относится тот факт, что «мягкий» ил, вскрываемый с поверхности дна скважинами и грунтовыми трубками, по крайней мере в своей самой верхней наиболее размягчённой части является современным морским осадком. Отталкиваясь от этого очевидного факта проблема генезиса покрова слабоконсолидированных осадков решается «сверху вниз». Задачей их фациального анализа становится прослеживание и интерпретация изменений физических свойств, седиментационной текстуры и палеонтологической характеристики сверху вниз по разрезу до первой границы, фиксирующей резкое изменение физического состояния осадков и (или) седиментационный перерыв. На основной площади шельфа такой границей чаще всего является линия контакта между слабоконсолидированными осадками и диамиктоном, хотя иногда эти осадки подстилаются сортированными четвертичными глинами или песками, а также мезозойскими или (вблизи континентального и островного обрамления шельфа) домезозойскими образованиями (см. подраздел 4.1.2). При этом необходимо помнить, что изменения вещественного и гранулометрического состава, текстуры и цвета осадков, а также заключённой в них биоты указывают на изменение условий осадконакопления, то есть на смену фаций, тогда как плавное уменьшение природной влажности и пористости, сопровождаемое увеличением плотности и прочности вниз по разрезу, обусловлено гравитационной консолидацией осадков и является одним из главных проявлений их диагенеза.

Физическое состояние алеврито-глинистых отложений (глин и суглинков по инженерно-геологической классификации) в процессе их консолидации удобно оценивать величиной показателя консистенции [Skempton, 1970]: $I_L = (W - W_P) / (W_L - W_P)$, где W – природная влажность, W_L и W_P – влажность на условных пределах, соответственно, текучести и пластичности (пределы Аттерберга). Состояние, при котором $I_L > 1$ (текучая консистенция), характерно для начальной стадии консолидации водных осадков, когда обусловленная поверхностными силами связность частиц ещё столь низка, что они не обладают пластическими свойствами. При $I_L < 0$ консистенция осадков считается твёрдой, означающей, что осадки лишились пластичности из-за слишком большой потери иловой воды. Последнее, конечно, условно, поскольку в геологическом смысле гидропластичность таких отложений ещё сохраняется, но проявляется при меньшей, чем в лабораторном эксперименте, нагрузке и гораздо большей длительности её действия. Между двумя этими крайними состояниями различают промежуточные стадии «отвердения» алеврито-глинистых осадков из-за их последовательного обезвоживания, которым соответствуют: текучепластичная ($0{,}75 < I_L < 1$), мягкопластичная ($0{,}5 < I_L < 0{,}75$), тугопластичная ($0{,}25 < I_L < 0{,}5$) и полутвёрдая ($0 < I_L < 0{,}25$) консистенции.

Следует помнить, что показатель консистенции зависит не только от степени консолидации осадка, но и его глинистости. Из двух образцов одинаково консолидированных осадков, существенно различающихся по содержанию глинистой фракции, тот из них, который обеднён ею, характеризуется гораздо бóльшей величиной параметра I_L из-за его низкой пластичности. Последняя характеризуется числом пластичности $I_P = W_L - W_P$, которое служит знаменателем дроби, определяющей значение показателя I_L (см. выше). По этой причине закономерное плавное уменьшение показателя консистенции слабоконсолидированных осадков вниз по разрезу в случае присутствия прослоев с резко пониженным содержанием глинистой фракции нарушается локальными максимумами значений I_L. Примеры подобных разрезов будут продемонстрированы в последующем изложении.

4.2.2. Современные морские осадки, зависимость их гранулометрического состава от геоморфологической позиции

С помощью инженерно-геологического бурения и опробования придонного горизонта слабоконсолидированных морских осадков грунтовыми трубками в российском секторе Баренцевского шельфа было установлено, что их гранулометрический состав, медианный диаметр частиц (M_d), и гидродинамическая сортировка по Траску (S_0) зависят как от глубины моря, так и от геоморфо-



▲ **Фиг. 4.7.** Гистограммы гранулометрического состава поверхностного (0–0,5 м) горизонта илов на разных элементах донного рельефа, расположенных ниже уровня волновой базы (российский сектор Баренцевского шельфа южнее 76° с.ш.). *H* – глубина моря; M_d – медианный диаметр частиц; S_0 – коэффициент сортировки по Траску; ρ – плотность при естественной влажности; I_L – показатель консистенции. В колонках, в которых показатель консистенции (I_L) не определялся, консистенция илов визуально зафиксирована как текучая. А – Адмиралтейская возвышенность; Б – Центрально-Баренцевская возвышенность; В – Западно-Кольская седловина; Г – локальная возвышенность внутри Центральной впадины; Д – Центральный жёлоб; Е – Кольский жёлоб; Ж – Центральная впадина; З – склон от Гусиной банки к Гусиному жёлобу. Цифры в основании гистограмм – граничные размеры фракций. Таблички под гистограммами показывают относительное содержание фракций осаждения из взвеси (а) и ледового рассева (в) при проведении границы между ними в середине фракции крупного алеврита (условно по размеру 0,075 мм)

логической позиции, причём второй фактор приобретает решающее значение для участков дна, расположенных гипсометрически ниже уровня волновой базы (фиг. 4.7).

На основной по площади глубоководной части Баренцева моря его дно практически не испытывает непосредственного волнового воздействия, вследствие чего наиболее распространённым типом морских осадков являются разнообразные илы. Илы, вскрываемые с поверхности дна и обладающие текучей консистенцией можно считать современными осадками, отложенными при существующем или близком к нему распределении морских глубин. На подводных возвышенностях отлагаются тёмно-серые гомогенные плохо сортированные по классификации А.П. Лисицына [Лисицын, 1966] илы: при M_d = 0,01–0,1 мм, S_0 > 4 (см. фиг. 4.7 А-Г), а при M_d < 0,01 мм, S_0 > 5. Повсеместно присутствует незначительная примесь (первые проценты) грубообломочного материала, вытаявшего из плавающих морских льдов. В ограниченных по диаметру кернах скважин или грунтовых трубок они представлены плохо окатанными мелкими обломками палеозойских и

иногда докембрийских пород, континентального и островного обрамления шельфа, лишь изредка достигая размерности крупной гальки или небольших валунов. Кроме того, встречаются окатыши местных слабо литифицированных мезозойских отложений. Гранулометрический состав матрицы этих осадков почти не зависит от глубины моря (с её увеличением отмечается лишь некоторый рост содержания фракции <0,005 мм) и идентичен составу матрицы диамиктона, вследствие чего они были названы диамиктоновыми илами [Крапивнер, 2009б]. Присутствие на относительно возвышенных участках морского дна слабоконсолидированных осадков, сходных с диамиктоном, отмечалось и некоторыми приверженцами концепции покровных оледенений Баренцево-Карского шельфа [Elverhøi, Solheim, 1983; Polyak et al., 1997].

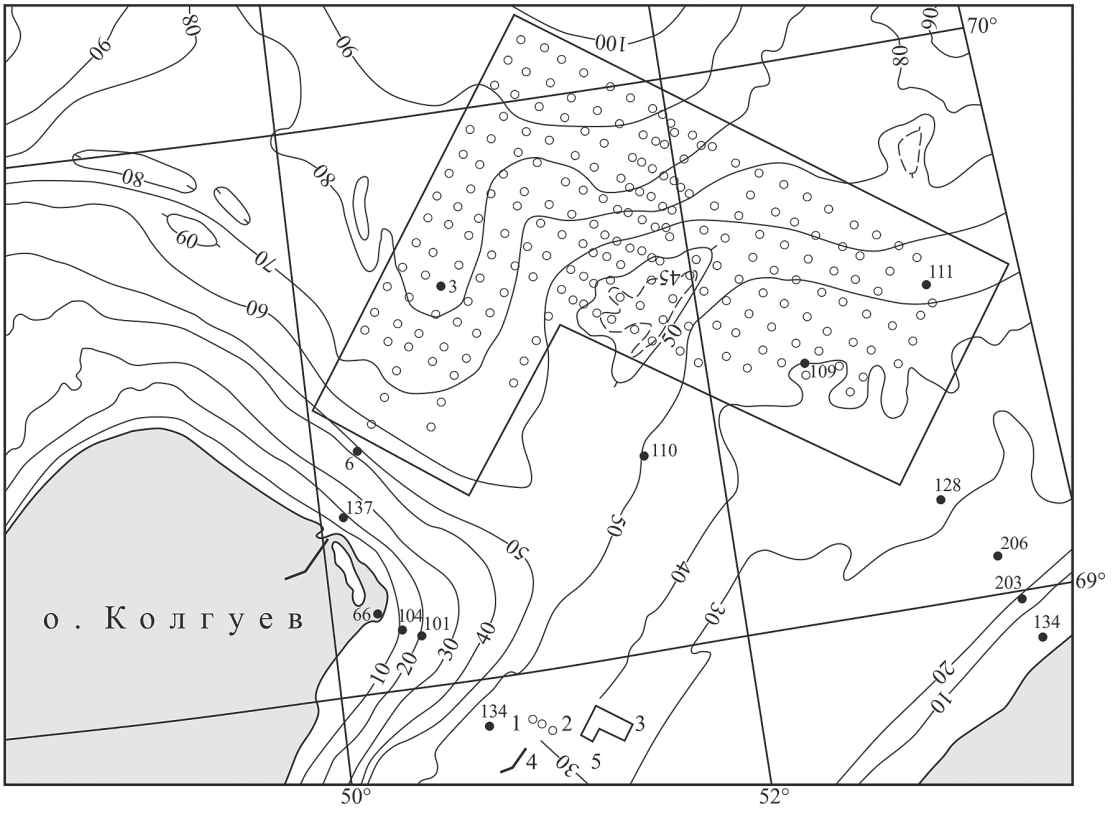
Помимо грубообломочного материала с помощью ледового рассева были отложены и те частицы матрицы диамиктонового ила, которые из-за своей гидравлической крупности не могли транспортироваться во взвешенном состоянии. К ним относятся зёрна псаммитовой и частично крупноалевритовой размерности. Существует некоторый критический размер зёрен, по отношению к которому более крупные накапливаются в волновом поле, а более мелкие осаждаются из водной взвеси. На примере Берингова моря А.П. Лисицыным [Лисицын, 1966] было установлено, что для кварца, существенно преобладающего в минералогическом составе песков и алевритов высокоширотных морей, этот размер находится внутри фракции крупного алеврита (0,05–0,1 мм). Вывод А.П. Лисицына были подтверждён для диамиктонов Охотского моря с помощью факторного анализа их гранулометрического состава [Крапивнер и др., 1980] и имеет важное значение для фациального анализа осадков сезонно замерзающих морей. Из него следует, что в илах, осаждающихся ниже уровня волновой базы, где присутствие осадков волнового поля практически исключено, весь терригенный материал крупнее упомянутого критического размера относится к фракциям ледового рассева. Оценим их относительную роль, приняв, что внутри фракции 0,05–0,1 мм весовые содержания частиц крупнее и мельче критического размера примерно равны. При этом условии общее содержание материала ледового рассева в диамиктоновых илах 30–37% (фиг. 4.7А–Г), а с учётом обломков крупнее 1 см оно, вероятно, может достигать и 40%, что согласуется с оценкой роли ледового фактора седиментации норвежскими авторами [Elverhøi et al., 1989].

Во впадинах и желобах подводного рельефа осаждаются хорошо и средне сортированные глинистые илы (см. фиг. 4.7Д–З) пелитовой размерности (M_d < 0,01 мм, S_0 < 3 или < 5) с меньшим, чем в диамиктоновых илах, содержанием грубообломочного материала, а общее содержание фракций ледового рассева в матрице этих унимодальных осадков с учётом принятого для диамиктоновых илов условия (см. выше) составляет от 6–8 до 15–20%, то есть в несколько раз ниже, чем в диамиктоновых илах. Последнее, по-видимому, связано с особенностями донного рельефа и обусловленного ими рисунка постоянных поверхностных течений в Баренцевом море. Так, желоба и крупные впадины служат путями транзита водных масс, поступающих из Северной Атлантики (различные ветви Нордкапского течения) и из Арктического океана (течения Баренца, Макарова, Персея-Медвежинское, Центральное). Из Карского моря через пролив Карские Ворота проникает и затем распространяется на север по Южно-Новоземельскому жёлобу течение Литке. Поверхностные скорости этих течений достигают 0,1–0,2 узла и более. Над областями крупных относительных поднятий морского дна течения не выдержаны по направлению, неоднократно меняют его, с образованием замкнутых ячей чаще всего циклонического типа [Карта преобладающих…, 1961; Гидрометеорология…, 1990]. По указанной причине плавающие льды бóльшую часть годового времени дрейфуют над подводными возвышенностями, осадки которых испытывают наиболее продолжительное влияние режима ледового рассева. Этому также способствует тот факт, что крупные впадины отделены от материкового и островного обрамления моря областями относительного поднятия (см. фиг. 4.1, 4.2), над которыми прежде всего и разгружались при таянии оторвавшиеся от берега припайные льды – основной агент транспортировки песчаного и грубообломочного материала.

На склонах подводных возвышенностей к впадинам и желобам формируются осадки с промежуточными между диамиктоновыми и глинистыми (алеврито-глинистыми) илами гранулометрическими показателями (см. фиг. 4.7Ж) и содержанием материала ледового рассева в матрице 10–20%.

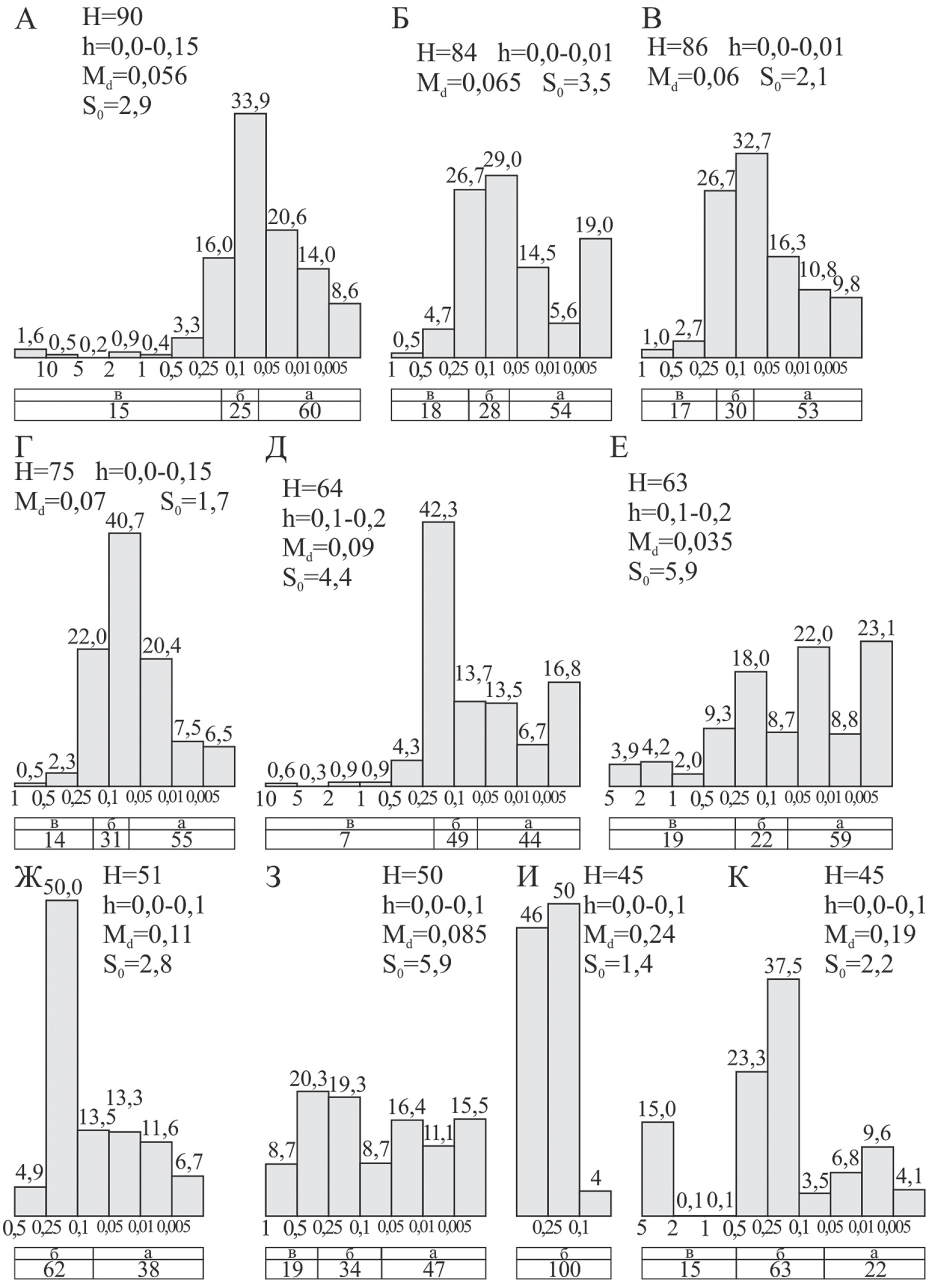
Диамиктоновые илы встречаются также на относительно мелководных площадях, находящихся гипсометрически выше уровня волновой базы. К ним относится бóльшая часть Шпицбергенской банки и Печоро-Канинского мелководья (см. фиг. 4.1, 4.2). Для их акваторий характерно длительное (более полугода) существование сезонного ледового покрова [Гидрометеорология…, 1990], под защитой которого несмотря на незначительные глубины моря также возможно осаждение тонкодисперсных частиц из взвеси. Важно, что здесь в формировании гранулометрического состава осадков помимо двух рассмотренных выше факторов принимает участие деятельность волн. Закономерности планового распространения диамиктоновых илов в таких условиях можно проанализировать на примере одного из крупных участков детальных инженерно-геологических изысканий в Печорском море (фиг. 4.8), глубины которого изменяются от 95 до 35 м. Приповерхностные донные осадки изучались по квадратной сетке 4×4 км с помощью гравитационных трубок, внедрявшихся в мягкие донные грунты не более, чем на 2 м. Характерные колонки этих осадков приведены на фиг. 4.9.

На глубинах 95–70 м (см. фиг. 4.9А–Г) распространены крупноалевритовые илы с медианным диаметром частиц 0,05–0,07 мм и хорошей или средней ($S_0 < 4$) сортировкой по А.П. Лисицыну [Лисицын, 1966]. Тем не менее, их состав отображается широким гранулометрическим спектром с размерами частиц от <0,005 до >10 мм, который суммирует три седиментационных режима: 1) осаждение из взвеси, 2) волновое поле и 3) ледовый рассев. При этом суммарное содержание частиц размерностью менее 0,05 мм, заведомо осаждавшихся из взвеси, составляет 35–50% и более. Если принять, что путём такого осаждения накапливалась только половина (по весу) частиц фракции 0,05–0,1 мм (см. выше), то вторую её половину для отложений, формирующихся выше уровня волновой базы, следует относить к осадкам, связанным с деятельностью волн. Последние



▲ **Фиг. 4.8.** Расположение площади детальных исследований гранулометрического состава слабоконсолидированных осадков в Печорском море. *1* – скважина и её номер; *2* – станция пробоотбора с помощью грунтовой трубки; *3* – границы площади детальных исследований; *4* – линия профильного бурения на острове Колгуев; *5* – изобаты морского дна

включают также некоторую часть (условно можно принять, что половину) наиболее подвижных в волновом поле зёрен фракции 0,1–0,25 мм. С учётом этого в крупноалевритовых илах доля осадков первого из упомянутых выше режимов седиментации составляет 50–60%, второго 25–30% и третьего 15–20%. Среди осадков, распространённых на изобатах 95–70 м, встречаются разновидности с повышенным содержанием мелкопесчаной, а также тонкопелитовой фракций, и значением S_0, при-



▲ **Фиг. 4.9.** Характерные гистограммы гранулометрического состава приповерхностного (0–10 см) слоя осадков на площади детальных исследований в Печорском море, иллюстрирующие изменение с глубиной относительной роли трёх режимов седиментации (осаждение из взвеси, ледовый рассев, волновое поле). Относительное содержание фракций, соответствующих каждому из этих режимов, приведено в табличках под гистограммами: а – осаждение из взвеси, б – волновое поле, в – ледовый рассев. Условные границы между а и б – 0,075 мм, между б и в – 0,175 мм. Остальные обозначения см. на фиг. 4.7, местоположение – на фиг. 4.8

ближающимся к 4 (см. фиг. 4.9Б), что позволяет относить их к гемидиамиктоновым илам.

Диамиктоновые илы встречаются наиболее часто в интервале изобат 70–45 м (см. фиг. 4.9Д–К). Площадным распространением на этих глубинах пользуются осадки с преобладающей (до 50%) фракцией мелкого песка (0,1–0,25 мм) (см. фиг. 4.9Д,Ж,И,К). Наряду с этим почти постоянно присутствует примесь пелитовых и мелкоалевритовых частиц, весовые содержания которых изменяются в широких пределах, обычно от 10 до 30%, изредка сокращаясь до 6–7% или возрастая до 40–50% и более, вследствие чего осадки чаще всего обладают гидропластичностью. По соотношению значений M_d и S_0 они представляют собой хорошо сортированные мелко-среднезернистые пески ($0{,}1 < M_d < 0{,}25$ мм, $S_0 < 1{,}5$, см. фиг. 4.9И), плохо сортированные унимодальные мелкозернистые пески ($0{,}1 < M_d < 0{,}25$ мм, $S_0 > 2$, см. фиг. 4.9Ж,К) или диамиктоновые илы ($0{,}01 < M_d < 0{,}1$ мм, $S_0 > 4$, см. фиг. 4.9Д,Е,З). Первые встречаются сравнительно редко, в основном на изобатах ниже 45–50 м, а последние отличаются от более глубоководных диамиктоновых илов (см. фиг. 4.7А–Г) повышенным содержанием песчано-гравийных фракций и пониженным количеством частиц тонкого пелита (<0,005 мм). Материал ледового рассева в хорошо сортированных песках отсутствует из-за его размыва (см. фиг. 4.9И), в плохо сортированных мелкозернистых песках либо отсутствует, либо встречается в заметных количествах (см. фиг. 4.9Д,Ж,К), а в матрице диамиктоновых илов является постоянной компонентой её гранулометрического состава. На изобатах менее 45 м алевритовые и глинистые частицы в песках либо не встречаются, либо содержится в очень незначительных количествах, так что осадки, как правило, лишены признаков гидропластичности. Площадь пятен диамиктоновых илов изменяется от нескольких км^2 до первых десятков км^2. Какая-либо закономерность в их пространственном распределении не установлена, за исключением того, что эти осадки формируются при условии обязательного наличия сезонного ледового покрова и слабого волнового воздействия на дно в периоды его отсутствия. Причины, по которым на отдельных участках три перечисленных выше режима седиментации принимают примерно равное участие в формировании гранулометрического состава осадков, что и приводит к их низкой сортировке, по-видимому, заключены в особенностях гидрометеорологического режима. Последние менялись по площади и во времени, поскольку диамиктоновые илы в большинстве грунтовых колонках залегают не с поверхности, а внутри покрова слабоконсолидированных осадков, подстилаясь и(или) перекрываясь крупноалевритовыми илами.

Из приведенных данных следует три важных вывода, которые нельзя игнорировать при обсуждении генезиса диамиктонов Баренцева моря.

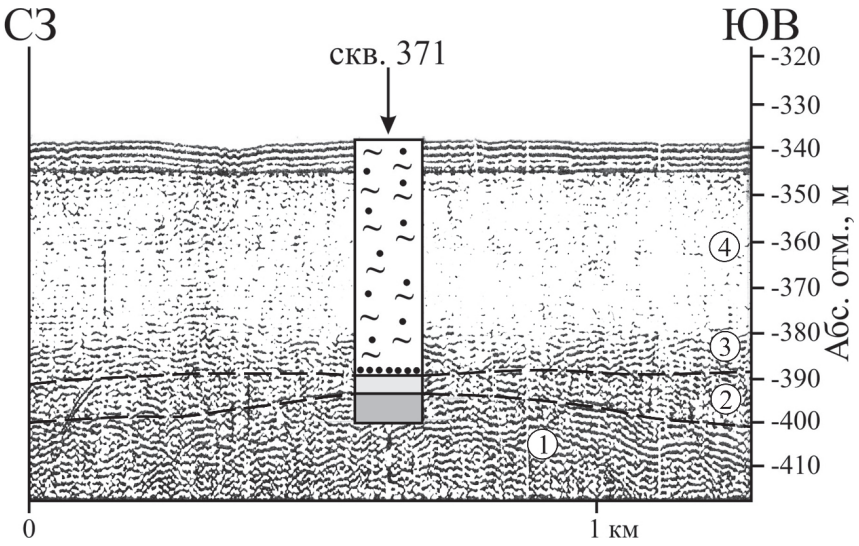
1) Во всех литологических разностях придонных алеврито-глинистых осадков присутствует грубообломочный материал и, поскольку площадь опробования находится практически вне сферы влияния современных айсбергов, наличие этого материала никак не связано с деятельностью ледников.

2) Одним из характерных типов современных морских осадков является плохо сортированный песчано-алеврито-глинистый (диамиктоновый) ил, по гранулометрическому составу и текстуре идентичный консолидированному диамиктону и отличающийся от него лишь физическим состоянием.

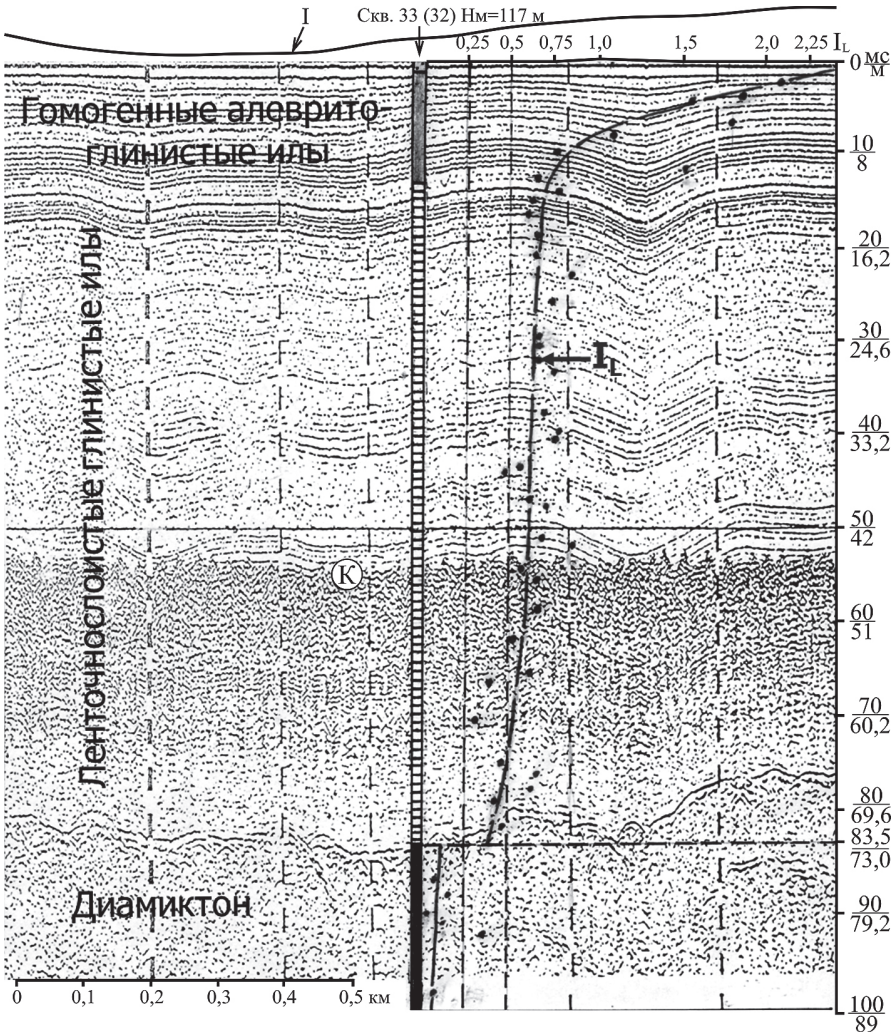
3) Диамиктоновые илы формируются на площадях дна, расположенных как ниже, так и выше уровня волновой базы, причём в первом случае они накапливаются одновременно с хорошо и средне сортированными глинистыми и алеврито-глинистыми илами, а во втором – с крупными алевритами или мелкими песками.

4.2.3. Диагенетическое уплотнение алеврито-глинистых осадков и его влияние на характер сейсмоизображения

На записях непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) залегающий с поверхности комплекс осадков выглядит по-разному, но в пределах площадей, находящихся ниже уровня волновой базы, он обычно отличается от подстилающих образований общим светлым фоном записи, которая может быть бесструктурной (лишённой внутренних отражений, то есть однородной) или стратифицированной (с протяжёнными осями синфазности). В геологической литературе первый тип записи обычно называется акустически прозрачным (фиг. 4.10), второй – слоистым (фиг. 4.11). Поскольку они характеризуют слабо-



▶ **Фиг. 4.10.** Однородное акустически прозрачное сейсмоизображение слабоконсолидированных осадков. Цифры в кружках: 1 – меловые породы; 2 – консолидированные четвертичные отложения; 3 – консолидированные диамиктоновые илы, потерявшие акустическую прозрачность из-за гравитационного уплотнения с галечником в основании; 4 – слабоконсолидированные диамиктоновые илы, обладающие однородным акустически прозрачным сейсмоизображением



▲ **Фиг. 4.11.** Слоистое акустически прозрачное сейсмоизображение ленточных глинистых и гомогенных алеврито-глинистых илов в окрестностях скважины 33 и её дублёра 32. Глубина моря (*H*) 117 м (местоположение см. на фиг. 5.11). Буксируемый источник возбуждения заглублён. К – кратное отражение от дна, I_L – график изменения показателя консистенции с глубиной вследствие гравитационного уплотнения

консолидированные осадки и отличаются общим светлым фоном, указывающим на слабое рассеяние отражённых сейсмических волн, ассоциируемое с акустической прозрачностью, для удобства изложения далее акустически прозрачным (соответственно, однородным или слоистым) будут называться оба упомянутых типа сейсмической записи. Ниже я попытаюсь обосновать вывод о том, что сходство (общий светлый фон) и различие (бесструктурность одного в противоположность слоистости другого) этих типов акустического изображения обусловлены, главным образом, особенностями их строения на микроуровне, а не наличием или отсутствием видимой седиментационной слоистости.

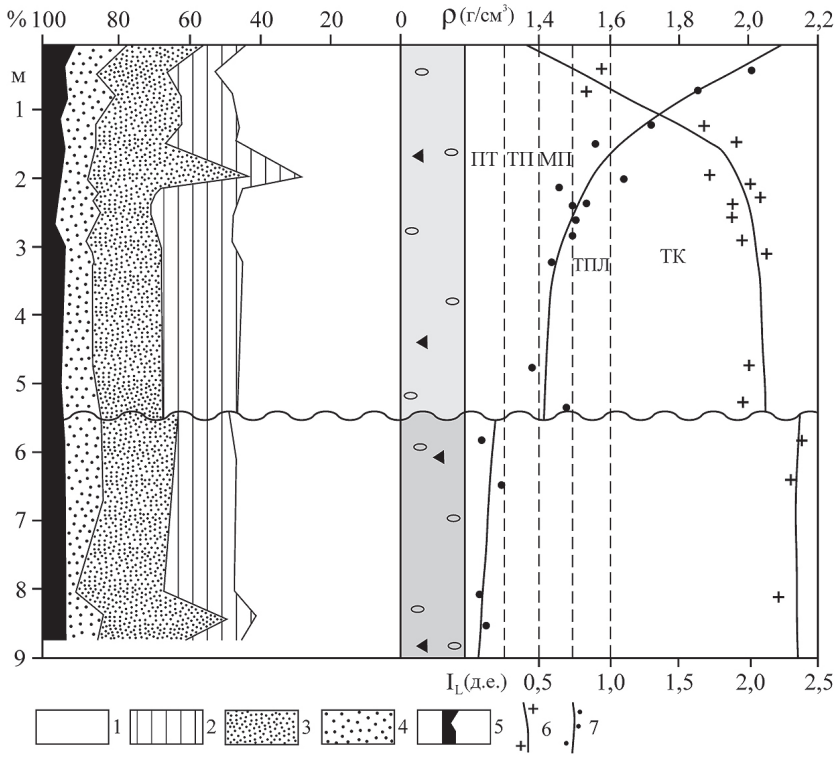
Необходимо помнить, что характер сейсмоизображения зависит не только от свойств среды, в которой распространяются сейсмические волны, но и от длины последних λ, которая является функцией параметров сейсмического сигнала: $\lambda = u/\nu$, где u – скорость распространения сейсмических волн (м/с), а ν – частота упругих колебаний ($с^{-1}$, герц). Обычные значения u для новейших отложений близки к 1600 м/с, различия, в том числе с учётом покрова слабоконсолидированных осадков, измеряются первыми процентами. Наиболее распространённые в практике НСП значения ν измеряются сотнями герц (чаще всего 400–700 $с^{-1}$), приводимый ниже анализ относится именно к частотам этого порядка. Если приращение плотности среды пренебрежимо мало на вертикальном расстоянии, соизмеримом с длиной волны (например, при $\nu = 500$ $с^{-1}$она равна ~3,2 м), и это условие сохраняется, как минимум, на таком же расстоянии по горизонтали, её сейсмоизображение будет акустически прозрачным и однородным. Если же изменение плотности по вертикали значимо в таком интервале и его градиент сохраняется по горизонтали на расстоянии, равном длине волны или более, на общем светлом фоне проявляются отражающие границы (акустически прозрачное, но слоистое сейсмоизображение).

Поверхностный покров осадков с акустически прозрачным сейсмоизображением (I сейсмостратиграфический комплекс) протягивается с подводных возвышенностей, где он лишён внутренних отражений (однородная акустическая прозрачность), во впадины дна, в пределах которых этот комплекс чаще всего обладает акустической «слоистостью». Его обычная мощность невелика и весьма выдержана по латерали, изменяясь от 2–3 до 4–6 м (изредка до 8 м). По этой причине при низкочастотном сейсмопрофилировании (обычно при $\nu \leq 400$ герц) комплекс слабоконсолидированных осадков нередко не обособляется на сейсмозаписях, сливаясь с отражением от дна. Лишь в пределах погребённых речных долин и отдельных наложенных аккумулятивных возвышенностей мощность этих осадков возрастает до нескольких десятков метров (максимально до 60–80 м). Повышенную мощность (до ~50 м) и однородное акустически прозрачное сейсмоизображение, но при плоском донном рельефе, рассматриваемый комплекс имеет также на юго-западной окраине шельфа, сопряжённой с континентальным склоном, на изобатах ~500 м [Sættem et al., 1992].

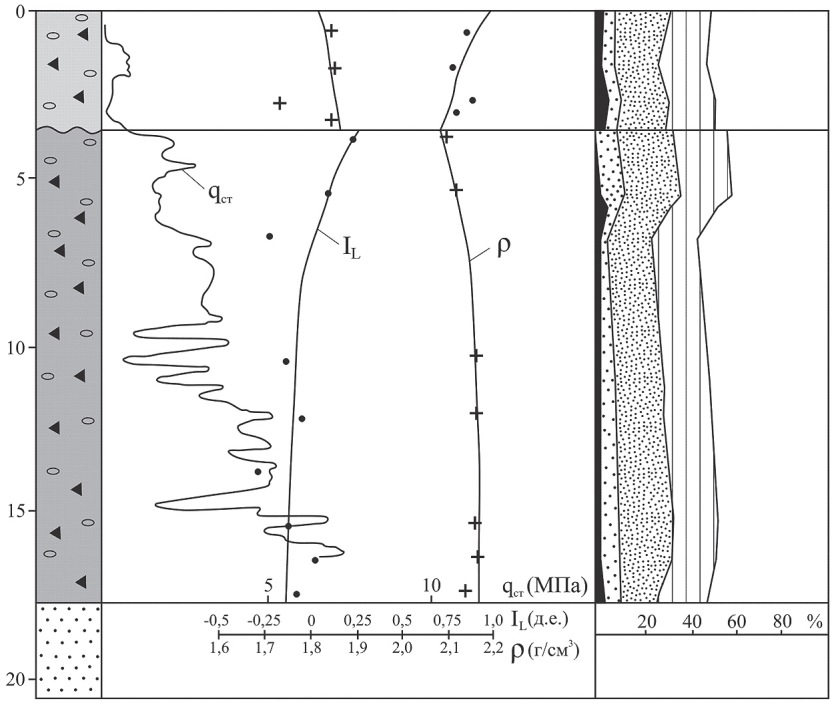
Бурение многочисленных скважин на крупных подводных возвышенностях (Центрально-Баренцевской, Адмиралтейской, Мурманской и др.) показало, что гомогенная текстура, гранулометрический состав и низкая сортировка повсеместно покрывающих их диамиктоновых илов практически не изменяется от поверхности дна до подошвы комплекса. Вместе с тем, показатель консистенции (I_L), вниз по разрезу плавно уменьшается, а плотность (ρ) возрастает, что является явным признаком диагенетического уплотнения (консолидации) этих осадков. Поскольку из крупных пор вода удаляется легче, чем из мелких, процесс консолидации на первых порах осуществляется относительно быстро, но после существенного уменьшения размеров пор его скорость резко снижается [Кульчицкий, Усьяров, 1981]. Вследствие этого, кривые, аппроксимирующие изменение I_L и ρ по вертикали, имеют вид нисходящих ветвей парабол, ориентированных зеркально по отношению друг к другу (фиг. 4.12). Относительно пологий выпуклый вверх отрезок параболы I_L, соответствующий, в основном, текучей и текучепластичной консистенциям диамиктонового ила, в 2–3-х метрах от поверхности дна становится крутым, сохраняя такой наклон до подошвы диамиктоновых илов (при их обычной мощности до 5–6 м).

На первой от поверхности дна отчётливой литологической и сейсмической границе, отделяющей диамиктоновый ил от подстилающего диамиктона, однородное акустически прозрачное сейсмоизображение резко сменяется хаотическим с многочисленными короткими разнообразно ориентированными осями синфазности, что указыва-

ет на существенное рассеяние отражённых волн и создаёт общий тёмный фон записи. Смена сейсмоизображения совпадает с градиентным изменением физико-механических свойств осадков – скачкообразным уменьшением коэффициента I_L до значений, обычно соответствующих твёрдой, полутвёрдой или тугопластичной консистенции, а также возрастанием плотности при природной влажности (ρ) и прочности ($q_{ст}$) отложений. Вместе с тем, их гранулометрический состав на этой границе практически не изменяется (фиг. 4.12, 4.13) и характеризуется такими же значениями M_d



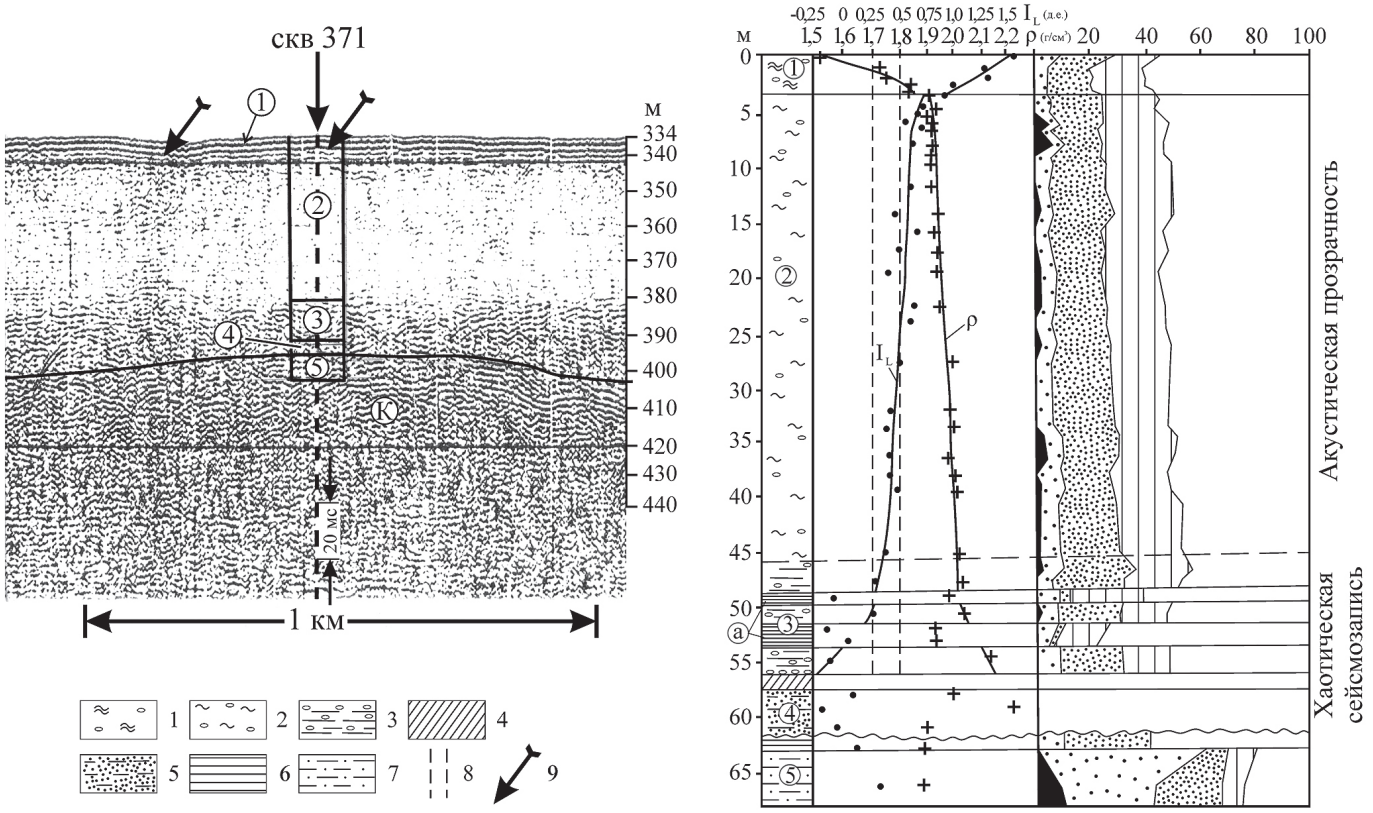
▶ **Фиг. 4.12.** Изменение в вертикальном разрезе плотности (ρ) и показателя консистенции (I_L) диамиктонового ила, обусловленное гравитационным уплотнением осадка (скважина 77, глубина моря 302 м, местоположение см. на фиг. 5.11). На границе между диамиктоновым илом и подстилающим диамиктоном отмечается резкий перепад значений ρ и I_L, свидетельствующий о седиментационном перерыве, хотя гранулометрический состав осадков не изменился. *1–5* – гранулометрические фракции: *1* – пелит (<0,01 мм), *2* – мелкий алеврит (0,01–0,05 мм), *3* – крупный алеврит (0,05–0,1 мм), *4* – мелкий песок (0,1–0,25), *5* – фракции крупнее 0,25 мм; *6*, *7* – кривые изменения с глубиной: *6* – плотности (ρ), *7* – показателя консистенции (I_L). Остальные обозначения см. на фиг. 4.15



▶ **Фиг. 4.13.** Графики изменения показателя консистенции (I_L), плотности (ρ) и прочностных свойств при статическом зондировании ($q_{ст}$), обусловленного гравитационным уплотнением, в колонке скважины 61, глубина моря 301 м (местоположение см. на фиг. 5.11). Условные обозначения см. на фиг. 4.12, 4.15

и S_0, что и для приповерхностного диамиктонового ила текучей консистенции (см. фиг. 4.7A–E).

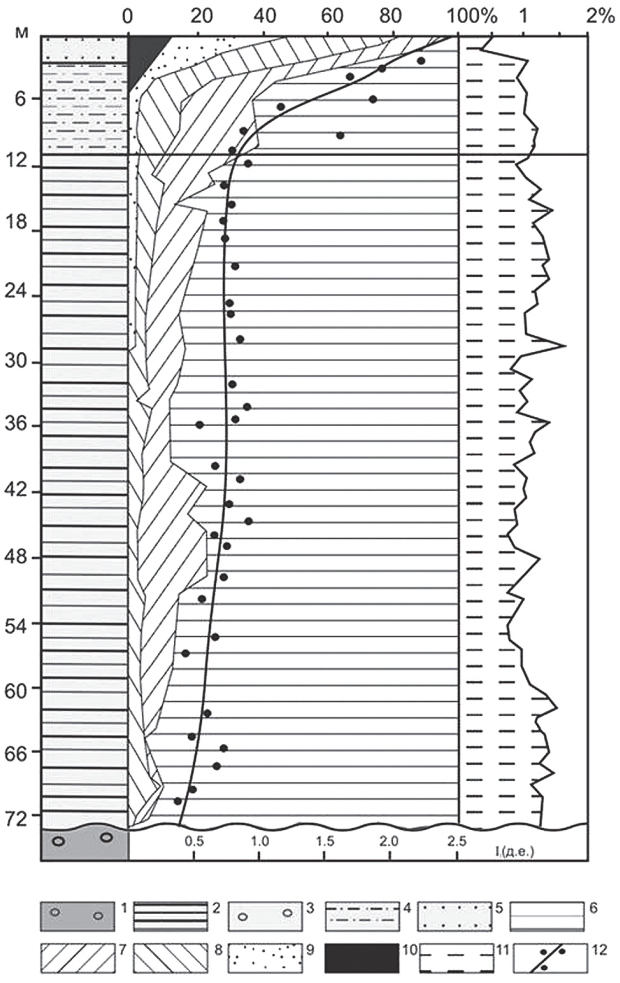
Степень консолидации диамиктоновых илов, механизм формирования которых рассмотрен в предыдущем разделе, из-за их незначительной мощности обычно не выходит за рамки мягкопластичной консистенции. В российском секторе Баренцевоморского шельфа известны два участка, на площади которых диамиктоновые илы резко повышенной мощности представляют собой отложения сейсмогенных гравитационных потоков, формирующие наложенные аккумулятивные возвышенности. Они являются продуктами динамического (сейсмогенного) разжижения диамиктона и нормально осадочного диамиктонового ила, гравитационного перемещения разжиженного материала по уклону дна, его торможения и новой консолидации (см. подраздел 5.5). В одном из разрезов диамиктовых осадков этого типа там, где их мощность превышает 50 м, однородная акустически прозрачная сейсмозапись, характерная для диамиктонового ила, на глубине ~46 м от уровня дна, внутри интервала тугопластичной консистенции сменяется хаотической записью, характерной для диамиктона. Примечательно, что между двумя типами сейсмоизображения отсут-



▲ **Фиг. 4.14.** Сейсмоакустическое изображение, гранулометрический состав, графики изменения показателя консистенции (I_L), плотности (ρ) и гранулометрического состава отложений, вскрытых скважиной 371 в Центральном жёлобе (местоположение см. на фиг. 5.11). Цифры в кружках: 1 – морской диамиктоновый ил; 2, 3 – сейсмогенный гравитит: 2 – диамиктоновый ил, 3 – тот же ил, консолидированный под действием гравитационной нагрузки до состояния диамиктона и, вследствие этого, сменивший однородное акустически прозрачное сейсмоизображение на хаотическое; 4 – консолидированные четвертичные отложения; 5 – меловые породы. Литологические обозначения: *1* – морской диамиктоновый ил; *2*, *3* – сейсмогенный гравитит: *2* – диамиктоновый ил, *3* – диамиктон; *4* – алевритовая глина; *5* – песок с прослоями глинистого алеврита; *6* – аллохтонные глыбы чёрных альб-сеноманских глин; *7* – меловые песчанистые алевриты; *8* – на графике изменения I_L границы интервала тугопластичной консистенции, внутри которого однородное акустически прозрачное сейсмоизображение сменяется хаотическим; *9* – отражающая граница между морскими диамиктоновыми илами и диамиктоновыми илами – сейсмогенными гравититами. Остальные обозначения см. на фиг. 4.12

ствуют отражающая граница, а также какое-либо градиентное изменение литологического облика и физических свойств (гранулометрический состав, I_L, ρ), отображаемых ими осадков (фиг. 4.14).

Хорошо сортированные глинистые илы, фациально замещающие предыдущий тип осадков ССК I в пределах подводных впадин и желобов, обладают серой или коричневой окраской и унимодальным гранулометрическим составом с содержанием пелитовой фракции до 70–80% и более (см. фиг. 4.7Д,Е). Эпизодически встречается грубообломочный материал преимущественно мелкогалечной размерности. Текстура осадков в целом гомогенная, местами с признаками грубой слоистости, чаще всего обусловленной неравномерным распределением гидротроилита. Мощность глинистых илов подобного типа составляет 4–6 м. В крупных погребённых эрозионных впадинах она возрастает до 10–12 м и, возможно, более. В пределах таких впадин рассматриваемые осадки иногда подстилаются высокодисперсными илами с характерной ленточновидной слоистостью, мощность которых может достигать 17–20 м, а максимальная составляет 63 м (см. фиг. 4.11). В вертикальном разрезе глинистых илов происходит не зависящее от гранулометрического состава последовательное изменение значений I_L (фиг. 4.15), подобное таковому в диамиктоновых илах (см. фиг. 4.12 и 4.13), но гораздо более медленное. Так, относительно пологая ветвь кривой изменения значений I_L вниз по разрезу, становится крутой на глубине ~12 м от поверхности дна, но так же, как и для диамиктоновых илов, примерно на границе между интервалами текуче- и мягкопластичной консистенции. Последний сильно растянут по вертикали: в скважине, вскрывшей максимальную мощность хорошо сортированных глинистых илов, длина интервала мягкопластичной консистенции достигает ~60 м (см. фиг. 4.15).



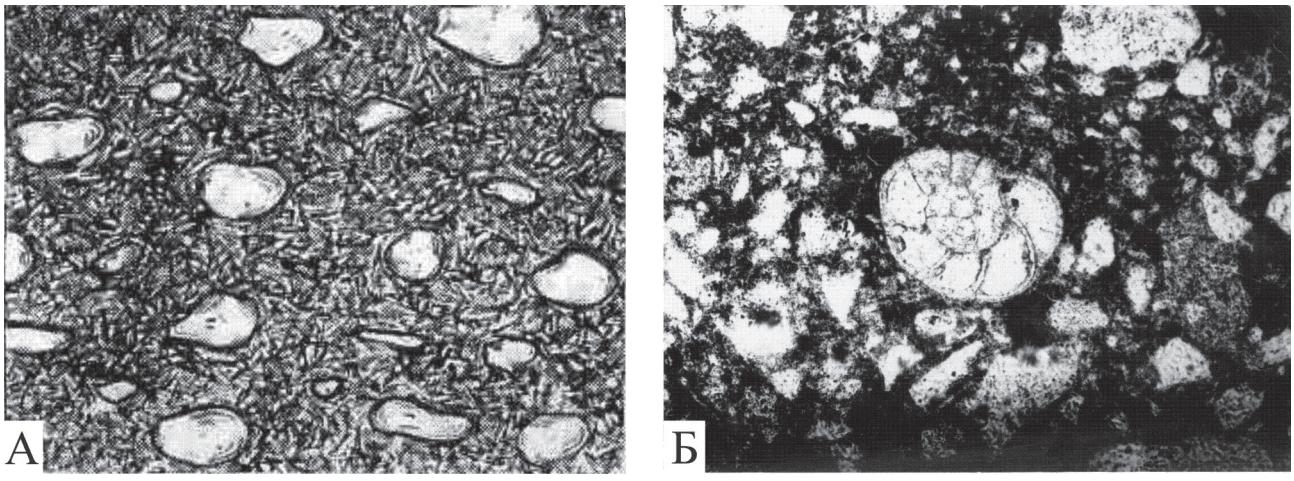
▲ **Фиг. 4.15.** Строение и состав слабоконсолидированных осадков, вскрытых скважиной 33 и её дублёром 32 (местоположение см. на фиг. 5.11). Глубина моря 117 м. *1* – диамиктон; *2* – ленточнослоистый глинистый ил; *3* – диамиктоновый ил; *4* – алевритоглинистый ил; *5* – песок; *6–10* – гранулометрические фракции (мм): *6* – пелит (<0,01), *7* – мелкий алеврит (0,01–0,05), *8* – крупный алеврит (0,05–0,1), *9* – мелкий песок (0,1–0,25), *10* – фракции крупнее 0,25 мм; *11* – содержание органического углерода; *12* – график изменения значений показателя консистенции (в долях единицы)

4.2.4. Предполагаемые микроструктуры диамиктоновых и глинистых илов и их отображение на сейсмозаписях

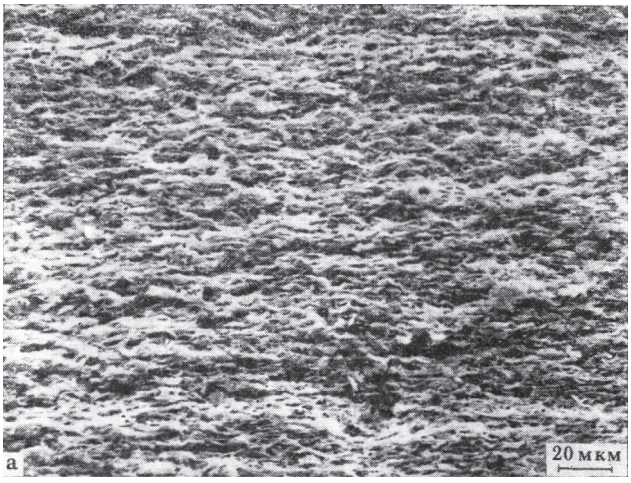
На записях НСП и гомогенные, и ленточнослоистые глинистые илы характеризуются общим светлым фоном, который, однако, отличается от сейсмоизображения диамиктоновых илов наличием многочисленных выдержанных по латерали малоамплитудных внутренних отражений. Последние могут повторяться через интервалы, соизмеримые с длиной сейсмических волн. Зачастую такой характер сейсмоизображения глинистых илов связывается с их слоистой текстурой [Эпштейн и др., 2011б], однако акустическая слоистость обычна и для визуально гомогенных осадков этого типа [Polyak, Solheim, 1994; Polyak et al., 1997; Murdmaa et al., 2006] (см. фиг. 4.11, интервал

0–10 м). Скорее всего, различия в сейсмическом изображении диамиктоновых и хорошо сортированных глинистых илов обусловлены различиями в их гранулометрическом составе, которые, в свою очередь, определяют особенности их микроструктуры. Так, в глинистых илах содержание пелитовых фракций составляет 70–80% и более, а песчаных и крупноалевритовых (суммарно) – 10–20% (см. фиг. 4.7Д,Е). В диамиктоновых илах соотношение между этими фракциями существенно иное – соответственно, 30–40 и 40–50%. (см. фиг. 4.7А–Г, 4.12, 4.13). Вследствие этого диамиктоновые илы, вероятно, обладают **матричной микроструктурой**, обычно встречающейся в гомогенных глинистых осадках гидрослюдистого и смешанно-слойного состава с содержанием пелитовой фракции не менее 15–30%. Микроструктуры подобного типа широко распространены в четвертичных отложениях морского генезиса, а также в диамиктонах, принимаемых за континентальные морены [Осипов, 1979]. Матричная микроструктура характеризуется сплошной неориентированной глинистой массой (матрицей), в которой беспорядочно рассеяны зёрна алевритовой и псаммитовой размерности. Глинистые частицы агрегированы в беспорядочно расположенные чешуйки (фиг. 4.16А). Подобным строением на микроуровне обладают диамиктоны бассейна р. Печоры (фиг. 4.16Б). По моим наблюдениям волокна глинистых минералов, имеющие на основной площади прозрачного шлифа беспорядочную ориентировку, в окрестностях алевритовых и песчаных обломков вытянуты вдоль их граней, как бы обволакивая эти терригенные зёрна. Особенно хорошо это видно на обломках, имеющих более или менее прямолинейные грани. Поровое пространство матричной микроструктуры образовано, в основном, межагрегатными пустотами изометричной формы [Осипов, 1979].

В глинистых илах содержание пелитовой фракции примерно в 2 раза больше, а крупноалевритовой и песчаной в 3 раза меньше, чем в диамиктоновых. Можно предполагать, что хорошо сортированные глинистые илы обладают **ламинарной микроструктурой**, характерной для глинистых отложений различного состава, отличающихся высоким содержанием тонкодисперсного материала: не менее 40% частиц должно иметь размер менее 1 микрона [Осипов, 1979]. В распоряжении автора имеются многочисленные гранулометрические анализы глинистых илов Баренцевского шельфа, в которых пелитовые частицы представлены двумя фракциями – 0,01–0,005 мм и <0,005 мм, причем последняя является резко преобладающей (50–70% веса образца и более). Результаты многофракционных гранулометрических анализов показали, что основная часть пелита хорошо сортированных глинистых илов Баренцевского шельфа представлена частицами размером менее 1 микрона, содержание которых,



▲ **Фиг. 4.16.** Матричная микроструктура глинистых отложений: в сплошной неориентированной глинистой массе, состоящей из агрегированных глинистых частиц (матрице) содержатся беспорядочно расположенные включения зёрен алевритовой и песчаной размерности. А – схематичное изображение [Осипов, 1979]; Б – диамиктон в прозрачном шлифе (см. фиг. 3.12, скважина 8). В центре шлифа раковина фораминиферы, тёмный фон – беспорядочно ориентированные чешуйки глинистых частиц



▲ **Фиг. 4.17.** Ламинарная микроструктура, ленточные глины г. Пярну [Осипов, 1979]

обычно составляет 45–55% и более общего веса образца [Murdmaa et al., 2006].

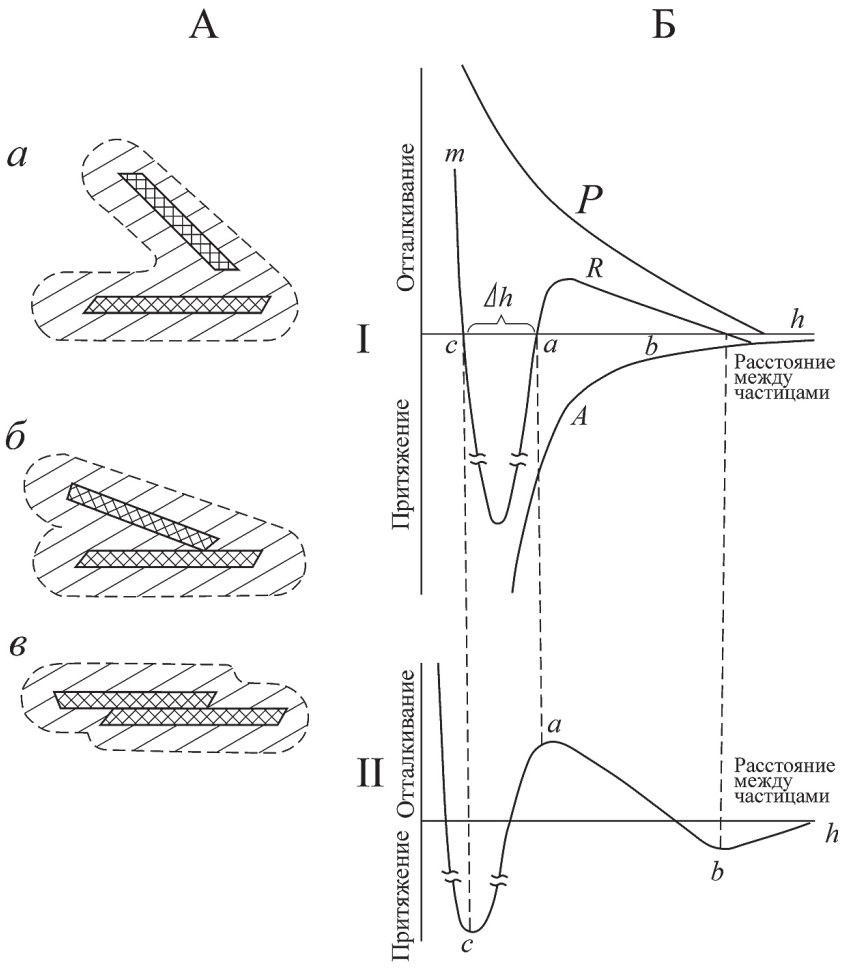
Ламинарная микроструктура отличается хорошей сортировкой частиц по размеру и очень высокой степенью их ориентации по напластованию (фиг. 4.17), вследствие чего имеет вид ламинарного потока. Достаточно однородное поровое пространство образовано щелевидными и клиновидными межагрегатными пустотами, вытянутыми по наслоению. Важно, что поры раскрыты по направлению «ламинарного потока» и закрыты в нормальном к нему направлении. Ламинарная микроструктура формируется как в условиях спокойного седиментогенеза, так и в результате уплотнения богатых глинистым материалом отложений, имевших первоначально другую микроструктуру. По этой причине она может характеризоваться межчастичными контактами разного типа: от слабых коагуляционных до прочных фазовых (см. следующий раздел). Такая микроструктура зафиксирована в ленточных глинах Эстонии [Осипов, 1979], которые считаются озёрно-ледниковыми, но по моему мнению являются приливными ритмитами [Крапивнер, 1965]. Их аналоги присутствуют и в разрезах слабоконсолидированных осадков Баренцевского шельфа [Крапивнер, 2009а].

Для понимания физической природы акустического изображения двух охарактеризованных выше главных разновидностей слабоконсолидированных осадков Баренцева моря необходимо помимо особенностей их литологии учитывать и преобразование микроструктуры этих осадков в процессе захоронения и консолидации.

4.2.5. Некоторые положения теории консолидации глинистых осадков

Образование структурных связей между частицами (дисперсной фазой) в дисперсных системах, к каковым относятся и отложенные в море илы, осуществляется в местах их наибольшего сближения – контактах, образующихся под влиянием дальнодействующих сил молекулярной, магнитной и электростатической (дипольной) природы. Различают три главных типа таких контактов [Ребиндер, 1966]: коагуляционный, точечный (переходный) и фазовый (фиг. 4.18А), которые последовательно сменяют друг друга в процессе диагенетического и катагенетического преобразования осадков при их погружении. Тип контактов в значительной степени определяет прочность связей между частицами, образующими структурный каркас глинистых отложений, следовательно, их физико-механические и, в том числе, упругие свойства [Осипов, 1979].

Главная особенность дисперсных осадков с коагуляционными структурными связями заключается в том, что в них частицы всегда отделены друг от друга прослойкой воды [Кульчицкий, Усьяров, 1981], толщина которой соответствует минимуму свободной энергии системы [Осипов, 1979]. По теоретическим представлениям на кривой энергии взаимодействия между частицами как функции разделяющего их расстояния (h), существует два потенциальных минимума: первый для расстояний, измеряемых десятками, второй – сотнями ангстрем (см. фиг. 4.18Б). В соответствии с этим различают дальние и ближние коагуляционные контакты. Обычно дальние коагуляционные контакты связывают с агрегацией, а ближние – с собственно коагуляцией частиц. В процессе погружения и диагенеза осадков происходит последовательный переход от коагуляционных сначала к обратимым точечным (переходным), а затем – к фазовым контактам. При каждом из таких переходов прочность индивидуальных контактов увеличивается на несколько порядков величины, вследствие чего можно ориентировочно оценить глубины, на которых гравитационное уплотнение глинистых отложений осадочного чехла приводит



◀ **Фиг. 4.18.** А – типы контактов между гидратированными глинистыми частицами: *а* – коагуляционный, *б* – переходный, *в* – фазовый. Б – Суммарная силовая (I) и потенциальная (II) кривые взаимодействия между тонкодисперсными частицами в воде. *A* – кривая сил притяжения; *P* – кривая сил отталкивания; *R* – результативная кривая сил притяжения и отталкивания; *c* – первый потенциальный минимум; *в* – второй потенциальный минимум; *a* – энергетический барьер сил отталкивания [Осипов, 1979]

к смене коагуляционных контактов переходными, а последних – фазовыми. Расчёты показали, что коагуляционные контакты преобладают до глубины 120 м, в районе этой глубины появляются переходные контакты, и в интервале глубин 120–1500 м происходит прогрессивное увеличение роли вначале переходных, а затем фазовых и уменьшение количества коагуляционных контактов. При глубинах более 1500 м структурные связи в глинистых породах определяются исключительно фазовыми контактами [Осипов, 1979].

На начальной стадии диагенеза важную роль в возникновении и преобразовании структурных связей между частицами ила играют процессы физико-химического уплотнения, в общем виде рассмотренные В.И. Осиповым [Осипов, 1979]. В результате донные осадки, представлявшие собой гидрофильные алюмо-кремнистые гели, состоящие из бесформенного агрегата дисперсных частиц, переходят в пластинчатые чешуйки с двумерной ориентацией и более плотной структурой. Несмотря на это, общая концентрация минеральных частиц в единице объёма остаётся по-прежнему низкой (текучая консистенция) и система в целом остаётся типично коагуляционной. Влияние гравитационного уплотнения начинает сказываться, по-видимому, ещё на ранней стадии физико-химической консолидации, усиливая эффект сближения дисперсных частиц. При этом сближении возможно преодоление барьера отталкивания (*a*) между частицами и их фиксация в первом потенциальном минимуме (соответственно *a* и *c* на фиг. 4.18Б-II), то есть преобразование дальних коагуляционных контактов в ближние. Последовательное увеличение доли таких частиц приводит к их более компактной упаковке, постепенному повышению плотности, упругости и вязкости дисперсной системы, что выражается, соответственно, в увеличении сдвиговой прочности осадков и появлении у них способности к пластической деформации. Продолжающееся уплотнение приводит к тому, что ближние коагуляционные контакты начинают трансформироваться в переходные контакты ионно-электростатической природы.

Дальнейшая консолидация развивается путём расширения контактных площадок и постепенного преобразования переходных (точечных) контактов в фазовые, с развитием которых порода приобретает очень высокую прочность, характерную для аргиллитоподобных глин [Осипов, 1979].

В соответствии с феноменологической теорией фильтрационной консолидации различают две стадии процесса гравитационного уплотнения глинистых отложений как дисперсных систем [Зарецкий, 1967]. На первой осадки уплотняются путём отжатия поровой воды, не изменяющего структуру порового каркаса (происходит лишь его однородная объёмная деформация). На этой стадии между глинистыми частицами (дисперсная фаза) господствуют коагуляционные контакты, вследствие чего дисперсионная водная среда является непрерывной и в зависимости от пористости осадков занимает от 60–70 и более до ~40% объёма осадков (см. фиг. 4.18А*а*). На второй стадии большое значение в уплотнении дисперсной системы из-за существенного сокращения расстояний между гидратированными глинистыми частицами приобретает их ползучесть, и, в результате пространственной переориентировки частиц дисперсной фазы, деформация минерального каркаса становится неоднородной. Важнейшим результатом этих преобразований является появление сухих (точечных, а по мере развития процесса и фазовых) контактов между минеральными частицами, вследствие чего на протяжении второй стадии гравитационной консолидации дисперсионная среда дисперсной системы (жидкая фаза) уже не является непрерывной (см. фиг. 4.18Б*б*,*в*).

4.2.6. Физическая природа сейсмоизображений глинистых осадков разного типа

Поднимая обозначенную в заголовке проблему автор вторгается в малознакомую ему область знаний, и некоторый оптимизм вызывает лишь тот факт, что при работе над ней были учтены нелицеприятные критические замечания А.Г. Длугача, главного геофизика Арктической морской инженерно-геологической экспедиции, около 50 лет занимающегося практическими и теоретическими вопросами сейсмоакустики.

Динамические нагрузки, каковыми являются импульсы сейсмической энергии, посылаемые источниками возбуждения акустических волн, воздействуют на водонасыщенные рыхлые отложения верхов геологического разреза шельфа как на сплошную (однофазную) среду. Эта среда не является жидкой, поскольку наряду с продольными пропускает и поперечные сейсмические волны, но её акустические свойства зависят от количественного соотношения жидкой и твёрдой фаз. Так, в соответствии с экспериментальными данными по мере увеличения пористости таких осадков скорость распространения продольных волн V_p уменьшается, приближаясь к значениям скорости звука в воде (в Баренцевом море ~1450 м/с). В водонасыщенных песчаных и глинистых осадках одинаковой пористости значения V_p примерно одинаковы и обычно изменяются в пределах 1,5–1,7 км/с [Применение сейсмоакустических…, 1992], что на Баренцевском шельфе подтверждено сопоставлением результатов бурения и НСП. От соотношения твёрдой и жидкой фаз зависит и коэффициент поглощения продольных волн. В глинистых отложениях с увеличением их природной влажности он снижается. Наконец, сейсмические свойства сильно зависят от характера структурных связей между элементами твёрдой фазы осадочных отложений [Применение сейсмоакустических…, 1992]. Оба упомянутых фактора могут, по-видимому, существенно влиять на характер акустического изображения.

Для понимания физической природы так называемой акустической прозрачности принципиально важен тот факт, что хорошо сортированные глинистые илы при их максимальной известной мощности 73 м имеют в основании консистенцию переходную от мягко- к тугопластичной и сохраняют слоистое акустически прозрачное сейсмоизображение (см. фиг. 4.11, 4.15). Экстраполяция кривой I_L ниже забоя скважины 33 показывает, что осадки должны достигнуть тех значений I_L внутри интервала тугопластичной консистенции, при которых их сейсмоизображение потеряет акустическую прозрачность, примерно на расстоянии 100 м от дна. Эта цифра близка к теоретически предсказанной глубине (~120 м) появления в дисперсной системе сухих контактов точечного (переходного) типа [Осипов, 1979]. Можно, таким образом, предполагать, что светлый фон сейсмоизображения слабоконсолидированных глинис-

тых осадков (низкое рассеяние отражённых волн, акустическая прозрачность) обусловлен коагуляционными структурными связями между минеральными частицами.

По мере гравитационного уплотнения осадков расстояния между гидратированными глинистыми частицами уменьшаются, и при некотором их критическом значении дисперсионная система приобретает способность к ползучести – деформации при слабом (ниже предела упругости) постоянном напряжении, то есть начинает реагировать на стационарную гравитационную нагрузку как однофазная (сплошная) среда. Это означает, что в процессе фильтрационной консолидации вся свободная вода была выдавлена из порового пространства, и в осадках сохранилась лишь адсорбированная на поверхностях глинистых частиц прочно связанная вода, тонкие плёнки которой были прорваны в местах образования точечных контактов. Поскольку в гравитационном поле такая среда является сплошной, дальнейшее удаление из неё воды становится возможным только в процессе деформации ползучести, приводящей к более плотной упаковке частиц за счёт постепенного преобразования коагуляционных контактов в точечные, а последних – в фазовые, то есть к существенному изменению седиментационной микроструктуры. На феноменологическом уровне это формулируется как переход от первой (фильтрационной, см. предыдущий раздел) стадии гравитационной консолидации ко второй.

Вместе с тем, как было показано, в непрерывном разрезе слабоконсолидированных осадков достаточной мощности на некоторой глубине, но обязательно внутри интервала тугопластичной консистенции акустическое изображение теряет «прозрачность», характеризуясь многочисленными короткими разнообразно ориентированными осями синфазности, создающими общий тёмный фон сейсмозаписи. Если такое изменение характера сейсмической записи совпадает с уровнем, выше которого дисперсные осадки находятся на первой, а ниже – на второй стадии гравитационной консолидации, его естественно связывать со сменой упорядоченной седиментационной микроструктуры хаотической деформационной, способствующей рассеянию отражённых волн.

Гравитационное уплотнение матричной микроструктуры диамиктоновых илов на первой (фильтрационной) стадии консолидации подразумевает, что соотношение между объёмами минеральной и жидкой фаз в них плавно изменяется вниз по разрезу в пользу первой, но весьма выдержано в латеральных направлениях на расстояниях, превышающих длину сейсмической волны. Подобная квазиизотропность среды обеспечивает свободное прохождение сейсмических волн разной длины, энергия которых практически не затрачивается на рассеяние и отражение упругого импульса. Результатом является сейсмическое изображение этих осадков, которое я предлагаю называть однородным акустически прозрачным. Такое изображение возникает потому, что из-за коагуляционных структурных связей между частицами диамиктоновых илов жидкая дисперсионная среда в них непрерывна во всех направлениях. С удалением из осадков свободной воды начинается вторая стадия гравитационной консолидации. Она сопровождается деградацией коагуляционных структурных связей между гидратированными частицами, которые вовлекаются в деформацию ползучести, нарушающую изотропность их матричной микроструктуры, что приводит к срыву латеральной сейсмической корреляции. В результате резко возрастает рассеяние отражённых сейсмических волн, и однородное акустически прозрачное изображение диамиктоновых илов сменяется хаотическим, характерным для диамиктона, хотя какая-либо литологическая или сейсмическая граница между двумя существенно различными типами сейсмической записи отсутствует (см. фиг. 4.14). В опорном разрезе эта смена произошла на глубине ~46 м от поверхности дна, тогда как в соответствии с теоретическими расчётами переход межчастичных контактов коагуляционного типа в точечные происходит на глубине ~120 м [Осипов, 1979]. Несмотря на то, что условия консолидации в опорном разрезе (сейсмогенные гравититы, см. подраздел 5.5) отличались от нормальных морских, эта разница слишком велика и, по-видимому, указывает на то, что упомянутые теоретические расчёты не применимы к плохо сортированным глинистым отложениям с высоким содержанием песчаной и крупноалевритовой фракции. Это согласуется с данными Е. Гамильтона [Hamilton, 1976], установившего, что песчаные глины уплотняются легче, чем алевритовые, и подтверждается сравнением графиков консолидации диамиктоновых и глинистых илов (см. фиг. 4.12, 4.13, 4.15).

Приведенные соображения помогают понять, почему акустически прозрачное изображение слабоконсолидированных осадков может быть однородным (диамиктоновые илы) или слоистым (хорошо сортированные глинистые илы). Общим для обоих случаев является коагуляционный тип межчастичных контактов, обеспечивающий низкое рассеяние отражённых волн и, вследствие этого, светлый фон сейсмической записи. Главное различие заключается в особенностях гранулометрического состава и, вследствие этого, структуры осадков на микроуровне. Наиболее ярко оно проявляется на пологих отрезках кривых зависимости I_L и ρ от глубины. Последние характеризуют начальный этап фильтрационной стадии гравитационного уплотнения, на котором происходит резкое уменьшение объёмов крупных пор. В диамиктоновых илах он завершается сравнительно быстро, чему способствует их матричная микроструктура, обеспечивающая заполнение освободившихся от воды крупных пор более мелкими обломочными частицами. В результате пологий отрезок кривой фильтрационной консолидации, отличающийся резко повышенным градиентом увеличения плотности с глубиной, значимым на расстоянии, соизмеримом с длиной акустической волны, не находит адекватного отображения на сейсмозаписи. Это обусловлено большой скоростью процесса начального уплотнения, который завершается уже на глубине порядка 2–3 м. При обычно используемых в НСП параметрах возбуждения упругих колебаний вертикальный интервал такой протяжённости располагается внутри зоны параллельных осей синфазности, фиксирующих морское дно. Глубже по разрезу на крутом отрезке кривой фильтрационной консолидации отношение градиента нарастания плотности диамиктоновых илов с глубиной к длине сейсмической волны пренебрежимо мало, вследствие чего отражающие площадки здесь не формируются. В результате диамиктоновые илы на записях НСП отличаются акустически прозрачным однородным изображением, которое сменяется хаотическим в тех редких случаях, когда из-за резко повышенной мощности их подошва располагается гипсометрически ниже уровня перехода первой (фильтрационной) стадии гравитационной консолидации во вторую (см. фиг. 4.14).

Унимодальные глинистые илы, несмотря на более высокую по сравнению с диамиктоновыми илами пористость, отличаются от них отсутствием крупных изометричных пор, несовместимых с ламинарной микроструктурой осадков. В комплексе с их хорошей гранулометрической сортировкой и низким содержанием обломочных фракций это на начальном этапе фильтрационной консолидации приводит к существенному снижению градиентов уплотнения глинистых илов которые, тем не менее, остаются значимыми на расстояниях, соизмеримых с длиной сейсмических волн. В итоге акустически прозрачное сейсмоизображение этих илов на пологом отрезке кривой фильтрационной консолидации, который распространяется до глубины 10–12 м, содержит отчётливые отражающие границы, повторяющиеся с интервалами примерно равными длине сейсмических волн. Глубже по разрезу на крутом отрезке кривой консолидации эти границы выражены весьма слабо в связи с резким уменьшением отношения вертикального градиента уплотнения к длине сейсмических волн, которое, видимо, приближается к критическому то есть пренебрежимо малому значению (см. фиг. 4.15).

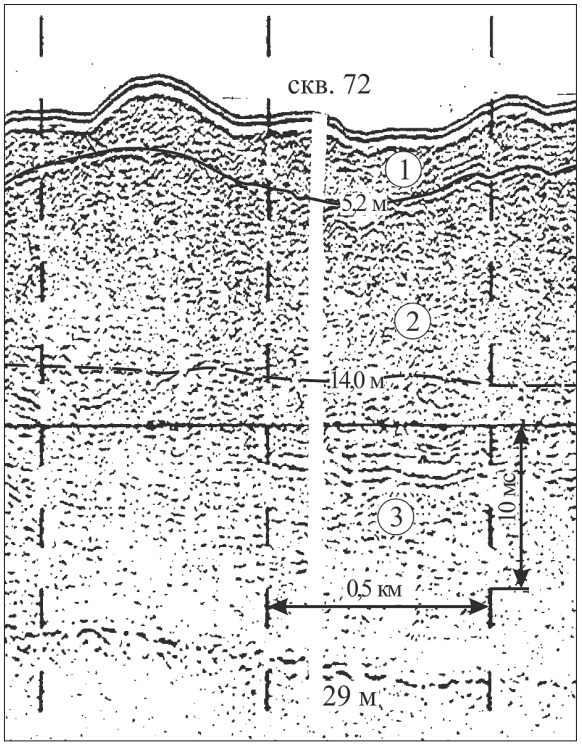
Комплексирование материалов непрерывного сейсмоакустического профилирования с изучением физических свойств освещаемых им отложений позволяют уточнить понятие «ил». В настоящее время так называют тонкозернистый водонасыщенный неконсолидированный осадок, обладающий текучестью [Геологический словарь, 1973], что соответствует верхнему пологому отрезку кривой гравитационной консолидации (см. фиг. 4.12; 4.15). Вместе с тем характер сейсмоизображения осадков на этом уровне не меняется и, следовательно, какого-либо существенного изменения их физического состояния не происходит. «Геологический словарь» [1973] определяет ил как осадок, находящийся на начальной стадии формирования многих осадочных пород. Исходя из обоснованной выше связи сейсмоизображения глинистых осадков с их консистенцией, микроструктурой и характером структурных связей между гидратированными минеральными частицами в морских исследованиях терригенными илами удобно называть осадки, находящиеся на первой (фильтрационной) стадии консолидации. Такие осадки отображаются акустически прозрачной (однородной или слоистой) сейсмозаписью и значениями показателя консистенции от $I_L > 1$ до $0{,}25 < I_L < 0{,}5$. Илы, характеризующиеся верхней пологой частью графика консолидации (интервал текучей и текуче-пластичной консистенции) мож-

но условно называть текучими, а соответствующие крутой ветви этого графика (интервал мягко-пластичной и часть интервала туго-пластичной консистенции) – пластичными илами.

4.2.7. Отклонения от установленных закономерностей

Валидность предложенной интерпретации физической сущности сейсмоакустического изображения алеврито-глинистых и песчано-алеврито-глинистых отложений подтверждается исключениями из правила, когда диамиктоновые или глинистые илы отображаются хаотической сейсмозаписью. В рамках предложенной концепции такие случаи требуют объяснения, которое, как правило, вытекает из особенностей геодинамических или палеогеографических условий аномального участка.

Так в подразделе 4.2.3 приводился пример осадков сейсмогенного гравитационного потока, образовавшегося при динамическом разжижении и транспортировке на большое расстояние диамиктоновых илов и подстилающего диамиктона. Он представлял собой гомогенную смесь пелита, алеврита и псаммита с незначительной примесью грубообломочного материала, адекватную таковой диамиктона и диамиктонового ила в ненарушенном залегании. Поскольку эта смесь содержала достаточное количество глинистой фракции, представленной гидрослюдистыми и смешанно-слойными минералами, её осадки после торможения потока имели матричную микроструктуру и поэтому в процессе повторной консолидации первоначально обладали однородным акустически прозрачным сейсмоизображением (см. подраздел 4.2.6). Процесс гравитационной консолидации выражался в последовательном уменьшении вниз по разрезу величины показателя текучести, и начиная с той глубины, на которой он достиг значения $0{,}25 < I_L < 0{,}5$ (но ближе к 0,25), однородное акустически прозрачное сейсмоизображение сменилось хаотическим, характерным для консолидированных глин с матричной микроструктурой, в том числе для диамиктона. Вместе с тем на окраинах обширной области питания упомянутого гравитационного потока сейсмическое встряхивание покрова диамиктоновых илов нарушало их первичную седиментационную структуру, но было недостаточным для разжижения и вовлечения осадков в пластично-вязкое течение. Результатом такого встряхивания, поэтому, была неоднородная деформация илов, адекватная ползучести частиц на второй стадии консолидации, приводящая к срыву латеральной корреляции отражённого сейсмического сигнала и, вследствие этого, к хаотической сейсмозаписи. Подобный случай зафиксирован скважиной № 72 в пределах Центрально-Баренцевской возвышенности на окраине области питания сейсмогенного гравитационного потока, распространявшегося по Центральному жёлобу. Скважина вскрыла диамиктоновые илы нормальной мощности (5,2 м) с хаотическим сейсмоизображением (фиг. 4.19), таким же, как у подстилающего полутвёрдого диамиктона ($I_L = 0$), не-

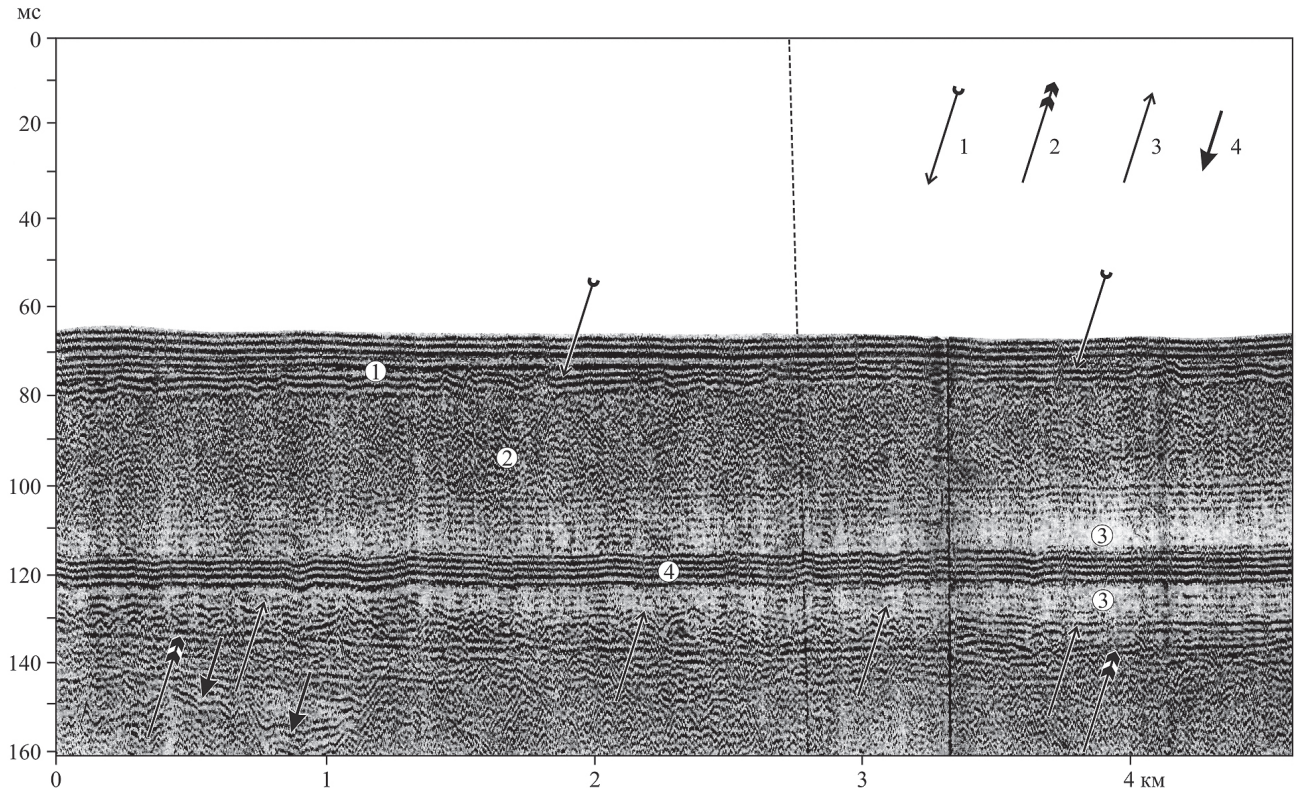


▲ **Фиг. 4.19.** Хаотическое сейсмоизображение диамиктоновых илов, обусловленное срывом латеральной сейсмической корреляции в результате слабого сейсмического встряхивания осадков, недостаточного для их разжижения (скважина 72, местоположение см. на фиг. 5.11). Цифры в кружках 1 – диамиктоновый ил текучепластичной и мягкопластичной консистенции; 2 – диамиктон; 3 – меловые отложения. Между диамиктоновым илом и диамиктоном, а также между диамиктоном и меловыми отложениями прослеживается отражающая граница, расположенная в скважине на глубине, соответственно, 5,2 м и 14,0 м от поверхности дна

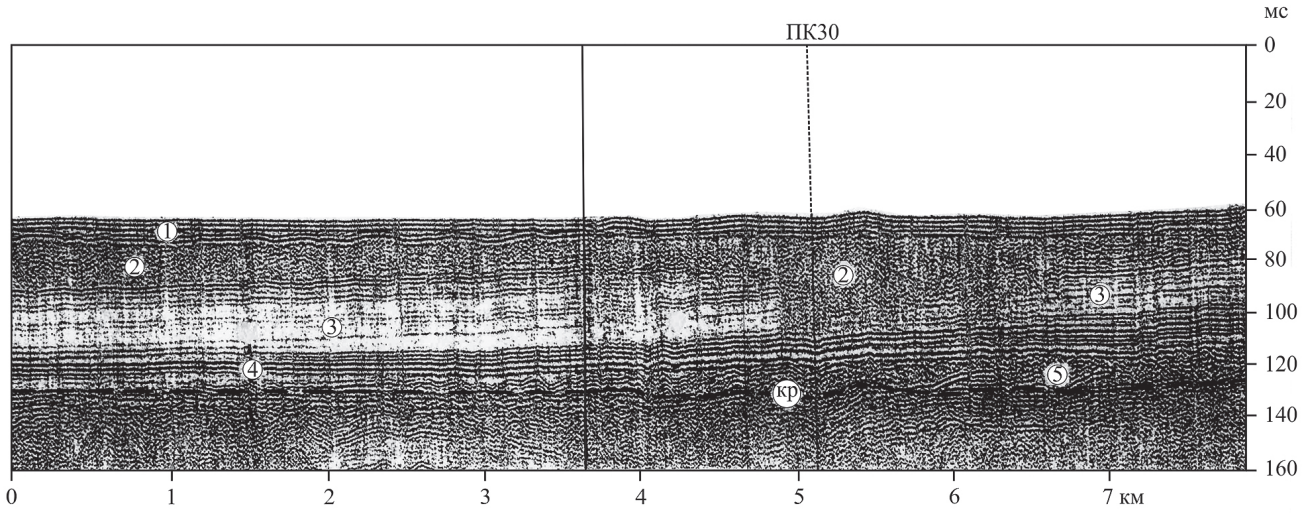
смотря на то, что они обладают текучепластичной (I_L = 0,85), а вблизи подошвы мягкопластичной (I_L = 0,55) консистенцией, при которой на сейсмозаписях эти осадки в условиях нормальной седиментации выглядят как однородная акустически прозрачная среда (см. подраздел 4.2.6).

В составе четвертичных отложений кутовой части одного из небольших фиордов Кольского полуострова распространены диамиктоновые илы, которые вверх, а иногда и вниз по разрезу сменяются гемидиамиктоновыми илами. На участках, примыкающих к активным субширотным разломам в подстилающих гранитах эти осадки отличаются аномально высокой степенью консолидации, благодаря динамическому уплотнению илов, что отображается и на характере сейсмоизображения, локально приобретающего хаотический характер (см. подраздел 6.2.4). Динамическое уплотнение иногда изменяет и сейсмозапись хорошо сортированных глинистых илов, что зафиксировано в пределах Западно-Кольской седловины на площади Северо-Кильдинской антиклинальной структуры. Поздненеоплейстоцен-голоценовые эстуариевые осадки здесь имеют мощность порядка 4–6,5 м. Они перекрыты гемидиамиктоновыми и диамиктоновыми илами (3–5 м) и подстилаются отложениями альба. Последние нарушены многочисленными разрывами, поперечными по отношению к простиранию складки, которые не проникают в четвертичные слои. Разрывы тектонически активны и характеризуются преимущественно горизонтальным перемещением крыльев, которое обусловило горизонтальный пластический сдвиг и значительное динамическое уплотнение перекрывающих альб эстуариевых глинистых илов, превратившихся в глины полутвёрдой консистенции с хаотическим сейсмоизображением. В осадках, сохранивших однородную акустическую прозрачность и характерные для неё значения показателя I_L, пластический сдвиг субстрата вызвал латеральное перераспределение мощности и возникновение мелководнистого рельефа морского дна. В результате граница между акустически прозрачной и хаотической сейсмозаписями проходит на разной глубине от поверхности донных илов, оставаясь параллельной подошве эстуариевых осадков. По этой причине акустической прозрачностью обладают, в основном, покровные гемидиамиктоновые и диамиктоновые илы и, возможно, местами кровля эстуариевых осадков (см. подраздел 5.3.1).

В некоторых случаях хорошо сортированные глинистые илы отличаются аномальным сейсмоизображением в верхней части своего разреза. Так, в Поморском проливе под покровом (от 4–5 до 10–12 м) песков залегает мощная (до 48 м) толща, обладающая акустически прозрачным слоистым сейсмоизображением. Исходя из изложенного выше, она сложена высокодисперсными глинистыми илами с консистенцией от текучей в кровле до мягко-пластичной в подошве. При глубинах моря 40–50 м верхняя часть этой толщи (мощностью от 22 до 38 м) отображается хаотической сейсмозаписью, на фоне которой местами «просвечивают» короткие фрагменты акустической слоистости. Один из таких акустических слоёв чаще всего служит нижней границей зоны хаотического сейсмоизображения, реже переход этого типа записи в слоистую акустически прозрачную осуществляется постепенно (фиг. 4.20). Наиболее отчётливо наложенный характер хаотического сейсмоизображения проявлен на южном фланге области развития акустически прозрачной толщи: здесь отмечаются постепенные переходы хаотической записи в слоистую акустически прозрачную не только вниз по разрезу, но и по латерали (фиг. 4.21). Таким образом, по формальным признакам в рассматриваемом случае хаотическое сейсмоизображение имеет вторичное происхождение, связанное с постседиментационным преобразованием первичной текстуры тонкодисперсных глинистых осадков, которое распространялось сверху вниз и постепенно затухало с глубиной. В результате этого преобразования количество воды в жидкой фазе резко уменьшилось, дисперсионная среда перестала быть сплошной, что вызвало наложение хаотической сейсмозаписи на первичную акустически прозрачную. Для условий Печорского моря наиболее вероятной причиной подобного преобразования седиментационной текстуры глинистых илов могло служить развитие субаквальной многолетней мерзлоты. Оно было обусловлено отрицательной температурой придонных вод Поморского пролива, в пользу чего свидетельствует образование придонного льда во впадинах между подводными песчаными валами у южного (материкового) берега пролива, наблюдавшееся автором с вертолёта осенью 1982 г. По-видимому, промерзание илов началось в период отложения верхнего покрова песков, которые сохранили талое состояние, поскольку для их замерзания нужна более низкая, чем для глинистых



▲ **Фиг. 4.20.** Фрагмент поперечного сейсморазреза в осевой зоне Поморского пролива (местоположение см. на фиг. 5.20). Цифры в кружках: 1 – отложения дистального окончания песчаной косы, примыкающей к острову Колгуев; 2 – лиманные глинистые илы с хаотической сейсмозаписью, наложенной на слоистое акустическое сейсмоизображение, которое иногда «просвечивает» сквозь хаотическую запись; 3 – лиманные глинистые илы с первичной слоистой акустически прозрачной сейсмозаписью; 4 – кратное отражение; *1–4* – отражающие границы: *1* – в подошве покрова песков, *2* – в подошве предполагаемого аллювия погребённой речной долины, *3* – в подошве илов, *4* – внутри меловых отложений



▲ **Фиг. 4.21.** Фрагмент поперечного сейсморазреза в осевой зоне Поморского пролива в нескольких километрах севернее приведенного на фиг. 4.20. Наложенная хаотическая сейсмозапись лиманных илов не только перекрывает первичное слоистое акустически прозрачное сейсмоизображение, но и замещает его по направлению к материковому берегу. Цифры в кружках: 5 – меловые отложения. Остальные обозначения см. на фиг. 4.20

осадков, температура. Этому должен был способствовать и состав поровых вод: в песках он близок к составу нормальной морской воды, а в илах, вероятно, заметно опреснён, поскольку они являются лиманными осадками (см. подраздел 5.3.2). Исходя из изложенного, температура мёрзлых илов вряд ли существенно ниже температуры замерзания морской воды (–1,8 °С) и скорее всего близка к ней. Глинистые грунты с такими температурами сохраняют заметное количество незамерзшей воды, вследствие чего являются пластично-мёрзлыми [Цытович, 1973] и имеют сравнительно невысокие скорости распространения продольных сейсмических волн. По наблюдениям в Печорском море и Байдарацкой губе они составляют 1,8–2,2 км/с [Длугач и др., 1996]. Исходя из этого, мощность субаквальной многолетней мерзлоты, развитой в Поморском проливе по высокодисперсным глинистым илам, при скорости сейсмических волн в них ~1,8 км/с не превышает 35 м.

4.3. Дискуссия

Игнорирование процессов гравитационной консолидации морских осадков часто служит причиной ошибок и недоразумений. Так, на западном внешнем шельфе Баренцева моря залегающие с поверхности отложения акустически прозрачного сейсмостратиграфического комплекса G мощностью до ~50 м были приняты за ледниковый тилл, уплотнявшийся только под действием собственного веса. Основанием для подобного вывода послужил внешний облик образцов («массивный диамиктон»), верхние из которых в шести пробуренных скважинах были подняты с глубины от 5–7 до 14 м от уровня морского дна [Sættem et al., 1992a]. На такой глубине диамиктоновый ил имеет мягкопластичную консистенцию и обладает сдвиговой прочностью, достаточной для того, чтобы вырезать из керна монолитный образец с ненарушенной структурой (см. фиг. 4.12, 4.13). Исследователь, убеждённый в недавнем покровном оледенении Баренцева моря, может принять подобные отложения за тилл. Для объяснения его слабой консолидации приходится привлекать неправдоподобную аналогию с одним из выводных ледников Западной Антарктиды, под которым существует плёнка высоконапорной талой воды, нейтрализующая гравитационное давление ледника (см. раздел 2.3.4). Из-за методических недостатков опробования скважин коммерческого бурения (см. подраздел 4.1.4) авторы обсуждаемой публикации [Sættem et al., 1992a] не могли проанализировать непрерывную последовательность кернов, начиная с поверхности дна. Если бы они имели такую возможность, они бы увидели, что гранулометрический состав и текстура осадков сверху вниз по разрезу практически не меняются, изменяется только их физическое состояние (значения W, n, ρ, I_L и S_u). Поскольку это изменение происходит постепенно, не сопровождаясь какими-либо границами раздела (фиг. 4.14), им пришлось бы, приняв за тилл образцы, отобранные с глубин от 5–7 до 14 м, посчитать тиллом и залегающий с поверхности полужидкий ил. Или, наоборот, признав этот ил современным ледово-морским осадком, «наступить на горло собственной песне» и принять ледово-морское происхождение всей толщи осадков с однородным акустически прозрачным сейсмоизображением.

Группа английских, шведских и норвежских специалистов [Hogan et al., 2010] посчитала диамиктоном диамиктоновые илы, вскрытые грунтовыми трубками в жёлобе Квитойя (северо-восточный фланг Шпицбергенской банки). Они представлены гомогенными алеврито-глинистыми и песчано-алеврито-глинистыми осадками с содержанием песчаной фракции от 7 до 28% и существенной примесью грубообломочного материала. По уже упоминавшейся аналогии с выводными ледниками Западной Антарктиды этот «диамиктон», несмотря на его чрезвычайно низкую консолидацию (сопротивление сдвигу изменяется от значения близкого к нулю до 1,5 кПа), был проинтерпретирован как мягкий тилл, создающий в жёлобе «обтекаемые» (streamlined) формы донного рельефа. Однако в отличие от Дж. Сэттема с соавторами [Sættem et al., 1992a] эта группа исследователей главной причиной слабой консолидации «диамиктона» считает его дилатационное разупрочнение в процессе подледниковой деформации. Предполагается, что эта «мягкая морена» подстилается твёрдой, отложенной под ледником (lodgement till). Вместе с тем, твёрдый диамиктон ни одной из гравитационных трубок вскрыт не был. Более того, по данным высокочастотного сейсмопрофилирования расстояние между забоем одной из трёх гравитационных трубок, вскрыв-

ших «мягкий тилл», и поверхностью докембрийских кристаллических пород формации Гекла Хук равно разрешающей способности сейсмозаписи (несколько дециметров).

В Канинском жёлобе Ю.А. Павлидис с соавторами [Павлидис и др., 1992] сопоставили глинистые и алеврито-глинистые илы, пройденные скважиной № 26 (см. фиг. 4.1) в интервале 7,5–26,2 м, с нижним–средним плейстоценом (26,2–17 м) и полным разрезом верхнего плейстоцена (17–7,5 м). Основанием для этого послужила интерпретация палеоклиматических условий по палеонтологическим данным (палинология, фораминиферы, диатомеи). Осадки обладают текучей и текуче-пластичной консистенцией, акустически прозрачным фоном сейсмоизображения и, в соответствии с выполненными позже радиоуглеродными датировками, начали формироваться ~10,4 тыс. лет назад (см. подраздел 5.2.2).

Полемизируя со мной [Крапивнер, 2009а,б], О.Г. Эпштейн считает, что различия в характере сейсмоизображения обусловлены «особенностями сложения осадочной толщи», а не тем, что осадки находятся на разных стадиях гравитационной консолидации. По его мнению, поскольку «плейстоценовые диамиктоны региона имеют неоднородную в целом массивную текстуру, а перекрывающие их отложения – слоистое строение… на Баренцевоморском шельфе диамиктоны имеют хаотический тип сейсмозаписи, а вышележащие бассейновые позднеледниково-голоценовые отложения повсеместно акустически слоисты» [Эпштейн и др., 2011а, с. 238]. Последнее неверно и противоречит другому утверждению этого автора, в соответствии с которым комплекс гомогенных голоценовых илов приновоземельского шельфа (диамиктоновые илы, на фиг. 4.7) акустически прозрачен (так О.Г. Эпштейн называет сейсмозапись с однородным светлым фоном без внутренних отражений) или имеет нечёткую горизонтальную слоистость [Эпштейн, Гатауллин, 1993]. Вместе с тем, акустической слоистостью (и прозрачностью) обладают гомогенные глинистые илы с высоким содержанием пелитовой фракции (см. подраздел 4.2.4). Подводные возвышенности Баренцева моря покрыты диамиктоновым илом, матрица которого отличается от матрицы диамиктона лишь физическим состоянием (значениями W, I_L, ρ и S_u). Он имеет такие же, как и диамиктон, гранулометрический состав (см. подраздел 4.2.2) и «неоднородную в целом массивную текстуру», но в отличие от него отображается не хаотической, а акустически прозрачной однородной сейсмозаписью. В соответствии с наблюдениями в редких разрезах, в которых происходит постепенный переход диамиктонового ила в диамиктон (см. фиг. 4.14), это различие объясняется тем, что диамиктоновый ил и диамиктон находятся на разных стадиях гравитационной консолидации (подраздел 4.2.6). Таким образом, «особенности сложения осадочной толщи» зависят не только от условий накопления осадков, но и от степени их консолидации. Хаотическое сейсмоизображение без внутренних отражающих границ характерно для гомогенных глинистых отложений, находящихся на второй стадии гравитационной консолидации, с недостаточным для формирования ламинарных микроструктур содержанием частиц мельче 0,001 мм (см. раздел 4.2.4). В этой связи оно не может служить отличительным признаком диамиктона или гляциотектонитов, как это иногда считается [Vorren et al., 1989; Sættem et al., 1992a; Solheim et al., 1990]. Выделение диамиктона по данным НСП, обычно базируется на двух критериях: характере сейсмоизображения и залегании стратиграфически выше границы верхнего регионального несогласия (URU). В тех случаях, когда эта граница не имеет отчётливого выражения, возможны ошибки: хаотическим сейсмоизображением обладают, например, массивные аргиллитоподобные альб-сеноманские глины, залегающие в субстрате новейших отложений на Штокмановской площади, а также многолетнемёрзлые глинистые отложения (см. раздел 4.2.7). Необходимо также учитывать, что характер сейсмоизображения зависит не только от свойств геологической среды, но и от параметров сейсмического сигнала, прежде всего от частоты упругих колебаний (ν), определяющей длину их волны (λ). С ростом λ (то есть с уменьшением ν) способность к рассеянию отражённых сейсмических волн снижается, поскольку многие мелкие вертикальные и латеральные неоднородности геологической среды такие волны «не замечают». По этой причине при относительно низкочастотном сейсмопрофилировании диамиктон обладает более светлым фоном сейсмоизображения, чем при более высокочастотном. Иногда он даже характеризуется как «полупрозрачный». Кроме того, на изменения характера сейсмоизображения могут влиять действия оператора.

Глава 5

ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ СЛАБОКОНСОЛИДИРОВАННЫХ ОСАДКОВ

Эта глава посвящена тем аспектам фациального анализа слабоконсолидированных осадков, которые, обычно, связываются с последним оледенением и(или) дегляциацией шельфа.

5.1. Морфологические признаки речной эрозии, предшествовавшей накоплению слабоконсолидированных осадков

По мнению многих исследователей вся площадь Баренцева моря в недавнем геологическом прошлом находилась в субаэральном положении и испытывала интенсивное эрозионное расчленение, главным агентом которого являлась деятельность рек [Нансен, 1938; Клёнова, 1960; Матишов, 1984; Eldholm, Ewing, 1971; Ronnevik, 1981; Talwani, Eldholm, 1972; Vorren et al., 1986, 1991]. Основанием для такого предположения послужил характер современного донного рельефа Баренцевского шельфа (см. подраздел 4.1.1). Поскольку господствовала точка зрения о неоднократных оледенениях его площади в плейстоцене, считалось, что реки на шельфе функционировали в доледниковое или межледниковое время, а выработанный ими эрозионный рельеф впоследствии был моделирован ледниковыми покровами.

На орографических схемах Баренцево-Карского шельфа (см. фиг. 4.1, 4.2) в пределах его площади (за исключением прибрежных мелководий) вырисовываются почти непрерывные цепочки линейных понижений дна, наиболее отчётливо выраженными фрагментами которых являются внутришельфовые краевые и поперечные желоба. Упомянутые линейные понижения дна объединяются в разветвлённые системы, похожие на речные сети. При такой интерпретации вутришельфовые желоба следует считать антецедентными фрагментами речных долин, которые из-за своей структурной позиции (см. подраздел 4.1.1) должны были отличаться наибóльшей глубинной эрозией. Однозначного ответа на детали планового рисунка ископаемых гидрографических сетей дать нельзя, но их генеральные черты достаточно очевидны (см. фиг. 4.1, 4.2). Они аппроксимируются схемой, состоящей из двух водосборных бассейнов. Конечным водоёмом стока одного из них служило Норвежско-Гренландское море, другого – западная часть Арктического океана (Евразийская котловина). В областях повышенной

мощности новейших отложений (преимущественно на мелководьях) морфологическое выражение ископаемых речных долин теряется, хотя именно на мелководьях обнаружены геологически документированные аллювиальные отложения, погребённые под слабоконсолидированными морскими осадками (см. подраздел 3.1.5).

Речная палео-система, принадлежавшая бассейну Норвежско-Гренландского моря, охватывает основную часть затопленной водосборной площади нынешнего Баренцевского шельфа, распространяющуюся до архипелага Новая Земля. Её крупнейшей транзитной рекой, впадавшей непосредственно в Атлантический океан, по-видимому. являлась Палео-Печора с основными притоками Палео-Мезенью, Палео-Пёшей, Палео-Чёрной, Палео-Морею и Палео-Коротаихой (см. фиг. 4.1). Восточно-Новоземельский жёлоб на широте ~75° начинает отклоняться к востоку, удаляясь от Новой Земли, одновременно его ширина и глубина быстро уменьшаются и на широте ~76° у южного края Северо-Сибирского порога [Верниковский и др., 1998] он вырождается. Какая-либо связь этого жёлоба с подводным продолжением Палео-Оби отсутствует [Stein et al., 2002]. На орографической схеме (см. фиг. 4.1) отображено предположение о том, что поздненеоплейстоценовая палео-долина, затопленная в днище Восточно-Новоземельского жёлоба, выработана палео-рекой, начинавшейся на склоне Северо-Сибирского порога и впадавшей в Палео-Печору.

Имеющиеся данные не позволяют определить положение низовья Палео-Печоры. На фиг. 4.2 к западу от 25° в.д. оно показано условно в субширотной линейной зоне повышенных мощностей (более 100 м) четвертичных отложений [Western…, 1982], но вне пределов Медвежинского жёлоба. Последний, по-видимому, являлся основной площадью ныне затопленного (за исключением острова Медвежий) водосборного бассейна реки Палео-Медвежья. Предполагаемые устья рр. Палео-Печоры и Палео-Медвежей располагаются в тыловой части наиболее крупного на Атлантическом континентальном склоне Баренцева моря конуса выноса (см. фиг. 4.2).

Вторая эрозионная палеосистема, в пределах Баренцевского шельфа полностью затопленная морем, занимает площадь севернее ~77° северной широты. Водораздел между обеими палеосистемами по мере приближения к Шпицбергену постепенно сдвигается в северном направлении от ~77-й до ~79-й параллели (см. фиг. 4.2). Крупнейшими реками этой системы, по-видимому, были поздненеоплейстоценовые Палео-Обь и Палео-Енисей. В соответствии с данными Р. Штейна [см. подраздел 3.1.5] они продолжались далеко за пределы Обской и Гыданской губ, «упираясь» в постулируемую границу так называемого последнего ледникового максимума на Баренцево-Карском шельфе (критику гипотезы Баренцево-Карского ледникового щита см. в подразделе 2.5). Судя по направлению течения упомянутых палео-рек они достигали бровки шельфа внутри субмеридиональных грабен-желобов Святой Анны и(или) Воронина.

В соответствии с ледниковой теорией в период последнего оледенения (~24–12 тыс. радиоуглеродных лет назад) глубина Мирового океана и его морей уменьшилась на ~120 м, вследствие чего на Баренцево-Карском шельфе днища речных долин в это время могли продолжаться не далее, чем до гипсометрического уровня минус 120 м. По этой причине намечающиеся по морфометрическим признаком палео-речные системы не могут быть связаны с так называемым последним ледниковым максимумом, поскольку их водосборными бассейнами служила вся площадь нынешнего шельфа с изобатами до 400–500 м (см. фиг. 4.1, 4.2). С другой стороны, долины Печоры и Оби на уровне I надпойменной террасы, русловой аллювий которой имеет радиоуглеродный возраст несколько более древний, чем 12,3–12,7 тыс. радиоуглеродных лет, в погребённом состоянии продолжаются на шельфе, где они вскрыты бурением в его мелководной части. В пределах последней он перекрыт лиманными илами, накопление которых началось ~12,8 тыс. лет назад (см. подраздел 3.1.5).

Возникает вопрос: как далеко на север продолжаются эти погребённые долины и не они ли выражены в современном донном рельефе в виде упомянутых выше цепочек понижений донного рельефа, плановый рисунок которых напоминает эрозионную сеть? Ответ на него дают условия залегания слабоконсолидированных осадков, их фациальный анализ, а также радиоуглеродное датирование колонок слабоконсолидированных осадков, вскрывших их границу с диамиктоном или другими консолидированными отложениями.

5.2. Взаимоотношения между слабоконсолидированными осадками и диамиктоном

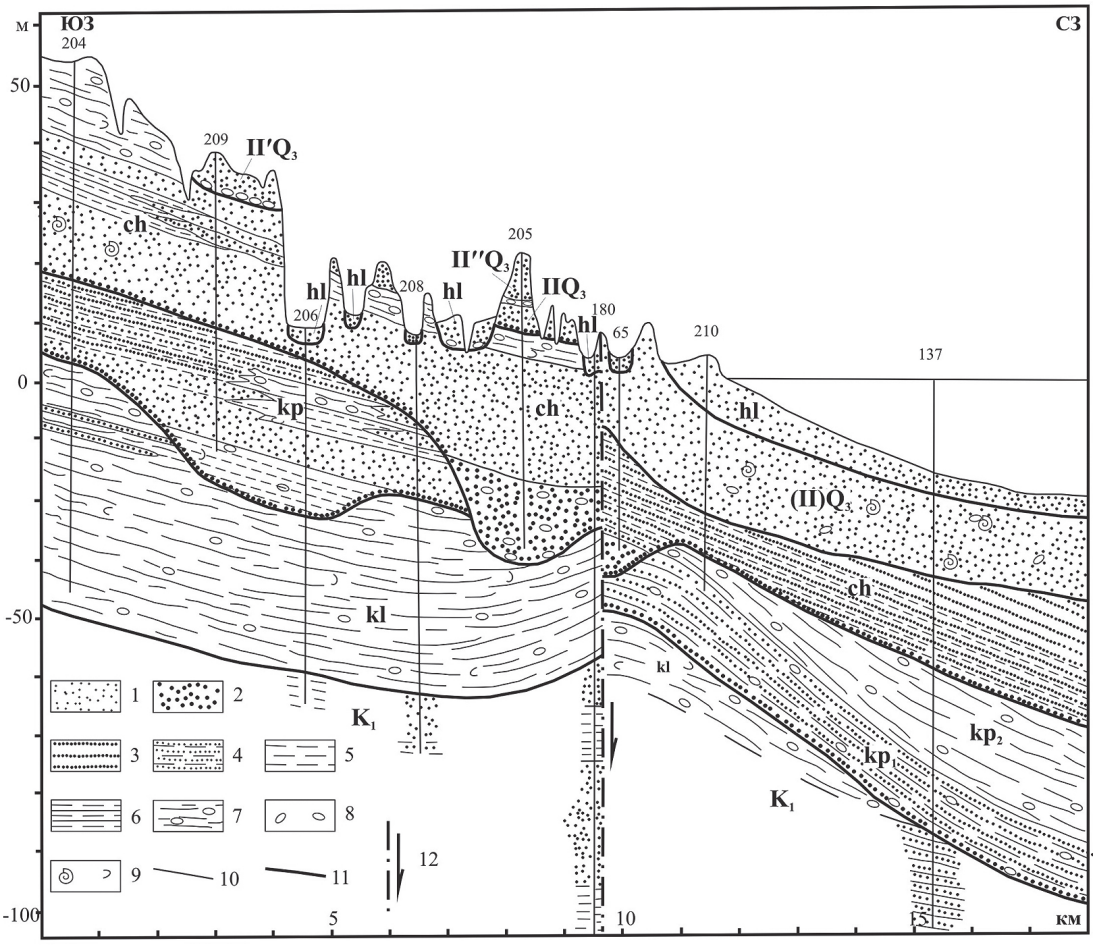
5.2.1. Условия залегания слабоконсолидированных осадков

Поскольку шельф является областью современного осадконакопления, при анализе условий залегания слабоконсолидированных осадков автор исходил из того очевидного предположения, что современное дно моря представляет собой синхронную в геологическом масштабе времени поверхность некоего единого накапливающегося непрерывно седиментационного комплекса (см. подраздел 4.2.2). Независимо от взглядов того или иного исследователя на генезис слагающих этот комплекс осадков, его подошвой должна служить первая сверху граница регионального стратиграфического и локального эрозионного (а возможно и углового) несогласия, которая может быть и диахронной. Исключением являются ограниченные по площади участки размыва или отсутствия современных осадков. В таком понимании упомянутое ритмостратиграфическое подразделение является синонимом верхнего сейсмостратиграфического комплекса (ССК I), что позволяет привлекать для изучения его внутренней структуры и условий залегания результаты НСП. Этому благоприятствует весьма отчётливое отображение слабоконсолидированных глинистых осадков на сейсмозаписях и возможность заверять интерпретацию материалов НСП визуальным и аналитическим изучением керна буровых скважин и грунтовых трубок.

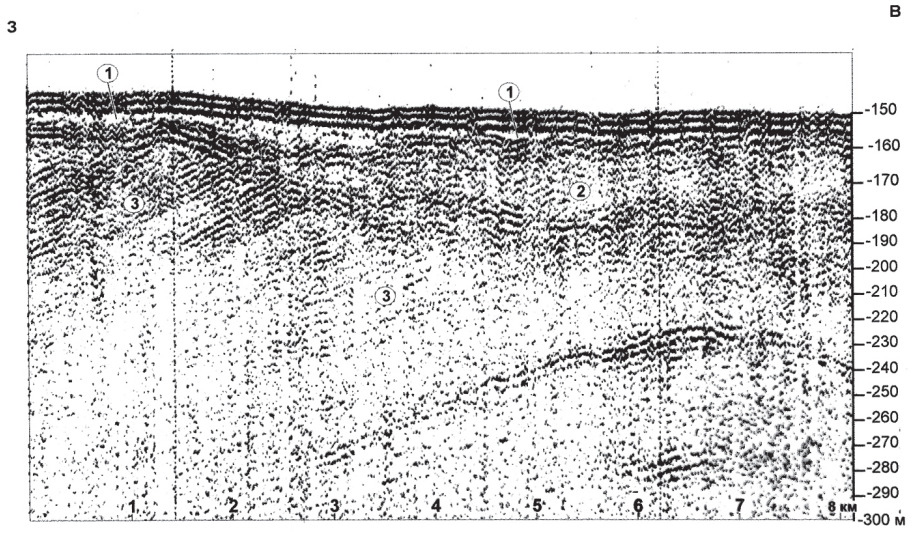
Диамиктоновые, глинистые и переходные по гранулометрическому составу (гемидиамиктоновые) илы (см. подраздел 4.2.2) чаще всего залегают на диамиктоне, вследствие чего обычно включаются вместе с ним в единый седиментационный цикл [Лаврушин, 1989; Эпштейн и др., 2011а; Elverhøi et al., 1989; Polyak et al., 1995]. Граница между слабоконсолидированными осадками и диамиктоном, как правило, фиксируется отчётливым отражающим горизонтом, ниже которого акустически прозрачное сейсмоизображение (однородное или слоистое) сменяется хаотическим, что сопровождается резким скачком (см. фиг. 4.12, 4.13) значений показателя консистенции (I_L), плотности (ρ) и прочности (S_u) [Эпштейн, Гатауллин, 1993; Крапивнер, 2006, 2009б; Elverhøi, Solheim, 1983; Polyak, Solheim, 1994; Murdmaa et al., 2006] (см. фиг. 4.10, 4.11). Иногда это градиентное изменение физического состояния отложений сопровождается скоплением в слабоконсолидированных осадках на контакте с диамиктоном остаточных продуктов его частичного размыва – зёрен грубого песка, щебня и гальки, а также мелких диамиктоновых окатышей. Их спорадичность объясняется низким (2–3%, изредка до 6–10%) содержанием грубообломочного материала в диамиктоне [Эпштейн и др., 2011б] и малым диаметром керна (75–89 мм).

Условия залегания слабоконсолидированных осадков указывают на то, что скачкообразное изменение параметров физического состояния отложений на контакте слабоконсолидированных осадков с подстилающим диамиктоном, зачастую при их неизменном гранулометрическом составе (в тех случаях когда диамиктон перекрывается диамиктоновым илом), обусловлено продолжительным хиатусом. Последнее подтверждается и тем, что в область шельфа протягивается один из нижних диамиктоновых горизонтов материковой или островной суши (фиг. 5.1), то есть заведомо более древний, чем верхневалдайский.

По формальным признакам стратиграфическое и эрозионное несогласие между слабоконсолидированными осадками и диамиктоном нередко фиксируется на записях НСП. Оно выражается непрерывно прослеживаемой сейсмической границей, по которой осадки с акустически прозрачной (слоистой или однородной) сейсмозаписью налегают как на диамиктон с хаотической сейсмозаписью, так и на подстилающие его мезозойские или домезозойские породы (часто с угловым несогласием). Подобная граница отображает либо седиментационный перерыв, либо трансгрессивное осадконакопление, то есть последовательное нарастание его площади. В соответствии с правилом Головкинского-Вальтера это возможно только для седиментационных обстановок, соседствовавших друг с другом по латерали, например, река – лиман или эстуарий – открытое море. В рамках ледниковой теории залегание слабоконсолидированных осадков как на диамиктоне, так и на породах его субстрата, возможно только в окрестностях границы последнего ледникового максимума,

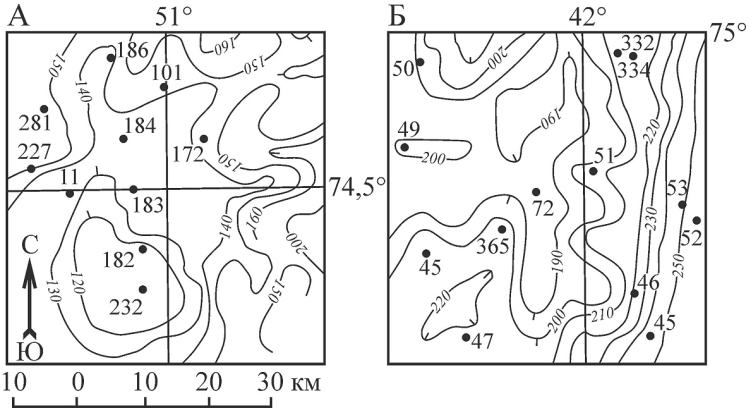


▲ **Фиг. 5.1.** Геологический разрез «остров Колгуев – Баренцевский шельф». *1* – песок; *2* – гравийный галечник; *3* – тонкослоистый песок; *4* – тонкое переслаивание песка и алеврита; *5* – алеврит; *6* – переслаивание алеврита и глины; *7* – диамиктон; *8* – галька; *9* – раковины морских моллюсков и их обломки; *10* – литологическая граница; *11* – стратиграфическая граница; *12* – разрывное нарушение. kl – колвинская, kp – кипиевская, ch – чулейская свиты; $(II)Q_3$ – отложения II надпойменной морской террасы (II' и II'' – её верхний и нижний подуровни) и их продолжение на шельфе; hl – голоценовые отложения

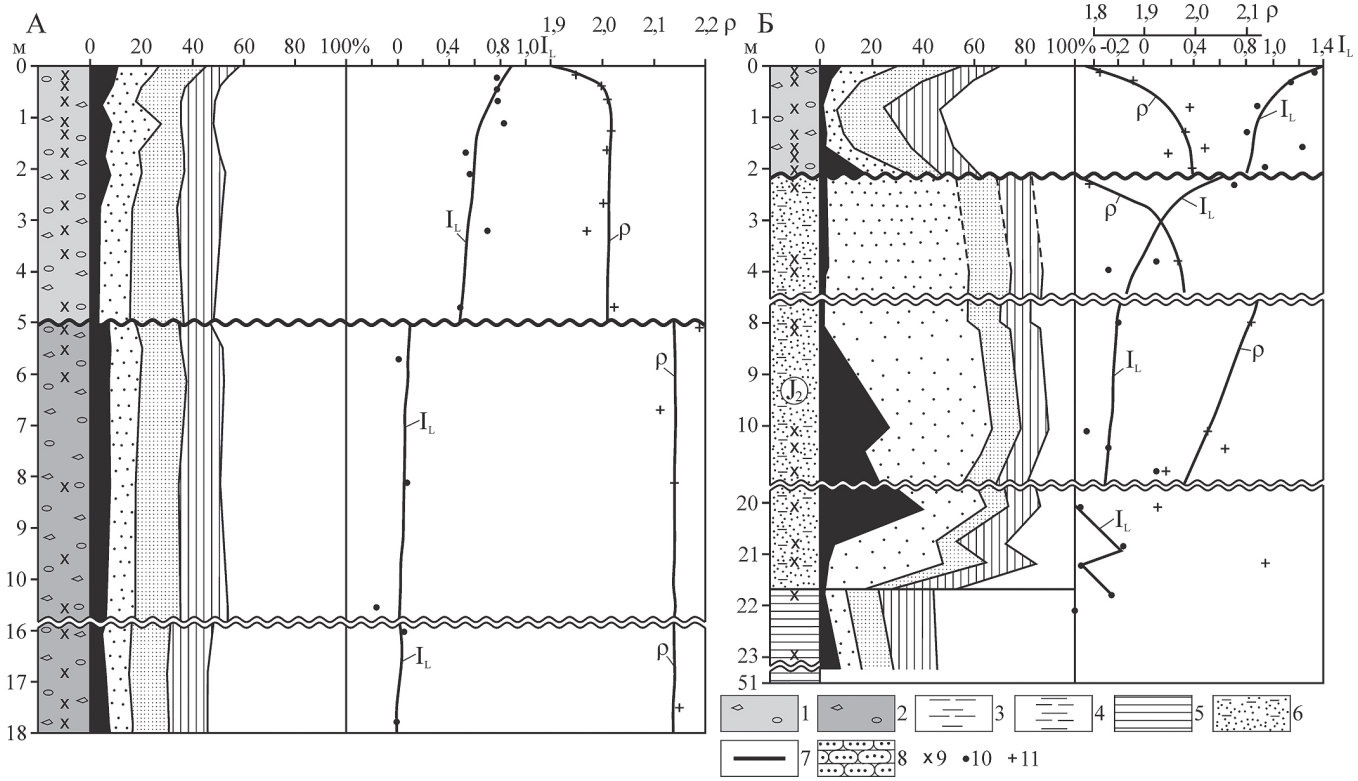


◀ **Фиг. 5.2.** Налегание слабоконсолидированных осадков с однородной акустически прозрачной сейсмозаписью (1) по границе эрозионного и рассеянного углового несогласия на диамиктон с хаотическим сейсмоизображением (2) и слабо дислоцированные мезозойские отложения (3). Приновоземельский шельф, местоположение см. на фиг. 5.11

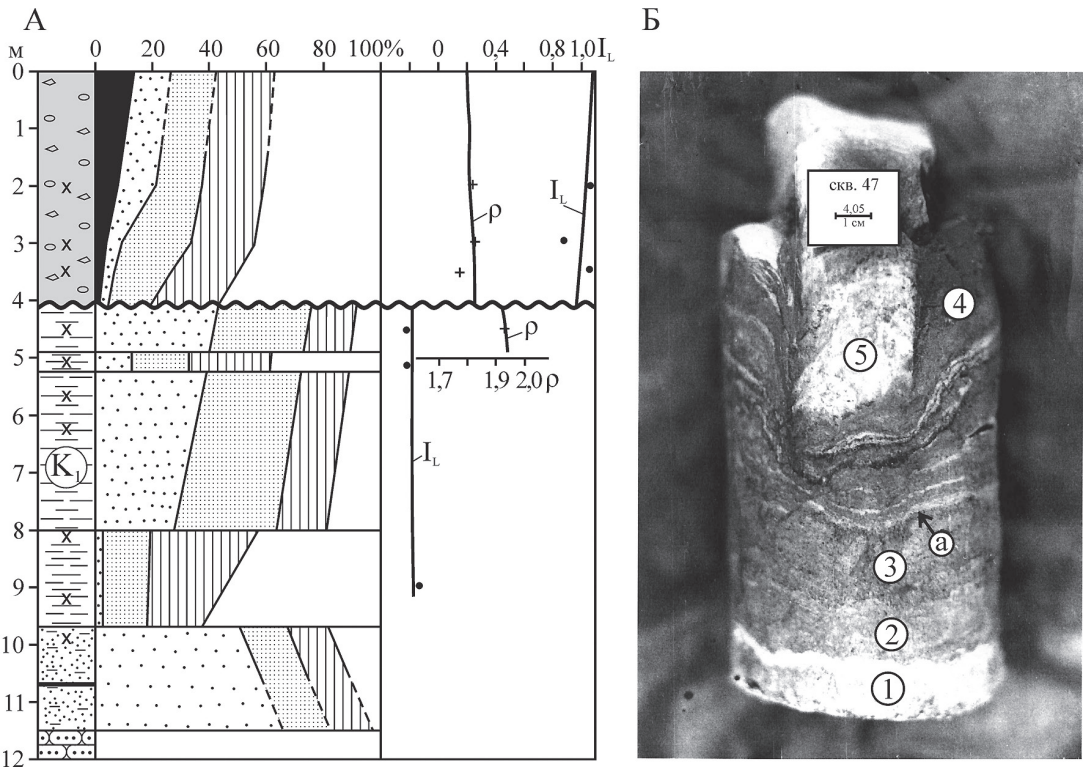
чему на Баренцевском шельфе противоречит закономерное пространственное распространение упомянутого феномена. Так, подобные условия залегания слабоконсолидированных осадков характерны для фиордов Шпицбергена (см. фиг. 2.25, 2.26) и встречается на Приновоземельском шельфе (фиг. 5.2). Залегание диамиктоновых илов мощностью от 2 до 5 м как на диамиктоне, так и непосредственно на мезозойских породах подтверждено бурением на Адмиралтейской и Центрально-Баренцевской возвышенностях (фиг. 5.3, 5.4, 5.5). При этом на затопленных водораздельных плато диамиктоновые илы иногда налегают на мезозойские отложения по чёткой ровной гра-



▶ **Фиг. 5.3.** Расположение скважин инженерно-геологического бурения на отдельных участках Адмиралтейской (А) и Центрально-Баренцевской (Б) возвышенностей. Местоположение участков см. на фиг. 5.11. А – район скважины 183, Б – район скважины 72. Сплошные линии – изобаты морского дна



▲ **Фиг. 5.4.** Адмиралтейская возвышенность, залегание диамиктонового ила: А – на диамиктоне (скважина 182, глубина моря 120 м), Б – на среднеюрских отложениях (скважина 172, глубина моря 144 м). Местоположение см. на фиг. 5.3А. *1* – диамиктоновый ил; *2* – диамиктон; *3* – песчано-глинистый алеврит; *4* – песчано-алевритистая глина; *5* – глина; *6* – алевритистый песок; *7* – прослой угля; *8* – песчаник; *9* – место отбора образцов на лабораторные анализы; *10* – значение показателя консистенции (I_L); *11* – значение плотности (ρ). Остальные обозначения см. на фиг. 4.12



▲ **Фиг. 5.5.** Центрально-Баренцевская возвышенность. А. Залегание диамиктонового ила на нижне-меловых отложениях (скважина 47, глубина моря 195 м, местоположение см. на фиг. 5.3Б). Б. Зона контакта между диамиктоновым илом и нижнемеловыми отложениями. Отчётливо видно проседание тонких прослоев песка в диамиктоновом иле под тяжестью известнякового валуна (дропстоун). Цифры в кружках – меловые отложения: 1 – мелкозернистый песок, 2 – песчанистый алеврит, 3 – песчано-глинистый алеврит; голоценовые осадки: 4 – диамиктоновый ил. 5 – валун известняка; а – граница между отложениями нижнего мела и голоцена. Остальные обозначения см. на фиг. 4.12, 5.4

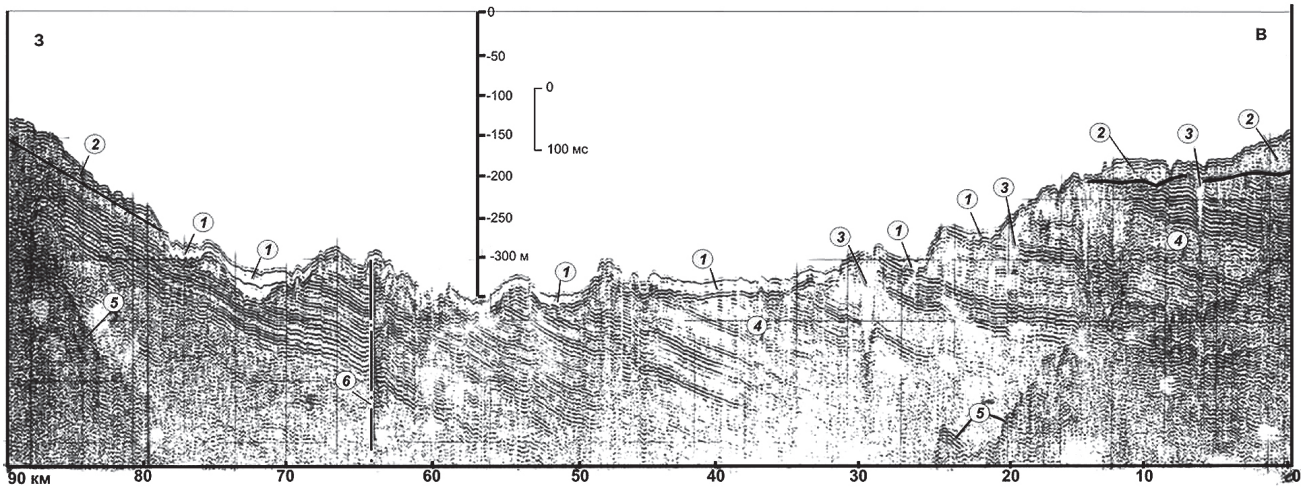
нице, но без признаков былого присутствия между ними диамиктона, размыв которого должен был бы оставить в разрезе следы в виде так называемого перлювия (см. фиг. 5.5Б). В рамках маринистической парадигмы это может означать, что диамиктон на таких локальных участках вообще не отлагался, так как в период его накопления они располагались выше уровня моря. В других случаях признаки размыва диамиктона отражены в гранулометрическом составе базального горизонта диамиктоновых или глинистых илов повышенным содержанием грубообломочного материала и заметным увеличением количества зёрен песка более крупных, чем 0,25 мм, за счёт снижения роли пелитовых фракций (см. фиг. 5.4А).

Стратиграфическое и седиментационное несогласие (правда, непродолжительное) на границе ил/диамиктон на основе анализа материалов НСП признается и рядом исследователей, считающих диамиктон тиллом, а перекрывающие илы ледниково-морскими осадками [Эпштейн, Гатауллин, 1993; Эпштейн и др., 2011а]. Утверждение о том, что эти илы облекают расчленённую поверхность субстрата без размыва противоречит некоторым наблюдением его авторов, отметивших присутствие в «позднеледниковых» осадках Центральной впадины следов размыва диамиктона: хаотически рассеянных мелких (изредка до 1 см) мягких изометричных или эллипсоидальных комочков («тилловых пеллет»), по гранулометрическому составу сходных с матриксом диамиктонов, которые иногда концентрируются у подошвы илов [Эпштейн и др., 2011б].

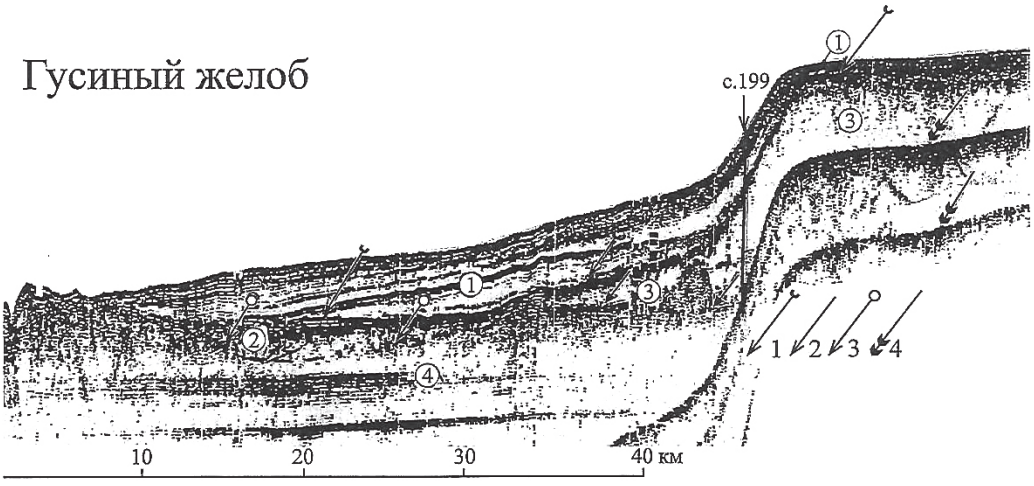
Наконец, о глубоком эрозионном размыве диамиктона и подстилающих его пород свидетельствует строение внутришельфовых желобов, особенно Восточно-Новоземельского и пересекающих пояс мелководных банок между Новой Землёй и Кольским полуостровом. Оказалось, что эрозионный рельеф их склонов и тальвегов в большей

или меньшей степени выработан в диамиктоне и подстилающих его мезозойских слоях, облекаясь лишь покровом акустически прозрачных слабоконсолидированных осадков, подошва которых в ряде случаев прорезает диамиктон, врезаясь в его мезозойский или домезозойский субстрат на глубину до 200 м. Мощность этих осадков, обычно, не превышает 5–6 м, а в днищах желобов может достигать 10–20 м и более (фиг. 5.6, 5.7).

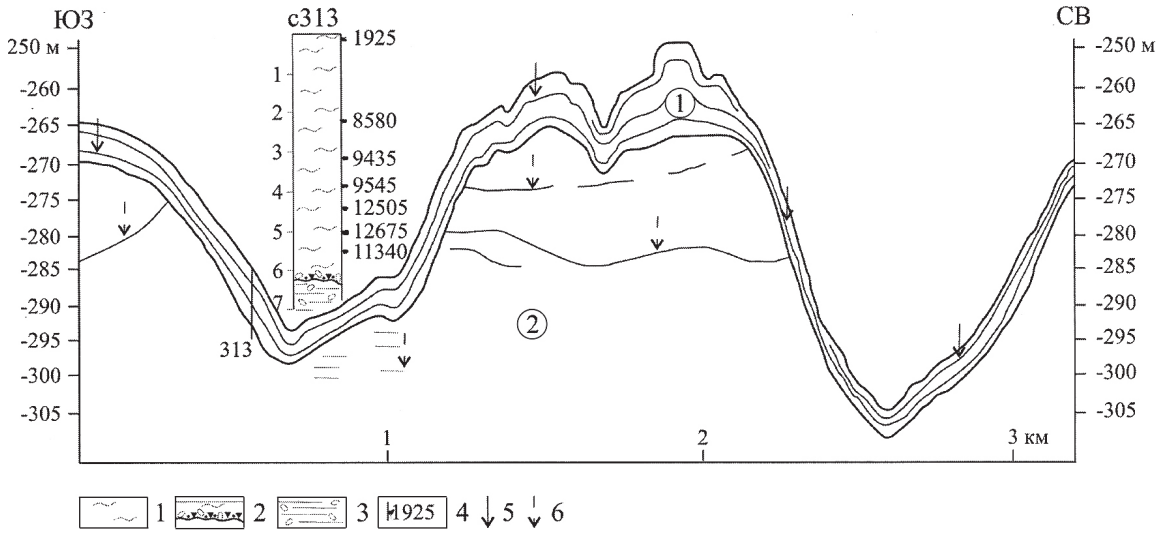
Приведенные факты указывают на то, что цепочки линейных понижений дна, напоминающие эрозионные системы, могут действительно отображать в современном рельефе погребённые речные долины в бóльшей или (во внутришельфовых желобах) мéньшей степени замаскированные слабоконсолидированными осадками. Их эрозионная природа выражена наиболее отчётливо в глубоко врезанных краевых и поперечных желобах, которые являлись антецедентными фрагментами этих долин (см. предыдущий подраздел). Ветвящиеся или параллельные друг другу мелкие притоки ископаемых долин, не прорезавшие диамиктон на полную мощность, сформировали холмисто- или грядово-западинный рельеф его кровли, резко дис-



▲ **Фиг. 5.6.** Поперечный сейсмоакустический разрез Восточно-Новоземельского жёлоба. 1 – слабоконсолидированные осадки; 2 – консолидированные новейшие отложения (диамиктон?); 3 – эрозионный врез в основании консолидированных новейших отложений; 4 – мезозойские и палеогеновые отложения; 5 – кратные отражения; 6 – разрывное нарушение. Местоположение см. на фиг. 4.1



▲ **Фиг. 5.7.** Фрагмент линии сейсмоакустического разреза, пересекающей Гусиный жёлоб. Цифры в кружках: 1 – слабоконсолидированные отложения, 2 – отложения предполагаемой погребённой речной долины, 3 – диамиктон, 4 – меловые отложения. Сейсмические границы: *1* – подошва слабоконсолидированных отложений, *2* – подошва предполагаемого аллювия погребённой долины, *3* – подошва диамиктона, *4* – кратные отражения



▲ **Фиг. 5.8.** Эрозионный рельеф, выработанный в диамиктоне левыми притоками предголоценовой палео-реки, погребённая долина которой приурочена к Центральному жёлобу (рисунок по сейсморазрезу, местоположение см. фиг. 4.1, 5.11). Цифры в кружках: 1 – слоистое акустически прозрачное сейсмоизображение, 2 – хаотическое сейсмоизображение. Литологические обозначения: *1* – глинистый ил; *2* – горизонт размыва (ил с примесью среднего и крупного песка, мелкого щебня скальных пород и окатышей диамиктона); *3* – диамиктон. Прочие обозначения: *4* – радиоуглеродные датировки раковин фораминифер [Polyak, Mikhailov, 1996]; *5* – отражающие границы внутри глинистых илов; *6* – отражающие границы внутри диамиктона

гармоничный по отношению к плоской субгоризонтальной подошве. Этот рельеф облекается или полностью маскируется покровом слабоконсолидированных осадков. Бесструктурность характерной для диамиктона хаотической сейсмозаписи не позволяет решить, является ли погребённый волнистый рельеф кровли диамиктона скульптурным или аккумулятивным. Обычно, он априори объясняется неравномерным накоплением ледниковых отложений и считается важным признаком ледникового происхождения диамиктона. Эрозионная природа рассматриваемого рельефа проявляется на сейсмозаписях в тех редких случаях, когда диамиктон содержит слабые внутренние отражения (фиг. 5.8).

Таким образом, взаимоотношения слабоконсолидированных осадков и диамиктона свидетельствуют о том, что ископаемый эрозионный рельеф, признаки которого отмечались неоднократно (см. предыдущий подраздел), имеет «последиамиктоновый», то есть, послеледниковый (если признавать диамиктон тиллом последнего оледенения) возраст. Предположение о том, что этот рельеф, обязанный своим происхождением речной эрозии, был впоследствии преобразован деятельностью ледников [Матишов, 1984; Vorren et al., 1986, 1991] не подтвердилось. Скорее уж можно было бы говорить о том, что желоба были вырезаны ледником, а затем их склоны облекались поздне-послеледниковыми осадками, которые в днищах перекрывали основную морену (диамиктон). Однако склоны некоторых наиболее глубоких желобов прорезают и диамиктон, а в их днищах перекрывающие эти склоны акустически прозрачные слабоконсолидированные осадки залегают непосредственно на мезозойских породах (см. фиг. 5.6, 5.7). К тому же такое объяснение противоречит древовидному плановому рисунку погребённых эрозионных систем, характерному для речных сетей. Наконец, способность ледниковых щитов к существенной глубинной эрозии является гипотезой, теоретические основы которой, как минимум, весьма сомнительны (см. подразделы 2.2, 2.3.2, 2.3.3).

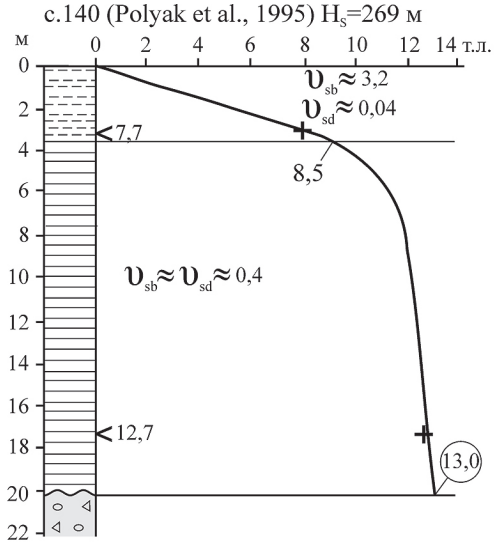
5.2.2. Возраст слабоконсолидированных осадков и подстилающего диамиктона по данным абсолютной и палеомагнитной геохронологии

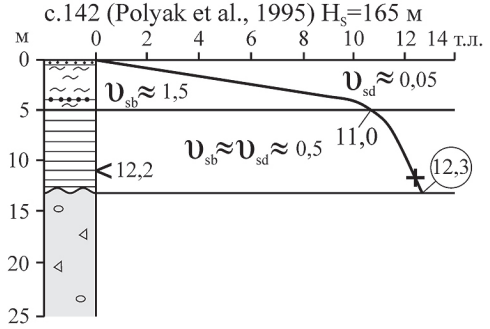
Геохронология слабоконсолидированных осадков изучалась на разных площадях Баренцева

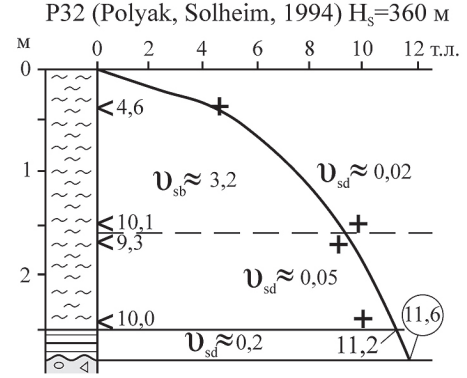
моря от шельфа Шпицбергена, желобов Франц-Виктория и Св. Анны до Печороморского мелководья и зафиксирована молодыми (менее 15 тыс. лет) радиоуглеродными датировками, что позволяет признать их в целом достоверными. Чаще всего исходным материалом для аксельраторного масс-спектометрического определения радиоуглеродного возраста осадков служили содержащиеся в них фораминиферы, реже – раковины морских моллюсков или тонкодисперсный органический материал.

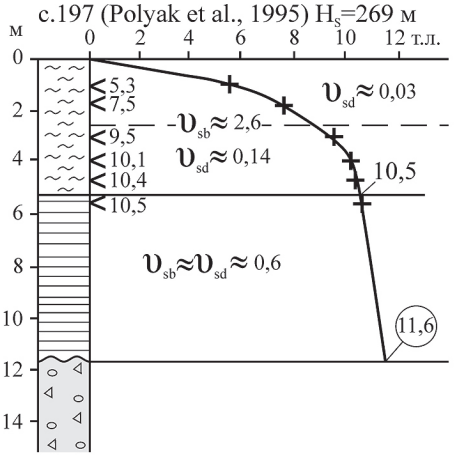
На фиг. 5.9 представлены полные разрезы слабоконсолидированных осадков Баренцевского шельфа, охарактеризованные радиоуглеродными датировками. Они получены с помощью бурения и грунтовых трубок, причём из последних выбраны только те, которые вскрыли подошву илов и подстилающий их диамиктон. Последний в единичных случаях является сейсмогенным гравититом, подстилающимся нормальноосадочным диамиктоном, либо породами его субстрата (см. подраздел 5.5.2). Результаты исследований отображены на графиках зависимости радиоуглеродного возраста биоты от глубины залегания вмещающего её образца, методика построения и интерпретации которых приведена в подразделе 6.1.2. В детально охарактеризованных разрезах наблюдается некоторый разброс датировок, что можно объяснить переотложением остатков фауны, сдвигом изотопного равновесия из-за обмена углеродом между раковинами и карбонатом иловой воды, перемешиванием ила при биотурбации или (при оттаивании затопленной морем многолетней мерзлоты) криотурбации. Иногда по этим причинам фиксируются даже хроностратиграфические инверсии (скважины 210, 313, грунтовая колонка Р32). В скважине 104 измерялся радиоуглеродный возраст раковин моллюсков. По измерениям, выполненным в радиоуглеродной лаборатории ВНИИМоргео (г. Рига), возраст, полученный по внешнему слою раковины оказался омоложенным по сравнению с таковым по промежуточному слою на 17,4% из-за взаимодействия раковины с CO_2 иловой воды. В связи с этим, в результаты радиоуглеродного датирования по скважине 104, приведенные в работе [Polyak et al., 2000], внесен соответствующий поправочный коэффициент. Из-за технических осложнений при проходке скважины 197 произошло сдваивание слоя серых гомогенных илов, залегающих в интервале 3,0–6,0 м. По этой причине радиоуглеродные датировки фораминифер этого интервала были повторены серией датировок интервала 8,0–10,0 м [Polyak et al., 1995; Крапивнер, 2006]. В ранее опубликованных радиоуглеродных датировках слабоконсолидированных осадков по скважине 210 [Крапивнер, 2009а] не была внесена поправка на морской бассейновый эффект. На фиг. 5.9 эти ошибки устранены.

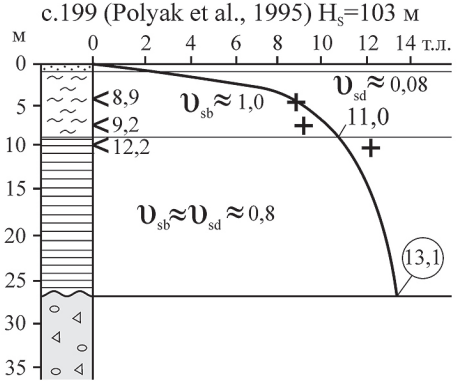
Особый интерес представляют результаты радиоуглеродного датирования колонки донных грунтов, JM10-10GC (глубина моря 123 м) в верховьях меридионального отрезка жёлоба Сторфиорда [Rasmussen, Thomsen, 2015]. В ней при вскрытой мощности слабоконсолидированных осадков 3,95 м их радиоуглеродный возраст был определён на восьми гипсометрических уровнях. Между датами 5665 и 9378 лет, разделёнными интервалом всего около 0,2 м, по формальным признакам выделяется хиатус продолжительностью ~3 тыс. лет (см. фиг. 5.9), что и было зафиксировано авторами. Несмотря на кажущуюся очевидность подобной интерпретации, она представляется крайне маловероятной из-за своей исключительности. На Баренцевском шельфе при глубинах моря более 50 м седиментационные перерывы внутри покрова слабоконсолидированных осадков до сих пор встречены не были, несмотря на большое количество датированных по радиоуглероду разрезов (на фиг. 5.9 представлена только часть из них). Вместе с тем, район отбора упомянутой колонки отличается высокой неотектонической активностью, наиболее отчётливо проявленной в структурах меридионального простирания [Хуторской и др., 2009; Леонов, Хуторской, 2010; Крапивнер, Абрамов, 2015] и обладает современной сейсмичностью (см. фиг. 2.27). Распространение сейсмических колебаний играет роль динамической нагрузки, под влиянием которой могут деформироваться даже многофазные среды, в том числе водонасыщенные слабоконсолидированные осадки. В этой связи, «хиатус» в колонке JM10-10GC вполне может быть мнимым, представляя собой на самом деле результат пересечения ею разрывного нарушения, представляющего собой, вероятно, вторичный разрыв области динамического влияния разлома фундамента [Шерман и др., 1983; Крапивнер, 1992а; Крапивнер, Скоробогатько, 2012], к которому приурочен восточный борт меридионального фрагмента жёлоба Сторфиорд. Вследствие того, что он обладал сбросовой ком-

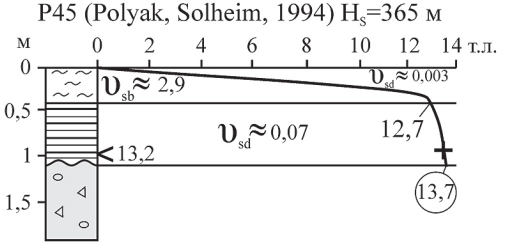

с.140 (Polyak et al., 1995) H_S=269 м
м
0 2 4 6 8 10 12 14 т.л.
$\upsilon_{sb}\approx$ 3,2
$\upsilon_{sd}\approx$ 0,04
7,7
8,5
$\upsilon_{sb}\approx\upsilon_{sd}\approx$ 0,4
12,7
13,0

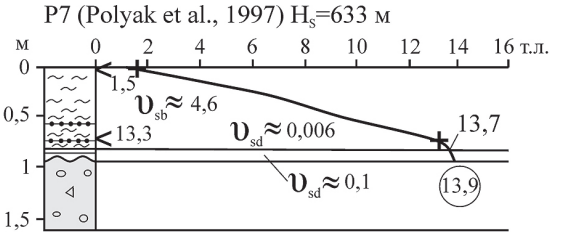

с.142 (Polyak et al., 1995) H_S=165 м
м
0 2 4 6 8 10 12 14 т.л.
$\upsilon_{sb}\approx$ 1,5
$\upsilon_{sd}\approx$ 0,05
11,0
$\upsilon_{sb}\approx\upsilon_{sd}\approx$ 0,5
12,2
12,3

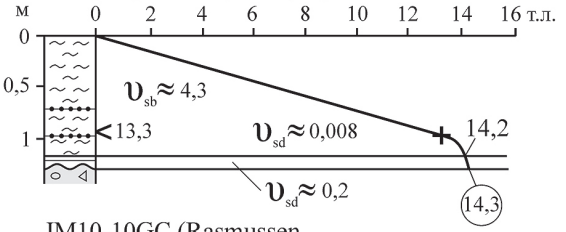

P32 (Polyak, Solheim, 1994) H_S=360 м
м
0 2 4 6 8 10 12 т.л.
4,6
$\upsilon_{sb}\approx$ 3,2
$\upsilon_{sd}\approx$ 0,02
10,1
9,3
$\upsilon_{sd}\approx$ 0,05
10,0
$\upsilon_{sd}\approx$0,2
11,2
11,6

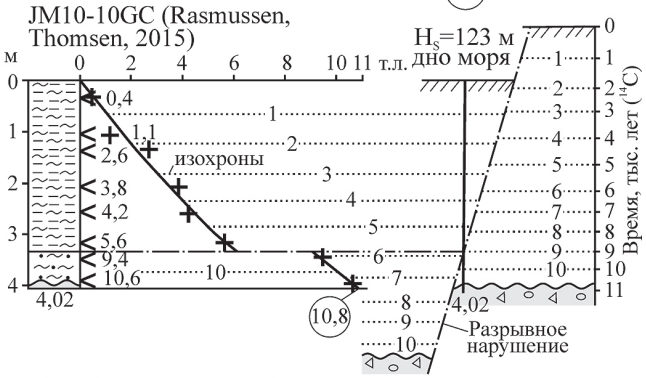

с.197 (Polyak et al., 1995) H_S=269 м
м
0 2 4 6 8 10 12 т.л.
5,3
7,5
9,5
10,1
10,4
10,5
$\upsilon_{sd}\approx$ 0,03
$\upsilon_{sb}\approx$ 2,6
$\upsilon_{sd}\approx$ 0,14
10,5
$\upsilon_{sb}\approx\upsilon_{sd}\approx$ 0,6
11,6

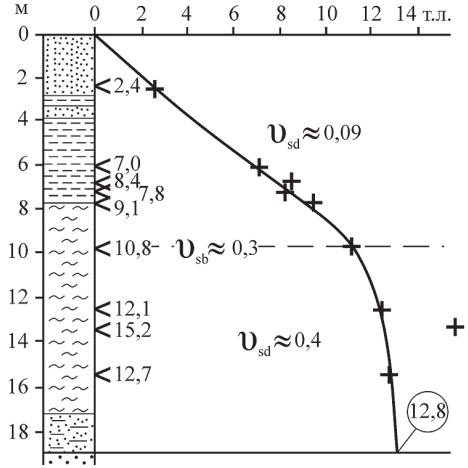

с.199 (Polyak et al., 1995) H_S=103 м
м
0 2 4 6 8 10 12 14 т.л.
8,9
9,2
12,2
$\upsilon_{sb}\approx$ 1,0
$\upsilon_{sd}\approx$ 0,08
11,0
$\upsilon_{sb}\approx\upsilon_{sd}\approx$ 0,8
13,1

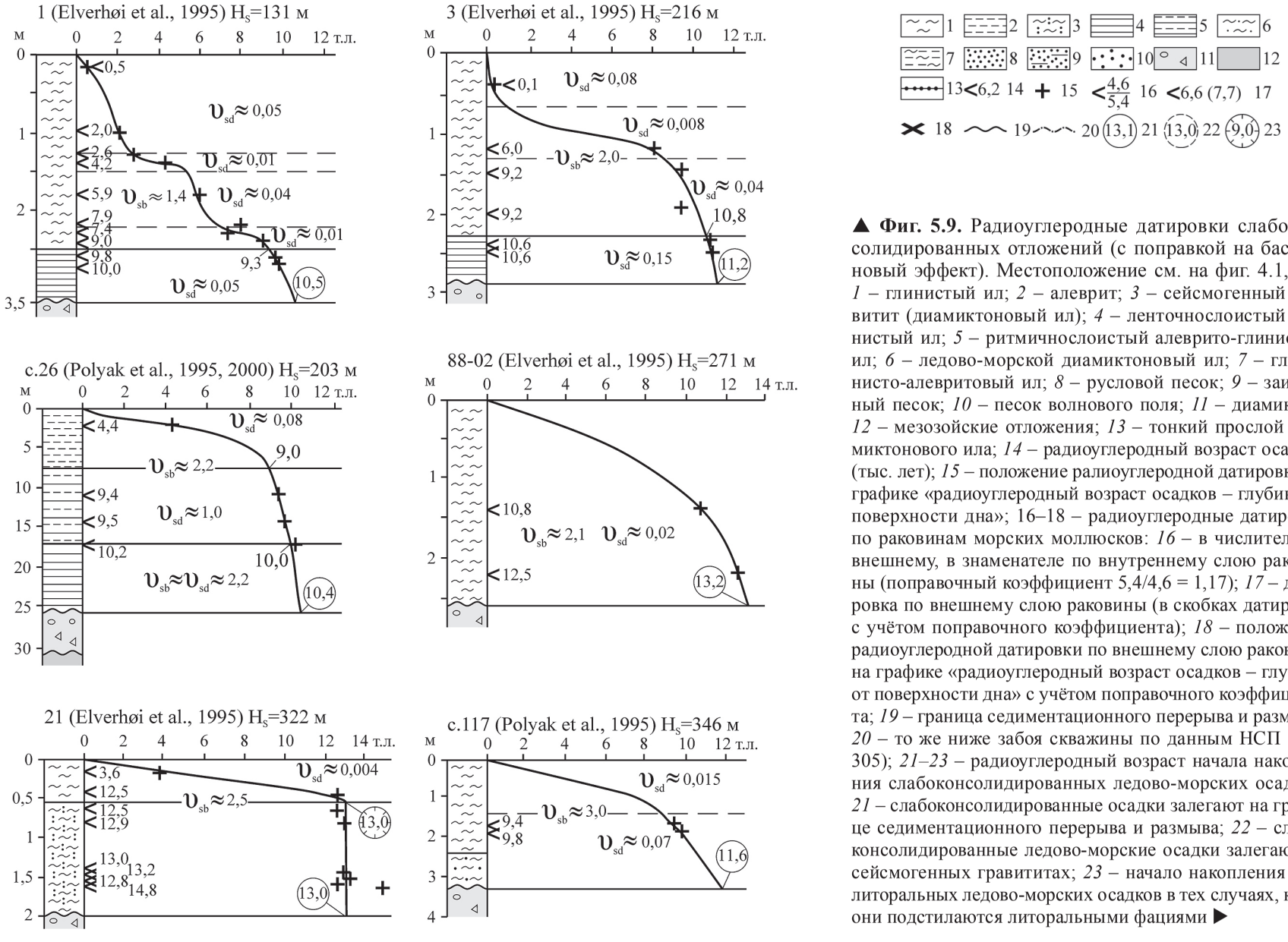

P45 (Polyak, Solheim, 1994) H_S=365 м
м
0 2 4 6 8 10 12 14 т.л.
$\upsilon_{sb}\approx$ 2,9
$\upsilon_{sd}\approx$0,003
$\upsilon_{sd}\approx$0,07
12,7
13,2
13,7


P7 (Polyak et al., 1997) H_S=633 м
м
0 2 4 6 8 10 12 14 16 т.л.
1,5
$\upsilon_{sb}\approx$ 4,6
13,3
$\upsilon_{sd}\approx$ 0,006
13,7
$\upsilon_{sd}\approx$ 0,1
13,9

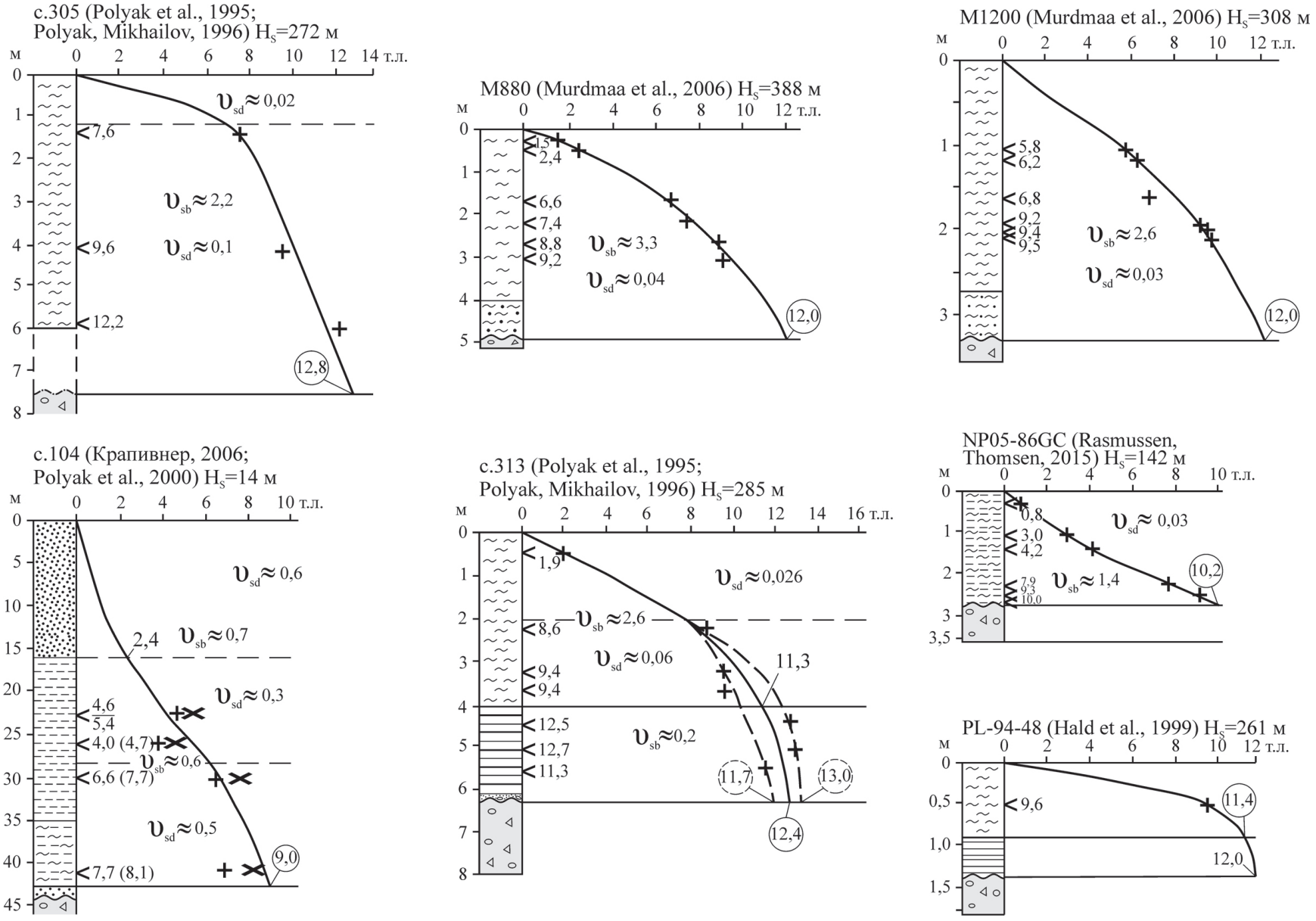

P29 (Polyak et al., 1997) H_S=605 м
м
0 2 4 6 8 10 12 14 16 т.л.
$\upsilon_{sb}\approx$ 4,3
13,3
$\upsilon_{sd}\approx$ 0,008
14,2
$\upsilon_{sd}\approx$ 0,2
14,3


JM10-10GC (Rasmussen, Thomsen, 2015)
H_S=123 м
дно моря
м
0 2 4 6 8 10 11 т.л.
0,4
1,1
2,6
изохроны
3,8
4,2
5,6
9,4
10,6
4,02
10,8
4,02
Разрывное нарушение
Время, тыс. лет (^{14}C)

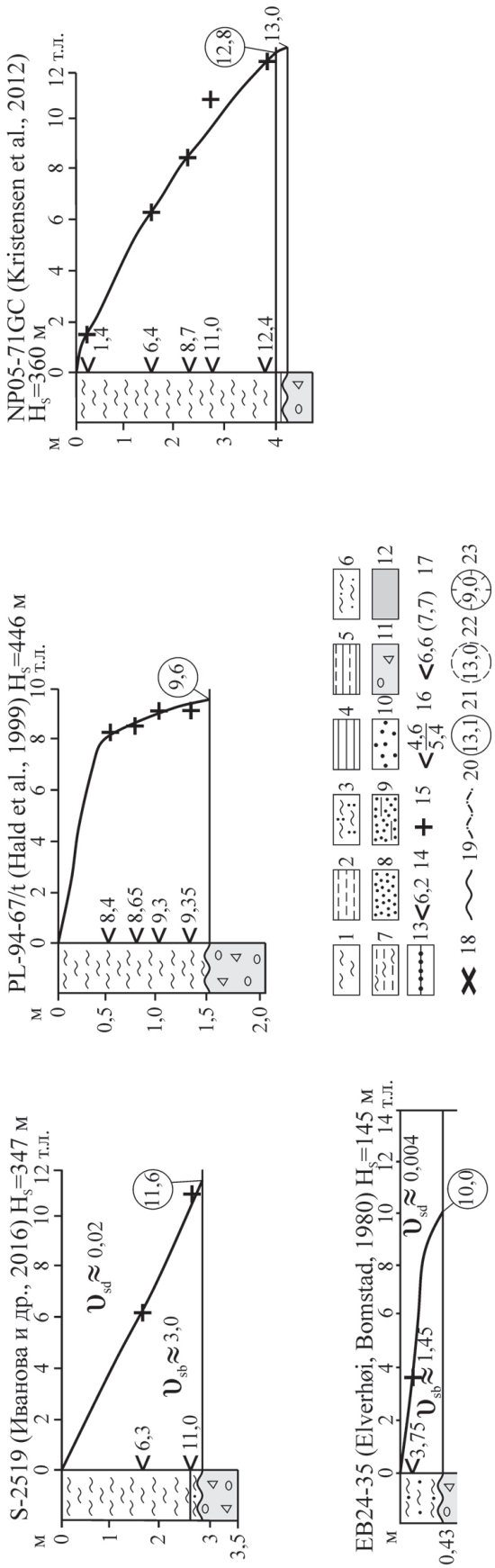

с.210 (Крапивнер, 2009а)* H_S=20 м
м
0 2 4 6 8 10 12 14 т.л.
2,4
$\upsilon_{sd}\approx$0,09
7,0
8,4
7,8
9,1
10,8
$\upsilon_{sb}\approx$ 0,3
12,1
15,2
$\upsilon_{sd}\approx$0,4
12,7
12,8



▲ **Фиг. 5.9.** Радиоуглеродные датировки слабоконсолидированных отложений (с поправкой на бассейновый эффект). Местоположение см. на фиг. 4.1, 4.2. *1* – глинистый ил; *2* – алеврит; *3* – сейсмогенный гравитит (диамиктоновый ил); *4* – ленточнослоистый глинистый ил; *5* – ритмичнослоистый алеврито-глинистый ил; *6* – ледово-морской диамиктоновый ил; *7* – глинисто-алевритовый ил; *8* – русловой песок; *9* – заиленный песок; *10* – песок волнового поля; *11* – диамиктон; *12* – мезозойские отложения; *13* – тонкий прослой диамиктонового ила; *14* – радиоуглеродный возраст осадков (тыс. лет); *15* – положение ралиоуглеродной датировки на графике «радиоуглеродный возраст осадков – глубина от поверхности дна»; 16–18 – радиоуглеродные датировки по раковинам морских моллюсков: *16* – в числителе по внешнему, в знаменателе по внутреннему слою раковины (поправочный коэффициент 5,4/4,6 = 1,17); *17* – датировка по внешнему слою раковины (в скобках датировка с учётом поправочного коэффициента); *18* – положение радиоуглеродной датировки по внешнему слою раковины на графике «радиоуглеродный возраст осадков – глубина от поверхности дна» с учётом поправочного коэффициента; *19* – граница седиментационного перерыва и размыва; *20* – то же ниже забоя скважины по данным НСП (скв. 305); *21–23* – радиоуглеродный возраст начала накопления слабоконсолидированных ледово-морских осадков: *21* – слабоконсолидированные осадки залегают на границе седиментационного перерыва и размыва; *22* – слабоконсолидированные ледово-морские осадки залегают на сейсмогенных гравититах; *23* – начало накопления сублиторальных ледово-морских осадков в тех случаях, когда они подстилаются литоральными фациями ▶



▲ **Фиг. 5.9** (продолжение)



◀ **Фиг. 5.9** (окончание)

понентой смещения крыльев, из разреза выпадает значительная нижняя часть слабоконсолидированных осадков. Геометрия возникновения подобных тектонически сокращённых разрезов показана на фиг. 5.9 (правая часть колонки JM10-10GC), где изохроны реконструированы по радиоуглеродным «меткам». Из неё следует, что амплитуда позднеголоценового вертикального смещения составляет ~1,3 м, вследствие чего истинная мощность слабоконсолидированных осадков в окрестностях рассматриваемой колонки равна ~5,3 м. Приведенный пример смещения слабоконсолидированных осадков по разрывным нарушениям не является на Баренцевском шельфе исключительным случаем (см. подраздел 6.2.4 [Крапивнер, 2007]).

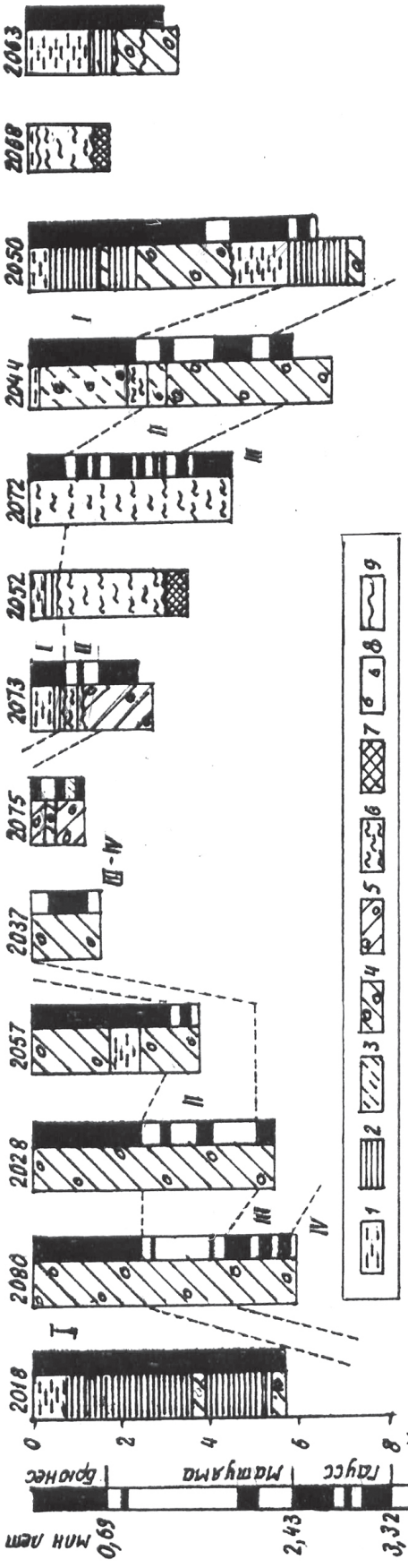
Экстраполяция результатов датирования слабоконсолидированных осадков до их подошвы показала, что на разных участках Баренцевского шельфа эти осадки начали отлагаться в разное время, изменявшееся от нескольких до ~14 тыс. радиоуглеродных лет назад. Возможные ошибки экстраполяции, как показывает пример скважины 313 (см. фиг. 5.9), не оказывают существенного влияния на этот вывод. Следует, правда отметить, что из-за гравитационного уплотнения илов современное гипсометрическое положение осадка в анализируемых образцах несколько ниже того, которое было на поверхности ископаемого морского дна. С учётом этого, в разрезах скважин инженерно-геологического бурения начало накопления слабоконсолидированных осадков при экстраполяции радиоуглеродных датировок сдвигалось во времени (удревнялось) не более, чем на 1000 лет. Для сопоставимости датировок, полученных в скважинах инженерно-геологического бурения и в грунтовых колонках, отобранных при геологических исследованиях, в которых плотность осадков, обычно, не измерялась, этот фактор на фиг. 5.9 не принимался во внимание.

Л.В. Поляк, выполнявший микропалеонтологические исследования и отбор образцов для определения радиоуглеродного возраста фораминифер, отмечает, что самые древние из многочисленных распределённых по вертикальным разрезам датировок постдиамиктоновых осадков, независимо от географического и гипсометрического положения разрезов, не древнее 13–14 тыс. лет. Отсюда он делает вполне естественный вывод о том, что «эти осадки не контролировались падением и последующим подъёмом уровня моря (то есть гляцио-

эвстатикой. – *Р.К.*), но были отложены после последнего (поздневислинского) оледенения» [Polyak et al., 2008, p. 163]. Объективно эти данные не требуют привлечения ледникового фактора и могут указывать на геократическую природу последней трансгрессии Баренцева моря.

Исследователи, считающие диамиктон мореной ледника, распространявшегося по морскому дну, не признают контакт между слабоконсолидированными осадками и диамиктоном границей длительного седиментационного перерыва и возможного размыва. Они объясняют резкое изменение физических и механических свойств отложений, происходящее на этой границе, характерной для основных морен переуплотнённостью [Sættem et al., 1992; Эпштейн и др., 2011б]. Однако, как было показано автором [Крапивнер, 2009б], повышенная плотность диамиктона и диамиктонового ила не связана с каким-либо внешним фактором и обусловлена тем, что их гравитационное уплотнение из-за плохой гранулометрической сортировки происходит быстрее, чем уплотнение сортированных глинистых илов. Это следует уже из сравнения графиков консолидации диамиктоновых и глинистых илов: переход от текучепластичной консистенции к мягкопластичной у первых (см. фиг. 4.12, 4.13) происходит на гораздо меньшей глубине от дна, чем у вторых (см. фиг. 4.15). Статистический анализ выявил функциональную связь между значениями I_L и ρ [Крапивнер, 2009б]. Она выражается едиными для каждой из пар – диамиктоновый ил – диамиктон и глинистый ил – глина, но различающимися между собой уравнениями регрессии, в соответствии с которыми первые уплотняются быстрее вторых и при одинаковых значениях I_L первые плотнее вторых.

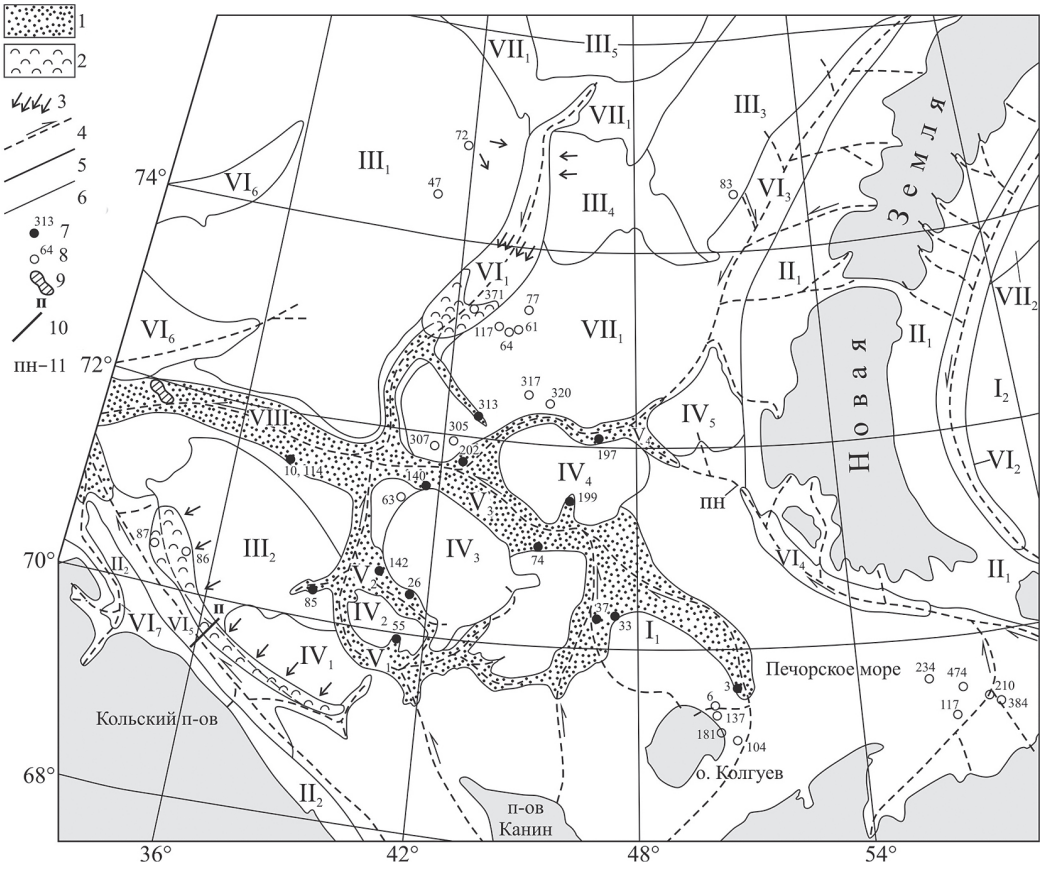
Распространённое мнение о поздневалдайском (поздневислинском) возрасте верхнего диамиктона практически следует из того, что он принимается за тилл. Поскольку по степени консолидации диамиктон резко отличается от перекрывающих осадков, на первом этапе геологического изучения Баренцева моря он был принят за «древние глины», моренное происхождение которых признавалось не всеми авторами (см. подраздел 4.1.3). Начиная с конца 70-х гг. прошлого века и в Норвежском, и Российском секторах Баренцевского шельфа был выполнен большой объём непрерывного сейсмоакустического профилирования и опробования донных осадков грунтовыми трубка-



▲ Фиг. 5.10. Литология и палеомагнитная стратиграфия грунтовых колонок, отобранных по профилю геолого-геофизических исследований «полуостров Рыбачий – Земля Франца-Иосифа» [Блажчишин, Линькова, 1977]. *1* – слабо уплотнённые илы и алевриты; *2* – глины полосчатые (типа ленточных); *3* – супеси (уплотнённые алевриты); *4* – суглинки и глины мореноподобные, тёмно-серые и серые; *5* – суглинки и глины мореноподобные, буровато-серые; *6* – глины комковатые; *7* – доплиоценовые (нижнемеловые?) породы; *8* – раковины моллюсков; *9* – перерывы в осадконакоплении. Магнитозоны: I – Брюнес, II – Матуяма, III – Гаусс, IV – Гилберт.

ми. Интерпретация полученных данных показала, что региональным распространением пользуется лишь один горизонт диамиктона, причём он является самым верхним из нескольких диамиктоновых горизонтов, идентифицированных на западном (приатлантическом) внешнем шельфе, отличающемся резко повышенной мощностью новейших отложений (см. подраздел 4.1.2, 4.1.3). В дальнейшем это было подтверждено и морским бурением [Eidvin et al., 1993; Eidvin et al., 1998]. Возникшую противоречивую ситуацию в рамках ледниковой теории можно было решить только одним способом: принять верхний диамиктон на шельфе за морену последнего (поздневислинского, поздневалдайского) оледенения, которое на основной его площади, почти полностью уничтожило следы деятельности более древних ледников. Такое объяснение встречает много очень серьёзных возражений, касающихся прежде всего теоретических вопросов гляциологии (см. подраздел 2.2). Однако исследователи, руководствующиеся ледниковой теорией, обычно решают вопросы, которые ставит перед ними природа, на феноменологическом уровне, вследствие чего это объяснение было принято ими без попыток выяснения физических возможностей ледниковых щитов выполнять приписываемую им работу. Признание верхнего диамиктона мореной последнего оледенения, распространявшегося по морскому дну, повлекло за собой идею о том, что вышележащие слабоконсолидированные осадки были отложены в период его деградации, впервые выдвинутую норвежскими учёными [Elverhøi, Bomstad, 1980]. Отсюда следует, что диамиктон является элементом «единого последнего гляциоседиментационного комплекса» [Эпштейн, 2011a], который включает и перекрывающие слабоконсолидированные осадки. Последние должны были формироваться в процессе дегляциации, сменившейся в голоцене нормальными морскими условиями [Elverhøi, Solheim, 1983; Elverhøi et al., 1989, 1995; Hald et al., 1990; Polyak, Solheim, 1994; Polyak, Mikhailov, 1996; Polyak et al., 1997]. Такой вывод как будто бы подтверждается и приведенными выше датировками (фиг. 5.11), которые согласуются с направленным изменением соотношений стабильных изотопов кислорода в ледяных кернах Гренландии, а также в глубоководных осадках Северной Атлантики за последние 15 тыс. радиоуглеродных лет [Jones, Keigwin, 1988; Lehman, Keigwin, 1992; Bond et al., 1993]. Правда в соответствии с этими данными деградация Баренцево-Карского ледникового щита началась на несколько тысячелетий раньше, чем предусматривалось ледниковой теорией, однако для объяснения этого феномена была привлечена идея так называемой рассекающей дегляциации [Thomas, 1977]. В соответствии с ней деградация морского оледенения началась прежде всего в шельфовых желобах и не в результате таяния, а из-за усиления айсберговой разгрузки на континентальном склоне.

Поскольку определение стратиграфической позиции диамиктона, интерпретируемого как тилл, биостратиграфическими методами невозможно, возраст ему обычно присваивают по косвенным признакам, к числу которых прежде всего относится возраст подстилающих и перекрывающих межледниковых отложений. Однако, если перекрывающие диамиктон осадки с молодыми радиоуглеродными датировками на шельфе имеют практически сплошное распространение, подстилается он, как правило, либо донеогеновыми породами, либо (реже) другим диамиктоном. Использование для стратиграфических целей так называемых краевых форм ледникового рельефа практически всегда дискуссионно, поскольку не существует объективных критериев, позволяющих отличить краевые образования, маркирующие границу максимального продвижения ледника, от форм рельефа, связанных с его локальными подвижками на фоне общего отступания (стадиальные морены). По этой причине в пределах шельфа какое-либо надёжное подтверждение поздневалдайского возраста диамиктона получить не удаётся и для его геохронологического обоснования иногда приводятся ссылки на разрезы неоплейстоцена побережий острова Колгуев, полуострова Канин и Низовьев Печоры. По мнению. Ю.А. Лаврушина и О.Г. Эпштейна [Лаврушин, Эпштейн, 2001; Эпштейн и др., 2011a] в их строении участвуют перекрытые диамиктоном «гляциодислоцированные» отложения с средневалдайскими радиоуглеродными датировками. В большинстве разрезов они охватывают интервал от 25–30 до 39–42,5 тыс. лет, откуда следует, что вышележащий диамиктон является верхневалдайским. Однако такому выводу противоречит сопоставление береговых разрезов острова Колгуев с данными бурения по примыкающему шельфу (см. фиг. 5.1). К тому же, в большинстве перечисленных разрезов диамиктон



▲ **Фиг. 5.11.** Орографическая схема восточной части Баренцевского шельфа до 76-й параллели. **I** – мелководья**:** $\mathbf{I_1}$ – Печоро-Канинское; $\mathbf{I_2}$ – Ямало-Ненецкое; **II** – прибрежные цокольные террасы: $\mathbf{II_1}$ – Новоземельская; $\mathbf{II_2}$ – Кольская; **III** – глубоководные возвышенности: $\mathbf{III_1}$ – Центрально-Баренцевская; $\mathbf{III_2}$ – Мурманская; $\mathbf{III_3}$ – Адмиралтейская; $\mathbf{III_4}$ – Лудловская; $\mathbf{III_5}$ – Кленовой; **IV** – мелководные банки: $\mathbf{IV_1}$ – Мурманская; $\mathbf{IV_2}$ – Южно-Канинская; $\mathbf{IV_3}$ – Северо-Канинская; $\mathbf{IV_4}$ – Гусиная; $\mathbf{IV_5}$ – Моллера; **V** – поперечные желоба: $\mathbf{V_1}$ – Нордъюпет; $\mathbf{V_2}$ – Канинский; $\mathbf{V_3}$ – Гусиный; $\mathbf{V_4}$ – Моллера; **VI** – краевые желоба: $\mathbf{VI_1}$ – Центральный; $\mathbf{VI_2}$ – Восточно-Новоземельский; $\mathbf{VI_3}$ – Северо-Новоземельский; $\mathbf{VI_4}$ – Южно-Новоземельский; $\mathbf{VI_5}$ – Кольский; $\mathbf{VI_6}$ – верховья Медвежинского жёлоба; $\mathbf{VI_7}$ – Рыбачинский; **VII** – глубоководные впадины: $\mathbf{VII_1}$ – Центральная; $\mathbf{VII_2}$ – Приновоземельская; **VIII** – Западно-Кольская седловина. *1* – область распространения ленточнослоистых глинистых илов; *2* – сейсмогенные аккумулятивные возвышенности; *3* – направление течения пастообразных потоков осадочного материала, флюидизированного сейсмическими колебаниями морского дна; *4* – оси погребённых поздненеоплейстоцен-голоценовых долин, стрелки обозначают направление течения палеорек; *5* – граница между крупными элементами донного рельефа; *6* – граница области распространения ленточнослоистых глинистых илов; *7* – скважины, вскрывшие ленточнослоистые глинистые илы; *8* – прочие скважины, упоминаемые в тексте; *9* – крупный соляной диапир; *10* – линия сейсмоакустического разреза, приведенного на фиг. 5.32; *11* – фрагмент линии сейсмоакустического разреза, приведенного на фиг. 5.2

и подстилающие «средневалдайские» образования экспонированы в обрывах высоких ярусов аккумулятивного рельефа, в которые вложен комплекс отложений более низких морских террас, не перекрытых диамиктоном, но также имеющих средневалдайский радиоуглеродный возраст [Данилов, 1983].

Ошибочность больших массивов средневалдайских радиоуглеродных датировок обосновывалась неоднократно [Зубаков, 1986; Шер, Плахт, 1988; Генералов, 1989; Арсланов и др., 2007; Евзеров, 2011]. В этом отношении показательна история определения радиоуглеродного возраста отложений, залегающих под верхним диамиктоном в широко известном обнажении «Вастьянский Конь» (низовья р. Печоры). Первоначально он оценивался интервалом 25–29 тыс. лет [Гольберт и др., 1973], но впоследствии был пересмотрен в сторону удревления: новые датировки этих же отложе-

ний изменялись от 43 тыс. лет до запредельных [Арсланов и др., 1987]. Ещё более поздними определениями норвежских исследователей было получено 6 конечных радиоуглеродных дат в интервале 25,1–43,1 тыс. лет и 11 запредельных датировок. Проверка конечных дат методом АМС показала, что возраст рассматриваемых отложений находится за пределами возможностей радиоуглеродного метода. Определения возраста этих отложений с помощью термолюминесцентного (ОСЛ) анализа дали 7 конечных (от 54 до 77 тыс. лет) дат и 3 запредельных (>105, >140 и >148 тыс. лет) датировки [Mangerud et al., 1999]. С учётом последних верхний диамиктон низменного побережья Баренцева моря стал нижневалдайским [Астахов, 1999] или нижне-средневалдайским [Mangerud et al., 1999; Tveranger et al., 1998], то есть, на внутреннем шельфе тилл этого возраста в рамках ледниковой парадигмы следует считать практически полностью уничтоженным последним оледенением.

Между тем, в Российском секторе Баренцевского шельфа имеются немногочисленные прямые определения возраста верхнего диамиктона. Неожиданными оказались результаты палеомагнитного анализа [Блажчишин, Линькова, 1977, 1979; Блажчишин, Квасов, 1980]. Он был выполнен, в основном, в образцах «мореноподобных суглинков» вскрытой мощностью несколько метров, отобранных в 11 грунтовых колонках, длиной до 7,5 м, на профиле полуостров Рыбачий – Земля Франца Иосифа (см. фиг. 4.1) и показал наличие в разрезах до 12 интервалов прямой и обратной полярности. Авторы отмечают присутствие в разрезе «мореноподобных суглинков» средней (1,6–1,8 г/см^3 и высокой (2,0–2,2 г/см^3) плотности. Первая характерна для диамиктонового ила, вторая – для диамиктона (см. фиг. 4.12, 4.13), [Крапивнер, 2009а,б]. Учитывая, что «мореноподобные суглинки» залегают с поверхности, можно предполагать, что их прямо намагниченная верхняя часть (1–3 м) представлена диамиктоновым илом, а ниже залегает твёрдый диамиктон с обратной намагниченностью, характеризующей иногда более половины его вскрытой мощности (фиг. 5.10). Отсюда следует древний (более 790 тыс. лет) возраст диамиктона, подстилающего диамиктоновый ил. А.И. Блажчишин признал мореноподобные суглинки Баренцева моря мореной, что заставило его допустить чрезвычайно медленное её накопление, продолжавшееся более 2 млн лет, тогда как в соответствии с ледниковой теорией обычная длительность ледниковых эпох на два порядка величины меньше. Другое решение возникшей проблемы предложил М.Г. Гросвальд, по мнению которого результаты исследований остаточной намагниченности диамиктонов Баренцева моря просто не следует принимать во внимание, «так как пригодность основных морен для палеомагнитного датирования сомнительна» [Гросвальд, 1983]. Тем не менее, измерения естественной остаточной намагниченности баренцевоморских диамиктонов, правда, в весьма ограниченном объёме, продолжались, и во всех трёх скважинах, в которых они выполнялись – 199 и 201 (Гусиная банка), 195 (Штокмановская площадь) – были зафиксированы интервалы с обратной полярностью [Третяк и др., 1993].

Интересно, что ещё до публикации А.И. Блажчишина и Т.И. Линьковой [1977] отрицательная намагниченность новейших отложений была обнаружена в уже упоминавшемся опорном обнажении Вастьянский Конь в низовьях Печоры. Ею обладают глины с морской фауной, экспонированные в основании обнажения, и прослой диамиктона в вышележащих песках. Впоследствии древний возраст диамиктонов по палеомагнитным данным (хроны Матуяма и древнее) был установлен в ряде обнажений и скважин на южном обрамлении Баренцевского шельфа от Беломорско-Кулойского плато на западе до гряды Гамбурцева на восточной окраине Печорской равнины [Сулейманова и др., 1992; Яхимович и др., 1992; Попов и др., 2007а,б; Зархидзе и др., 2010]. Диамиктон роговской свиты на Пай Хое датирован по соотношению $^{87}Sr/^{86}Sr$ временем хрона Матуяма – 1,14±0,16 млн лет [Кузнецов и др., 2014]. Более того, оказалось, что в Северной Атлантике глубоководные отложения с дропстоунами, которые, как считается, вытаяли из айсбергов, отколовшихся от достигших берега моря материковых ледников, начали формироваться с позднего миоцена, а основная их часть имеет позднеплиоцен-эоплейстоценовый возраст [Tiede, Mhyre, 1996]. В этой связи в настоящее время результаты изучения природной остаточной намагниченности диамиктона Баренцевского шельфа уже не являются экзотическими, и предположение о непригодности диамиктонов для палеомагнитного датирования выглядит неуместным, если решать проблему их генезиса и возраста объективно.

Термолюминесцентные датировки верхнего диамиктона на Адмиралтейской возвышенности (скважина 183) изменяются от 95 тыс. лет в подошве до 42 тыс. лет в кровле [Крапивнер, 2009б], а на Печоро-Канинском мелководье (скважина 210), соответственно, от 120 до 67 тыс. лет [Крапивнер, 2006], (см. фиг. 4.1). Поскольку палеомагнитные данные достоверней термолюминесцентных, можно предполагать, что последние содержат систематическую ошибку, существенно омолаживая верхний диамиктон, однако и они противоречат его поздневалдайскому возрасту.

Таким образом, определения возраста новейших отложений физическими методами подтверждают выводы о взаимоотношениях между диамиктоном и перекрывающими его слабоконсолидированными осадками, вытекающими из анализа условий залегания последних (см. подраздел 5.2.1). Они свидетельствуют о том, что эпохи формирования этих осадков и подстилающего диамиктона повсеместно разделены периодом седиментационного перерыва, продолжавшегося не менее нескольких десятков, но вероятнее всего более семисот тыс. лет. Это было время интенсивной денудации и эрозионного расчленения основной площади нынешнего шельфа, когда морские трансгрессии периодически распространялись в западной части Баренцева моря лишь на внешний шельф (см. фиг. 4.2), а в восточной – в пределы района, расположенного южнее пояса современных мелководных банок (см. фиг. 4.1, см. подраздел 4.1.1). На остальной площади нынешнего шельфа эрозионная работа осуществлявшаяся двумя разветвлёнными речными системами, принадлежавшими бассейнам Арктического и Атлантического океанов, практически не прерывалась вторжениями моря. Схематический плановый рисунок наиболее молодой генерации ныне затопленных речных долин Баренцевского и, частично, Карского шельфов приведен на фиг. 4.1 и 4.2.

Существование регионального стратиграфического и эрозионного несогласия между диамиктоном и вышележащими слабоконсолидированными осадками, а также геохронология последних (см. фиг. 5.9) позволяют предположить, что формирование этой генерации речных долин приходится на период времени, основная часть которого отводится ледниковой стратиграфией для последнего оледенения.

5.3. Осадки затопленных морем речных долин

Длительный хиатус, разделяющий периоды накопления верхнего диамиктона и перекрывающих слабоконсолидированных осадков, исключает возможность их формирования в процессе деградации последнего материкового оледенения. Это, в свою очередь, даёт возможность в полной мере использовать метод актуализма, базируясь на фациальных обстановках, известных в современных эпиконтинентальных морях с учётом высокоширотного положения Баренцевского шельфа. В современных морях алеврито-глинистые илы распространены на площадях, дно которых располагается гипсометрически ниже уровня волновой базы, но в эстуариях, лиманах и фиордах они могут накапливаться и на небольших глубинах, если волновое воздействие на дно невозможно из-за узости этих акваторий, препятствующей разгону волн, наличия отмелого побережья перед их входными мысами и(или) прибрежных кос, демпфирующих деятельность волн открытого моря. Это необходимо учитывать при фациальном анализе полных разрезов слабоконсолидированных осадков Баренцево-Карского шельфа.

В Баренцевом море русловые фации погребённых речных долин встречены лишь единичными скважинами, поскольку бурение выполнялось для инженерно-геологического обеспечения геологоразведочных работ на углеводородное сырьё, и специальная задача поисков погребённого четвертичного аллювия перед ним не ставилась. Однако присутствие русловых отложений на альтитудах в сотни метров ниже уровня моря, противоречащее гипотезе гляциоэвстазии, не только предполагается по морфометрическим и геохронологическим данным (см. подразделы 5.1, 5.2), но подразумевается и фациальным анализом слабоконсолидированных морских осадков, в соответствии с которым в начальный период последней трансгрессии моря ныне погребённые речные долины представляли собой эстуарии или лиманы.

5.3.1. Эстуариевые фации

В устьях многих рек умеренного и субарктического пояса существуют эстуарии, для возникновения которых необходимы два условия: на-

личие морских приливов (само слово эстуарий произошло от *греч*. aestus – прилив) и берегов, выработанных в рыхлых отложениях. Участие акватории Баренцева моря в формировании приливов весьма незначительно, главная роль принадлежит северной части Атлантического океана. По этой причине типичные эстуарии в регионе существуют лишь в устьях рек, впадающих в заливы Белого моря (Мезенская, Двинская и Онежская губы), куда вдоль окраины Скандинавии проникают океанские приливы, и, вместе с тем, на берегах заливов экспонированы рыхлые четвертичные отложения или пластичные глины верхнего протерозоя. Особенности седиментации в подобных условиях рассмотрены в обширной литературе, часть которой была использована автором в обзоре строения и формирования осадков приливной литорали северных морей [Крапивнер, 1965].

Эстуариевые осадки обычно представлены так называемыми приливными ритмитами [Middleton, 1984] – глинистыми илами с тонкой горизонтальной слоистостью, которая по мнению немецкого исследователя В. Гентшеля [Häntzshel, 1938] сходна со слоистостью ленточных глин и обусловлена разнопорядковой ритмичностью процесса седиментации. Нередко она нарушена внутриформационными деформациями пластического течения. Характерной чертой рассматриваемых осадков является высокое содержание (до 90% и более) пелитовых фракций. Тонкодисперсные ритмичнослоистые эстуариевые илы формировались в мелководной среде в условиях периодически менявшегося по величине опреснения и высокой мутности вод, вызванных сезонными колебаниями речного стока и обильным поступлением взвешенного терригенного материала. Последний приносился как впадавшей в эстуарий рекой, так и морскими приливами из-за волнового разрушения его входных мысов, выработанных в рыхлых отложениях. Относительная роль более тонкой (преимущественно пелитовой) речной взвеси постепенно убывала по мере удаления от вершины эстуария, тогда как роль более грубой (с существенной примесью алеврита) приливной взвеси в этом же направлении увеличивалась. Этот факт объясняет, почему в мощных трансгрессивных разрезах дисперсность осадков плавно убывает от их низов, формировавшихся вблизи вершины эстуария, к верхам, накапливавшимся в окрестностях его входных мысов (см. фиг. 4.15). Из-за отмелости побережий в устьевых зонах эстуариев [Зенкович, 1962], а, возможно, и из-за наличия песчаных островов типа Фризских в Северном море, в них редко проникают плавающие морские льды, вследствие чего фракции ледового рассева в гранулометрическом составе осадков играют очень незначительную роль, особенно в вершинах эстуариев.

В устьях рек бассейна современного Баренцева моря типичные эстуарии не образуются: там, где они подвержены воздействию приливов, морские берега выработаны в скальных породах (архипелаг Шпицберген, север Скандинавского полуострова), а на берегах, сложенных рыхлыми отложениями, практически отсутствуют морские приливы (южное обрамление Баренцева моря к востоку от мыса Канин Нос). Фациальный анализ слабоконсолидированных осадков однако показывает, что в недавнем геологическом прошлом условия для формирования эстуариев существовали и на некоторых площадях, ныне занятых Баренцевым морем. К ним относятся поперечные желоба, которые пересекают пояс мелководных банок, протягивающийся от Новой Земли к Кольскому полуострову, а также расположенные непосредственно к северу и к югу от него участки Центральной впадины и Печоро-Канинского мелководья (фиг. 5.11). Значительная по мощности нижняя часть покрова слабоконсолидированных осадков 1-го сейсмостратиграфического комплекса здесь представлена эстуариевыми глинистыми илами. Они имеют мощность от 7–9 до 61,4 м (см. фиг. 4.15) при радиоуглеродном возрасте подошвы от 10 до 13 и кровли от 8,5 до 11 тыс. лет (см. подраздел 5.2.2). Осадки сложены преимущественно пелитовым (в основном, менее 0,005 мм) материалом (табл. 5.1), более половины которого приходится на частицы размером менее 1 микрона [Павлидис и др., 1992], причём содержание пелитовых фракций, обычно, убывает от подошвы к кровле пачки (см. фиг. 4.15). Отмечается также небольшая примесь частиц алевритовой (главным образом, мелкоалевритовой) размерности при почти полном отсутствии зерен крупнее 0,1 мм. Смешение холодных пресных и морских вод благоприятствовало осаждению оксидов железа [Boyle et al., 1977], с чем связана преобладающая светло-коричневая или коричневато-серая окраска илов: на долю Fe_3^+ приходится до 30–50% железа при общем его содержании 1,7–2,5% [Эпштейн, Лаврушин, 2003]. Важным диагностическим признаком рассматриваемых

Таблица 5.1

Гранулометрический состав ленточно-слоистых глинистых илов и распределение в них фораминифер

Скважины №	Интервал разреза, м	Гранулометрический состав				Фораминиферы					
		количество образцов	фракции (мм)			количество образцов	количество раковин в образце (100 г)	количество видов	содержание доминирующих видов		
			<0,01	0,01–0,1	0,1–0,25				Retroelphidium clavatum	Cassidulina reniforme	R. clavatum + C. reniforme
202	3,9–11,9	10	80–93 89	7–19 10	0,2–0,6 0,3	4	102–1008 778	3–18 9	30–74 54	19–31 26	58–98 80
140	3,5–20,5	8	82–90 86,5	10–17 13	0–1 0,3	28	31–688 129	2–10 6	15–81 51	11–80 32,5	35–100 79
85	2–11	7	73–86 79,2	13–26 19,7	0,1–2,5 1,4	14	4–154 70	2–16 9	10–78 31	12–75 41	32–100 72
142	5–12	7	46–84 69	16–53 30	0,2–1,4 0,6	7	3–2981 643	2–9 6	48–69 59	10–36 28	45–93 80,6
55	4–12	6	74–97 86,3	3–25 13,4	0–0,5 0,3	6	60–1400 500	2–10 5	0–94 63	0–38 10	0–98 65
26	17,2–26	9	67–86 81,1	14–31 18	0–0,6 0,2	9	30–48 41	1–4 3	27–73 54	0–34 27	44–98 82
33	11,6–73	23	74–97 86,3	3–25 13,4	0–0,5 0,2	31	0–664 85	0–6 2	0–100 72	0–58 19,5	54–100 91
199	9,3–26,5	21	63–94 78,7	6–37 21,2	0–0,5 0,1	15	0–438 66	1–7 4	40–99 78,5	0–16 6,5	57–100 80
1	3,8–8,0	6	82–89 87,5	10–17 12,1	0,1–1,3 0,4	7	20–308 175	1–5 3	58–100 84	0–20 9,4	71–100 93,4
74	4,5–17,5	11	67–91 74	8–20 14	0,8–2,3 1,4	17	35–2807 543	2–9 6	52–95 81	0,6–23 10,5	73–100 86

Примечание: в числителе экстремальные, в знаменателе средние значения соответствующих показателей.

тонкодисперсных илов является выдержанная горизонтальная слоистость ленточного типа. Она обусловлена ритмичным чередованием пелитовых и алевритовых слойков или наличием границ раздела внутри однородных по составу алевропелитовых осадков. Толщина слойков изменяется от 1–2 мм до первых сантиметров. В отдельных интервалах мощностью, обычно, менее 1 м наблюдаются мелкие дислокации пластического течения (фиг. 5.12).

Распространение и значительная мощность рассматриваемых осадков в упомянутом районе Российского сектора Баренцевского шельфа объяснятся особенностями его орографии, которые в начальный период развития последней морской трансгрессии благоприятствовали формированию приливных осушек и эстуариев. Ключевую роль играли упомянутый пояс мелководных банок, являвшийся в период субаэрального развития шельфа зоной ускоренного поднятия, а также довольно широкая (70–90 км) Западно-Кольская седловина, разделяющая Мурманскую и Центрально-Баренцевскую возвышенности (см. фиг. 4.1). В начале последней трансгрессии, когда обе возвышенности ещё не были затоплены, океанские приливы проникали из Северной Атлантики в восточную часть нынешнего шельфа через эту седловину, восточный фланг которой служил местом слияния всех транзитных палеорек (за исключением Палео-Мезени) бассейна Норвежско-Гренландского моря (см. фиг. 5.11). По мере развития трансгрессии приливы распространялись по долинам палео-

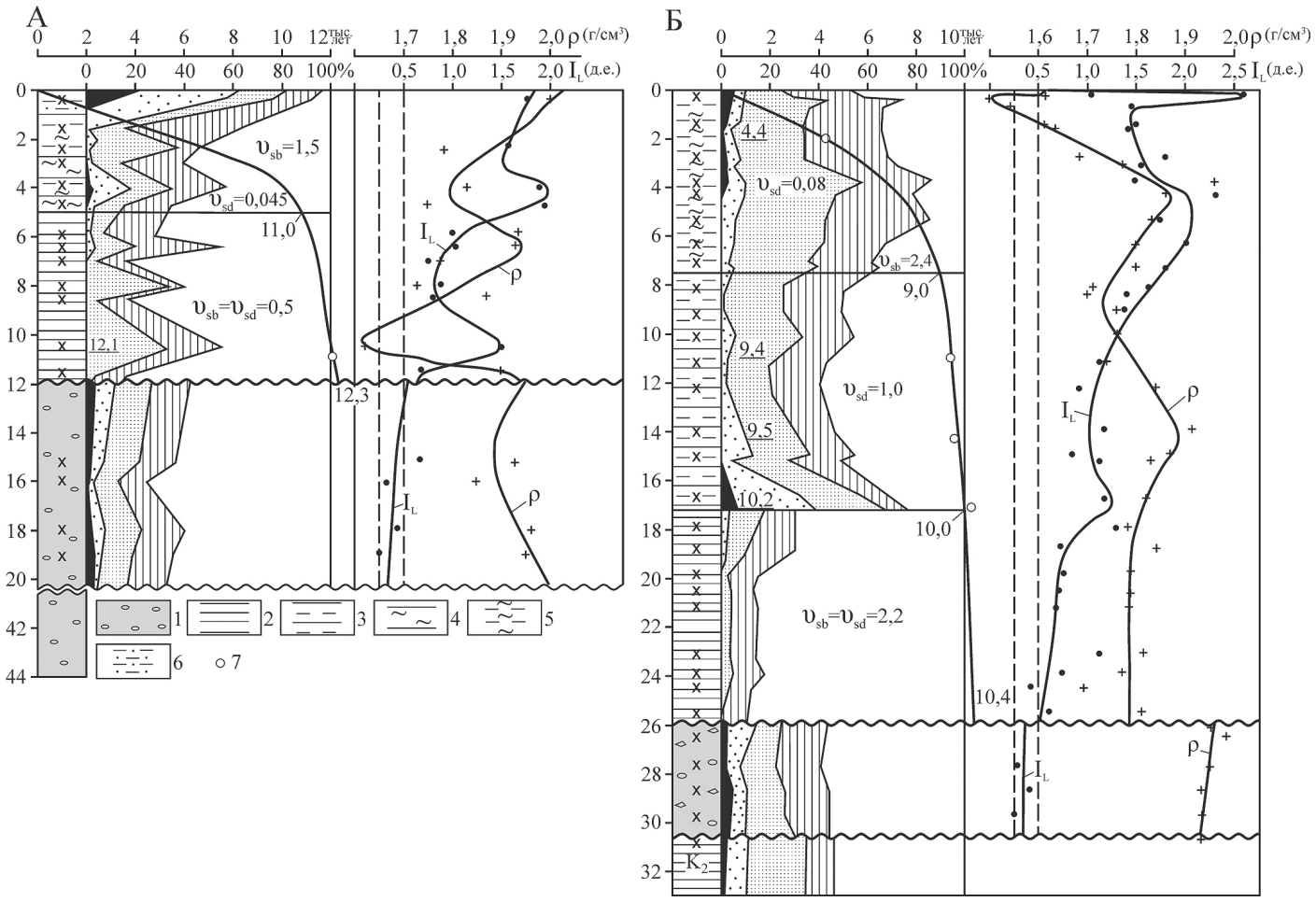


▲ **Фиг. 5.12.** Фрагмент мелкой внутриформационной складки пластического течения в ленточнослоистых глинистых илах. Скважина 33, местоположение см. на фиг. 5.11

рек. В некоторый период времени внешний (северо-западный) край нынешнего пояса мелководных банок представлял собой береговую линию, выработанную в верхнемеловых и новейших отложениях. Нынешние банки, возвышавшиеся над уровнем моря на 100–200 м и более, были прорезаны антецедентными отрезками речных долин, представлявшими собой «зародыши» нынешних поперечных желобов. Из-за воронкообразного сужения морских заливов, возникших между Гусиной и Северо-Канинской банками, а также между последней и Мурманской возвышенностью, фронт распространявшейся по ним приливной волны последовательно сужался, а её высота возрастала. Вследствие этого приливы проникали далеко вглубь низменной суши по долинам впадавших в упомянутые заливы рек, подмывая и разрушая их вырезанные в рыхлых отложениях борта (см. фиг. 5.11). Образовавшиеся таким образом эстуарии представляли собой вытянутые вдоль долин низменные равнины шириной до нескольких десятков километров, покрытые осадками приливной литорали. Внешне они напоминали поймы равнинных рек, которые, однако, затапливались не раз в году, а дважды в сутки.

В связи с обильным поступлением терригенного материала скорость накопления приливных ритмитов весьма велика и измеряется миллиметрами или даже сантиметрами в год [Леонтьев, 1961; Зенкович, 1962; Steers, 1946], что характерно и для ленточнослоистых глинистых илов Баренцева моря. В скважинах №№ 26, 142, 140, 197, 74 и 3 эта скорость определена с помощью радиоуглеродных датировок и составила, соответственно, 2,25; 0,5; 0,3; 0,6; 0,5 и 2,7 см/год (см. фиг. 5.9, 5.11, фиг. 5.13). В скважине № 33, вскрывшей максимальную известную в Баренцевом море мощность приливных ритмитов (61,4 м), радиоуглеродные датировки отсутствуют (см. фиг. 4.11, 4.15). Если принять, что накопление эстуариевых илов продолжалось примерно 2 тыс. лет, что соответствует радиоуглеродным датировкам эстуариевых осадков в расположенных поблизости скважинах (199, 74 и 3 (см. фиг. 5.9, 5.11), скорость седиментации рассматриваемых глинистых илов составляла около 3,0 см/год.

Непосредственно под эстуариевыми осадками скважины чаще всего вскрывают диамиктон. Аллювиальные отложения под эстуариевыми фациями предполагаются по материалам НСП, скважинами достоверный аллювий под ними не обнаружен. Лишь в самом южном пункте их распространения (см. фиг. 5.11, скв. 3, глубина моря 80 м) ленточнослоистые глинистые илы мощностью 18,6 м перекрывают пачку песков (6,4 м), гранулометрический состав которых не изучался. Возможно они являются аллювиальными. Можно предполагать, что в желобах этот аллювий имеет незначительную мощность, так как относится к инстративной [Ламакин, 1950] динамической фазе, вполне естественной в антецедентных отрезках речных долин. О залегании ленточнослоистых глинистых илов на диамиктоне с размывом свидетельствует присутствие в основании приливных ритмитов тонкого горизонта (первые дециметры и доли дециметра), относительно обогащённого песчаными и крупноалевритовой фракциями с



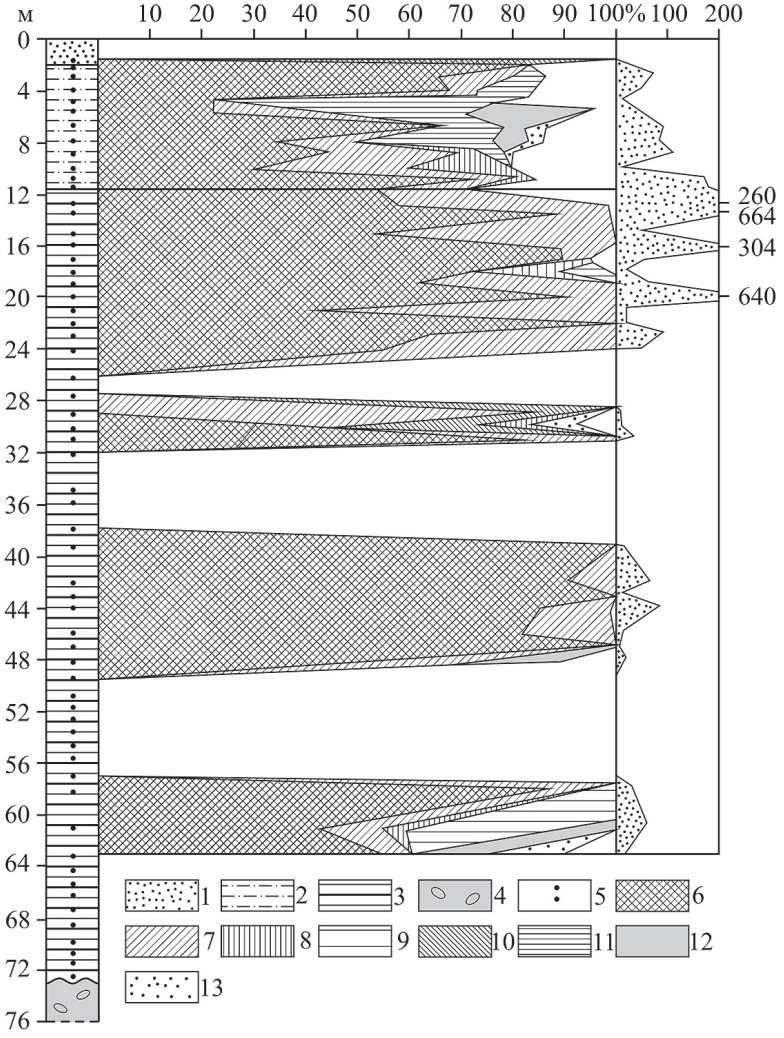
▲ **Фиг. 5.13.** Строение, гранулометрический состав и возраст слабоконсолидированных осадков погребённой речной долины в Канинском жёлобе. А – разрез, вскрытый скважиной 142, глубина моря 165 м; Б – разрез, вскрытый скважиной 26, глубина моря 203 м; местоположение см. на фиг. 5.11. *1* – диамиктон; *2* – коричневый ленточнослоистый глинистый ил; *3* – чёрный ритмичнослоистый алеврито-глинистый ил; *4* – гомогенный светлокоричневый глинисто-алевритовый ил; *5* – гомогенный серый глинисто-алевритовый ил; *6* – заиленный песок; *7* – положение радиоуглеродных датировок на графиках «радиоуглеродный возраст – глубина от поверхности дна». Остальные обозначения см. на фиг. 4.12. Графики изменения показателя консистенции I_L с глубиной демонстрируют его зависимость от резких колебаний гранулометрического состава осадков: с уменьшением глинистости I_L возрастает, плотность осадков ρ обнаруживает менее отчётливую обратную зависимость

примесью грубообломочного материала (скважины №№ 26, 199, 74, 313). Не исключено, поэтому, аллювиальное происхождение упомянутого горизонта, тем более, что скважиной № 74 он вскрыт вблизи тылового шва ископаемой антецедентной долины, а скважинами 26, 199 и 313 – на её небольших притоках (см. фиг. 5.11).

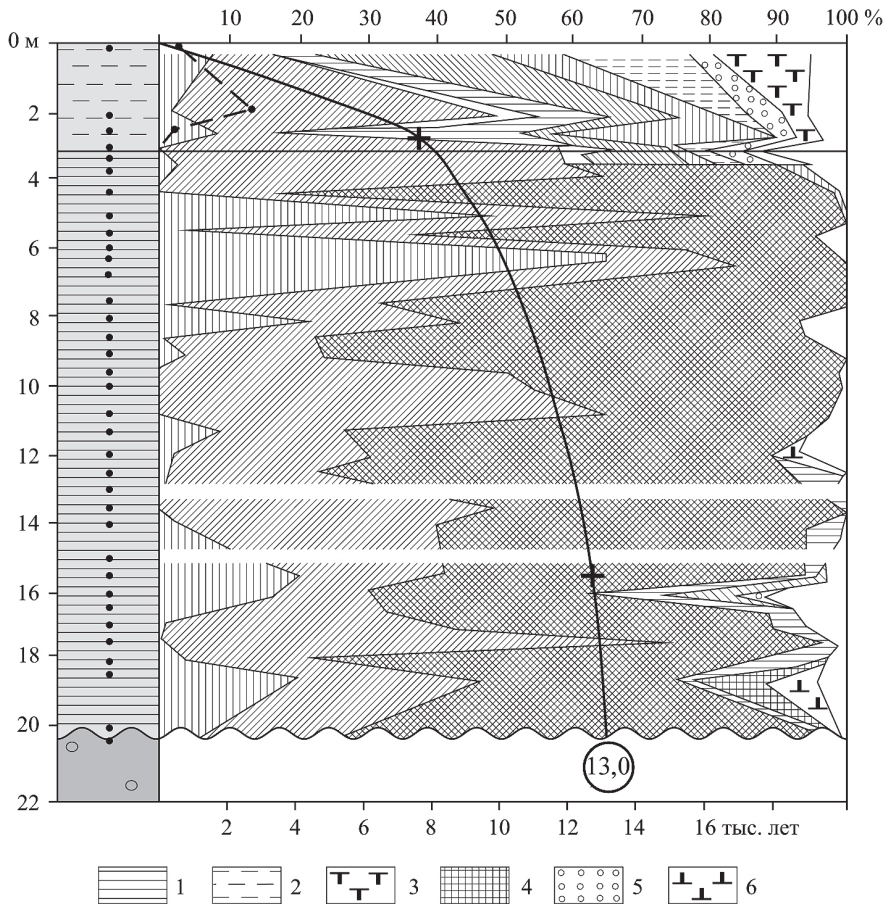
Залегание ленточнослоистых глинистых илов на диамиктоне в совокупности с их литологическим обликом и палеонтологической характеристикой послужило основанием для отнесения этих осадков к проксимальным ледниково-морским фациям [Elverhøi et al., 1995; Polyak, Mikhailov, 1996] или отложениям подпрудных приледниковых озёр [Эпштейн, Чистякова, 2005]. Помимо длительного стратиграфического перерыва, отделяющего илы от диамиктона (см. подразделы 5.2.1 и 5.2.2), этому противоречат и другие факты. Так содержание органического углерода в ленточнослоистых глинистых илах (1–2%), обычное для современных отложений Баренцева моря [Elverhøi et al., 1989], не отличается от содержаний $C_{орг}$ в вышележащих сублиторальных осадках. Содержание господствующих в гранулометрическом составе ленточ-

нослоистых илов пелитовых фракций постепенно убывает вверх по разрезу (см. фиг. 4.15), тогда как в приледниковом водоёме периода дегляциации должна наблюдаться противоположная закономерность. Радиоуглеродный возраст подошвы ленточнослоистых глинистых илов закономерно уменьшается вверх по течениям палеорек – с запада на восток и с севера на юг, составляя в скважинах №№ 140 и 197, соответственно, 13,0 и 11,6 тыс. лет, в скважинах №№ 74 и 3 – 11,1 и 10,0 тыс. лет, и в скважинах №№ 142 и 26 – 12,3 и 10,4 тыс. лет (см. фиг. 5.9, 5.11). Между тем в соответствии с господствующими взглядами, центр последнего оледенения располагался на Баренцево-Карском шельфе и во время дегляциации приледниковый водоём должен был трансгрессировать с востока на запад и с юга на север вслед за отступающим ледником.

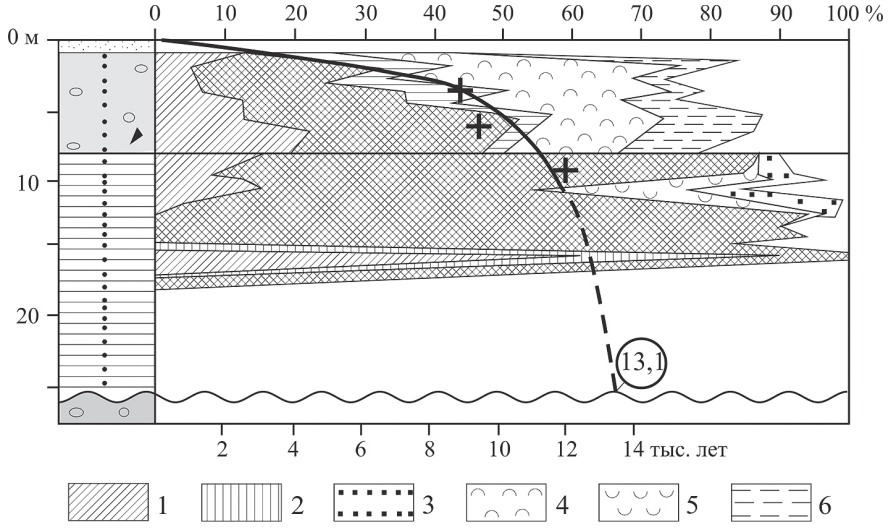
Находят естественное объяснение и особенности палеонтологической характеристики рассматриваемых осадков. Огромное количество минеральной взвеси и переменная (в целом пониженная) солёность были источниками экологического стресса, отразившегося на составе микрофауны, которая представлена всего несколькими видами, а в низах разреза иногда вообще отсутствует (фиг. 5.14–5.16). Доминантой комплекса, как правило, является *Retroelphidium clavatum (Cushm)*, в англоязычной литературе обычно фигурирующий под названием *Elphidium excavatum forma clavatum*. В отдельных случаях он образует большие скопления, что часто объясняется проксимальными ледниково-морскими условиями, поскольку этот вид распространен в фиордах Арктики вблизи ледников. Однако по наблюдениям И.А. Погодиной [Погодина, 2000], яркая



▲ **Фиг. 5.14.** Фораминиферы в эстуариевых ленточнослоистых глинистых илах, вскрытых скважиной 33, глубина моря 117 м (местоположение см. на фиг. 5.11). Литологические обозначения: *1* – песок; *2* – алевритовый ил; *3* – ленточнослоистый глинистый ил; *4* – диамиктон; *5* – места отбора образцов на микрофаунистический анализ. Виды фораминифер: *6* – *Retroelphidium clavatum*; *7* – *Cassidulina reniforme*; *8* – *Jslandiella norcrossi*; *9* – *Cribroelphidium subarcticum*; *10* – *Cibicides lobatulus* + *C. rotundatus*; *11* – *Nonionellina labradorica*; *12* – относительно тепловодные виды; *13* – планктон. В правом столбце – относительное содержание раковин фораминифер на 100 г воздушно сухого осадка. Аналитик – Н. Дружинина (ВНИИОкеангеология)



◀ **Фиг. 5.15.** Фораминиферы в ленточнослоистых глинистых илах, вскрытых скважиной 140. Глубина моря 269 м (местоположение см. на фиг. 5.11). *1* – Astrononion gallowayi; *2* – Buccella frigida + B. hannai arctica; *3* – Trifalina fluens; *4* – Islandiella islandica; *5* – Melonis barleeanus; *6* – Stainforthia loeblichi; *7* – положение радиоуглеродной датировки на графике «возраст осадков – глубина от поверхности дна». Остальные обозначения см. на фиг. 5.14. Аналитик В.Г. Михайлов (ВНИИМОргео)



◀ **Фиг. 5.16.** фораминиферы в ленточнослоистых глинистых илах, вскрытых скважиной 199, глубина моря 103 м (местоположение см. на фиг. 5.11). Литологические обозначения: *1* – песок; *2* – диамиктоновый ил; фораминиферы: *3* – *Cribrononion incertus*; *4* – *Haynesina sp.*; *5* – *H. orbicularis*; *6* – *Cribroelphidium goesi*. Остальные обозначения см. на фиг. 5.14, 5.15. Аналитик В.Г. Михайлов (ВНИИМоргео)

черта фораминифер в заливах, находящихся под влиянием активных ледников – мелкий размер раковин – в фауне рассматриваемых осадков не наблюдается. *R. clavatum* обычен и в современном Северном море, и в морях Северной Америки, но в биотопах с пониженной солёностью. Он преуспевает в стрессовых условиях низких и меняющихся температур и солёности, высокой мутности и краткосрочных периодов продуктивности [Polyak, Solheim, 1994]. Именно подобные условия должны были существовать в палео-эстуариях Баренцева моря, что позволило рассматривае-

мому виду образовывать в них многочисленные популяции. В качестве субдоминанты выступает другой арктический эврибионт – *Cassidulina reniforme Norv*., выдерживающий высокую мутность придонных вод [Погодина, 2000]. На долю двух указанных видов приходится до 80–90% и более общего количества раковин (см. табл. 5.1). Встречаются также мелководные формы, переносящие опреснение и повышенную гидродинамическую активность: *Cribrononion incertus (Will.), Cribroelphidium subarcticum (Cushm.), Haynesina orbicularis (Brady), Cibicides lobatulus Walk. et Jacob, Protelphidium orbiculare (Brady)* и др. В отдельных интервалах разреза они могут играть роль субдоминант. Акцессорная примесь относительно тепловодных форм, таких как *Melonis barleeanus Norv., Pyrgo williamsoni Silv.* согласуется с присутствием в составе малочисленной диатомовой флоры (скважины 55, 202, см. фиг. 5.11) южно-бореальных форм: *Hyalodiscus scoticus, Actinocyclus Ehrenbergii, Thalassiosira Oestrupii* и др. [Самойлович и др., 1993]. Возможно, это относится и к единичным экземплярам представителей родов *Lagena, Bulimina, Triloculina, Fissurina* и др., хотя более вероятно, что они переотложены из подстилающего диамиктона. Последнее наиболее очевидно для разреза скважины 33, в котором они встречены в основании толщи эстуариевых осадков совместно с планктонными видами (см. фиг. 5.14). В целом видовое разнообразие микрофаунистических комплексов нарастает от районов, расположенных к юго-востоку от пояса мелководных банок (скважина 33) или внутри пересекающих его желобов (скважины 55, 26, 74, 199), к районам, имеющим более свободную связь с открытым морем (скважины 85, 142, 140, 202, см. табл. 5.1, фиг. 5.14, 5.16). Этот факт, наряду с присутствием относительно тепловодных элементов в составе микрофаунистических и диатомовых комплексов и относительно высоким содержанием органического углерода, подтверждает вытекающий из фациального анализа вывод о том, что их особенности обусловлены не суровым ледниковым климатом, а гидрологическими условиями. Качественное разнообразие микрофаунистических комплексов приливных ритмитов нарастает также вверх по разрезу, отражая его трансгрессивный характер. Переход к перекрывающим нормально морским фациям фиксируется резким (в несколько раз) увеличением количества видов (см. фиг. 5.14, 5.15), среди которых, иногда в заметных количествах присутствуют стеногалинные формы: *Cassidulina teretis, Nonionellina labradorica* и др.

Мощность приливных ритмитов на стабильных побережьях лимитируется высотой сизигийного прилива, которая в современных заливах Кольского полуострова не превышает 4 м и лишь в Мезенской губе Белого моря достигает 9 м. Между тем в погребенных долинах Баренцевского шельфа мощность ленточнослоистых глинистых илов существенно больше и достигает максимума (18,6–61,4 м) на Печоро-Канинском мелководье (см. табл. 5.1, фиг. 5.11, скважины 3, 33 и 37). Отсюда следует, что эти илы накапливались в процессе тектонического погружения, причём скорости обоих процессов были примерно равны. Существенное возрастание скорости погружения или снижение количества выносимого в эстуарий терригенного материала, приводило к смене эстуариевых фаций осадками сублиторали.

Особенности седиментации на разных отрезках палеоэстуария и различные варианты перехода эстуариевых фаций в морские можно проиллюстрировать на примере двух скважин (см. фиг. 5.11), одна из которых пробурена на северо-западной оконечности Канинского жёлоба (скважина № 142, современная глубина моря 165 м), а вторая – в его средней части, в 40 км юго-восточнее (скважина № 26, современная глубина моря 203 м). В скважине № 26 слабоконсолидированные осадки охарактеризованы радиоуглеродными датировками [Polyak, Mikhailov, 1996; Polyak et al., 2001] на 4-х гипсометрических уровнях. Их интерполяция и экстраполяция до подошвы слабоконсолидированных осадков показывает, что скорость седиментации закономерно убывает вверх по разрезу, свидетельствуя о его трансгрессивном характере. Этот вывод был использован при построении графика изменения возраста слабоконсолидированных осадков в скважине № 142, в которой они были датированы лишь на одном уровне (см. фиг. 5.13). Непосредственно на диамиктоне, подстилаемом верхнемеловыми отложениями [Павлидис и др., 1992], в обоих случаях залегает пачка коричневых ленточнослоистых глинистых илов мощностью, соответственно, 7,0 и 8,8 м. Их формирование началось и завершилось в скважине № 142, соответственно, ~12,3 и ~11,0, а в скважине № 26 – ~10,4 и 10,0 тыс. радиоуглеродных лет назад при средней скорости осадконакопления

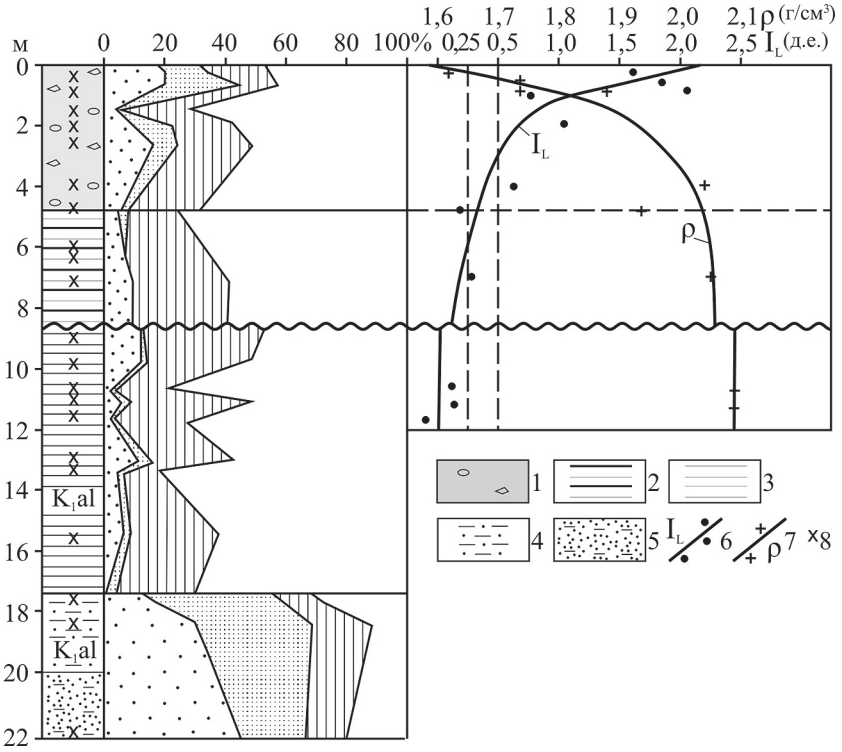
примерно равной скорости тектонического погружения, соответственно, 0,5 и 1,5 см/год. Илы содержат бедный в видовом и количественном отношении комплекс фораминифер, доминантами которого являются эврибионты Retroelphidium clavatum и Cassidulina reniforme (см. табл. 5.1). Их гранулометрический состав отличается характерным для эстуариевых осадков господством пелитовых фракций, содержание которых уменьшается вверх по разрезу. На этом фоне в скважине № 142, в районе которой 12,3 тыс. радиоуглеродных лет назад, судя по геоморфологическим признакам (см. фиг. 5.11), располагалось устье палеоэстуария, фиксируются существенные колебания (амплитудой 20–40%) количества пелитового материала, вызванные периодическим увеличением и уменьшением относительной роли мелко- и крупноалевритовых частиц, что нашло отражение и на графиках изменения значений I_L и ρ (см. фиг. 5.13А). Эти колебания отображают неустойчивость режима седиментации вблизи устья эстуария, которая проявлялась в непостоянстве соотношения, между количеством терригенного материала, поставляемого рекой с юга (преимущественно пелита) и приливами с севера (преимущественно алеврита) за счёт размыва берегов сужающегося к юго-юго-востоку залива, существовавшего между Мурманской возвышенностью и Северо-Канинской банкой (см. фиг. 5.11). Признаком этого размыва служит резко сокращённая мощность слабоконсолидированных осадков у подножья Север-Канинской банки (в скважине № 63 при глубине моря 272 м она составляет всего 1,7 м). Во внутренних районах палеоэстуария (скважина № 26) условия седиментации были гораздо более стабильными (см. фиг. 5.13Б), так как основную роль в поставке терригенного материала играл один источник (река), заметное влияние приливной взвеси проявилось лишь в кровле ленточнослоистых илов, что характерно для эстуариевых фаций (см. выше).

Переход к сублиторальным фациям фиксируется сменой их литологии, в том числе появлением фракций ледового рассева (обломки гравийной и галечной размерности, зёрна песка и частично крупного алеврита). Наряду с этим, отмечается резкое (на порядок величины) уменьшение средней скорости осадконакопления и столь же резкое изменению комплексов фораминифер: количество экземпляров и их видовое разнообразие существенно возрастают, появляются стеногалинные *Nonionellina labradorica и Cassidulina u teretis* [Павлидис и др., 1992]. Наконец, заметно возрастает средняя скорость тектонического погружения (см. подраздел 5.5) – в районе скважины № 142 в 3 раза (от 0,5 до 1,5 см/год) и скважины № 26 в 1,6 раз (от 1,5 до 2,4 см/год). Подобная разница в скоростях погружения на расстоянии всего в 40 км существенно повлияла на облик сменивших эстуриевые осадки сублиторальных фаций. В устье палеоэстуария (скважина № 142) приливные ритмиты были перекрыты сублиторальными гомогенными алеврито-глинистыми илами (4,6 м), которые примерно 3 тыс. радиоуглеродных лет назад сменились песчанистыми алевритами (0,4 м). Последнее может быть обусловлено тем, что в это время произошла смена знака вертикальных тектонических движений и мелководные банки вместе с их подножьями были вовлечены в поднятия (см. фиг. 5.11, 5.13А). В скважине № 26 между сублиторальными (7,5 м) и эстуариевыми осадками обособляется пачка (9,8 м) тёмно-серых почти чёрных алеврито-глинистых и глинисто-алевритовых илов (см. фиг. 5.13Б), которая при сохранении тонкой горизонтальной слоистости отличается от подстилающих коричневых приливных ритмитов гораздо меньшей дисперсностью: среднее значение M_d = 0,011 мм против 0,0035 мм. Особенности окраски и гранулометрии этих осадков объясняются тем, что отрезок палеоэстуария в районе расположения скважины № 26 погружался значительно быстрее его сопредельных участков, вследствие чего примерно 10 тыс. радиоуглеродных лет назад здесь начала обособляться замкнутая мелководная впадина, служившая локальным отстойником для поступавшего в неё терригенного материала. В это время на месте бывшего устья эстуария (район скважины 142) уже существовала мелководная сублитораль, и основную роль в снабжении впадины терригенным материалом играли морские приливы, приносившие наряду с пелитовыми частицами более грубые продукты волнового разрушения входных мысов и бортов эстуария. Затруднённость водообмена в замкнутой впадине служила причиной недостатка кислорода, восстановительной обстановки, сульфатредукции и, вследствие этого, обильного образования в осадках гидротроилита, придающего им тёмную окраску. Прогибание впадины не компенсировалось полностью даже весьма быстрым (1,0 см в год) осадко-

накоплением, поэтому лишь примерно через тысячу радиоуглеродных лет в связи с увеличением глубины моря и его распространением к югу от пояса мелководных банок аномальная по текстуре, обогащённости гиротроиллитом и скорости седиментации пачка сменилась нормальными сублиторальными осадками. Они представлены зеленовато-серыми гомогенными глинистыми алевритами, накапливавшимися со средней скоростью 0,08 см/год (см. фиг. 5.13Б). Тем не менее, ускоренное прогибание средней части Канинского жёлоба продолжалось и после того, как он был полностью затоплен морем, вследствие чего замкнутая впадина в его пределах сохранилась, и современные глубины морского дна здесь на 30–35 м больше, чем к северо-западу и к юго-востоку от неё.

Эстуариевые фации 1-го сейсмостратиграфического комплекса по критериям, обоснованным в подразделе 4.2, относятся к категории слабоконсолидированных осадков: для них характерно слоистое или однородное акустически прозрачное сейсмоизображение, так как степень консолидации даже при мощности около 74 м не выходит за рамки мягкопластичной консистенции. Однако на участках проявления молодых (практически современных) дифференцированных тектонических движений степень их консолидации может существенно возрастать, в связи с чем будет изменяться и характер сейсмоизображения. Подобная ситуация зафиксирована в пределах Западно-Кольской седловины скважинами №№ 10 и 114 на площади Северо-Кильдинской антиклинальной структуры. Эстуариевые осадки здесь представлены шоколадно-коричневыми и коричневато-серыми глинами, содержащими ритмичную слоистость благодаря чередованию алевритистых глин и глинистых алевритов, границы между которыми иногда подчёркнуты тонкими линзовидными прослоями тонкозернистого песка. Медианный диаметр частиц (M_d) изменяется от 0,004 до 0,007–0,008 мм, их гранулометрическая сортировка по А.П. Лисицыну [Лисицын, 1966] хорошая (S_0 = 1,7–2,8) и лишь в нижнем полуметре пачки средняя (S_0 = 3,4–3,8) В её подошве глины обогащены обломочным материалом (5–7% по объёму). Мощность глин изменяется от 4,1 м в скважине № 114 до 6,3 м в скважине № 10. Они залегают непосредственно на охарактеризованных фауной фораминифер нижнеальбских отложениях, нарушенных многочисленными поперечными к простиранию антиклинали разрывными нарушениями, и вверх по разрезу сменяются тёмно-серыми гемидиамиктоновыми и диамиктоновыми илами (M_d = 0,05–0,09 мм, S_0 = 3,4–4,4). Последние обладают массивной текстурой, редкими включениями гравия и галек осадочных пород и имеют мощность от 2,75 м (скв. № 10) до 4,7 м (скв. № 114). Присутствие в них переотложенных преимущественно планктонных олигоценовых и нижнемиоценовых фораминифер, (определения В.Я. Слободина, ВНИИОкеангеология) указывает на поступление осадочного материала с запада в том числе за счёт размыва олигоценовых и миоценовых отложений, подстилающих верхний структурно-формационный ярус на внешнем шельфе (см. подраздел 4.1.2). В эстуариевых ритмитах присутствуют только переотложенная мезозойская (главным образом меловая) микрофауна, а их гранулометрический состав весьма близок составу подстилающих нижнеальбских глин (фиг. 5.17), что указывает на поступление материала с востока за счёт размыва пород мезозойского субстрата новейших отложений. Это согласуется с накоплением глинистых ритмитов в опреснённом эстуарии, питающемся твёрдым речным стоком с востока (см. фиг. 4.1, 5.13).

Необычным в этих разрезах является физическое состояние осадков 1-го сейсмостратиграфического комплекса. В рассматриваемом случае осадки 1-го ССК обладают акустической прозрачностью лишь до глубины ~3,5–4,5 м и в этом же интервале имеют консистенцию, характерную для слабоконсолидированных осадков. Ниже по разрезу их сейсмоизображение становится хаотическим, а консистенция полутвёрдой или близкой к ней. Однако в отличие от общего правила переход от слабоконсолидированных осадков к консолидированным осуществляется постепенно, без обычно наблюдаемого скачкообразного уменьшения показателя консистенции и увеличения плотности отложений. Вниз по разрезу изменение их физического состояния происходит плавно от текучей (скважина № 10) или текучепластичной (скважина № 114) в кровле до полутвёрдой и твёрдой в основании 1-го ССК, что свидетельствует об отсутствии седиментационного перерыва между осадками гемидиамиктонового облика и подстилающими ритмичнослоистыми глинами полутвёрдой консистенции (см. фиг. 5.17). Высокая консолидация осадков на незначительной глубине (порядка 3,5–4,5 м) в таком случае может объяс-



▲ **Фиг. 5.17.** Физические свойства четвертичных отложений, вскрытых скважиной 114 (глубина моря 255 м) на Западно-Кольской седловине, и их влияние на характер сейсмоизображения. Местоположение разреза см. на фиг. 5.11. *1*, *2* – позднеплейстоцен-голоценовые отложения: *1* – диамиктоновый и гемидиамиктоновый ил с однородным акустически прозрачным сейсмоизображением; *2* – ритмичнослоистый эстуариевый глинистый ил, испытавший динамическое уплотнение в неотектонически активной надразломной зоне, в результате чего превратился в консолидированную глину с хаотическим сейсмоизображением; *3–5* – нижнемеловые отложения: *3* – глина; *4* – песчанистый алеврит; *5* – песок; *6*, *7* – графики изменения с глубиной: *6* – показателя консистенции (I_L); *7* – плотности (ρ); *8* – место отбора образца на анализ. Остальные обозначения см. на фиг. 4.12. Две вертикальные пунктирные линии на графике изменения I_L – границы тугопластичной консистенции ($0{,}25 < I_L < 0{,}5$), внутри которой происходит смена акустически прозрачного сейсмоизображения хаотическим. В соответствии с графиком изменения I_L эта смена практически происходит на границе между ритмичнослоистым динамически уплотнённым глинистым илом и вышележащим диамиктоновым или гемидиамиктоновым илом

няться только практически современной тектонической активностью многочисленных разрывных нарушений сдвигового типа, представляющих собой вторичные структуры области динамического влияния разлома акустического фундамента [Шерман и др., 1983; Крапивнер, 2007], который здесь расположен на глубине около 10 км [Богацкий и др., 1996]. Верхние кромки этих разрывов достигают подошвы эстуариевых ритмитов, но не проникают в них, поскольку в период формирования они представляли собой недеформируемую двухфазную среду – глинистый ил с гравитационной водой в порах. Под влиянием динамической нагрузки, обусловленной относительным перемещением меловых пород на крыльях разрывных нарушений, вышележащие верхненеоплейстоцен-голоценовые отложения испытывали наряду с гравитационным и динамическое уплотнение (подробнее этот процесс будет рассмотрен в подразделе 6.2.4).

К северу от широты Западно-Кольской седловины топографические условия в российском секторе Баренцева моря не способствовали возникновению аномально высоких приливов и, вместе с тем, скорости тектонических погружений, обусловивших развитие последней морской трансгрессии, были существенно выше, чем в окрестностях пояса мелководных банок [Крапивнер, 2006]. Таким образом геолого-геоморфологические факторы не благоприятствовали формированию фаций приливной литорали и, в том числе, эстуариевых ритмитов. Вследствие этого они здесь имеют

спорадическое распространение и незначительную мощность, лишь иногда приближающуюся к максимальной высоте прилива в современном Карском море (1 м [Леонтьев, 1961]), или превышающую её не более, чем в 2 раза. Так, ленточнослоистые глинистые илы вскрыты скважиной № 313 в затопленной долине небольшого притока магистральной палео-реки, приуроченной к Центральному жёлобу, а также грунтовыми трубками П32 в проливе Кембридж (Земля Франца-Иосифа), П45 в жёлобе Франц-Виктория, П7 и П29 в жёлобе Св. Анны, Е1 и Е3 в Билле и Ис-фиордах (см. фиг. 4.1, 5.2, 5.3, 5.11). Вполне возможно, что они (за исключением приливных ритмитов в скважине 313) представляют собой не эстуариевые фации, а осадки глинистых осушек (лайд, ваттов, маршей), формировавшихся под влиянием приливно-отливной деятельности на вогнутых участках ископаемой береговой линии, выработанной в рыхлых отложениях [Крапивнер, 1965]. В скважине 313 (широта ~72°) они сохраняют коричневую окраску, но в меридиональных Арктических грабен-желобах и в проливах ЗФИ она сменяется серой и светло-серой.

Инситные фораминиферы в этих осадках встречаются (иногда в большом количествах) в прослоях, разделённых пустыми интервалами. Они представлены небольшим числом (2–5) видов: *Elphidium excavatum f. clavatum (Retroelphidium clavatum), Islandiella norcrossi u Cassidulina reniforme.* В жёлобе Франц-Виктория к ним добавляются *C. teretis* (которая иногда становится доминантой), *Melonis barleeanus* и в заметном количестве планктонные формы. Присутствие *C. teretis, M. barleeanus* и планктона указывает на то, что уже в начальный период последней морской трансгрессии северная окраина Баренцева моря испытывала влияние атлантических вод [Polyak, Solheim, 1994]. Это согласуется с приведенными выше аргументами в пользу того, что специфические черты литологии и биоты ритмичнослоистых илов, местами залегающих в основании слабоконсолидированных осадков Баренцевского шельфа, находят вполне естественное объяснение в палеогидрологическом режиме акватории. На него в начале последней тектонически обусловленной трансгрессии моря сильно влияли особенности очертаний береговой линии, выработанной в рыхлых отложениях. Привлечения внешних факторов (изменение климата, таяние шельфового ледника) для интерпретации генезиса ритмичнослоистых илов не требуется. Вместе с тем, современное гипсометрическое положение и мощность эстуариевых ритмичнослоистых илов даёт в руки исследователя важный инструмент для реконструкции вертикальных тектонических движений недавнего геологического прошлого, поскольку они формировались практически на уровне моря.

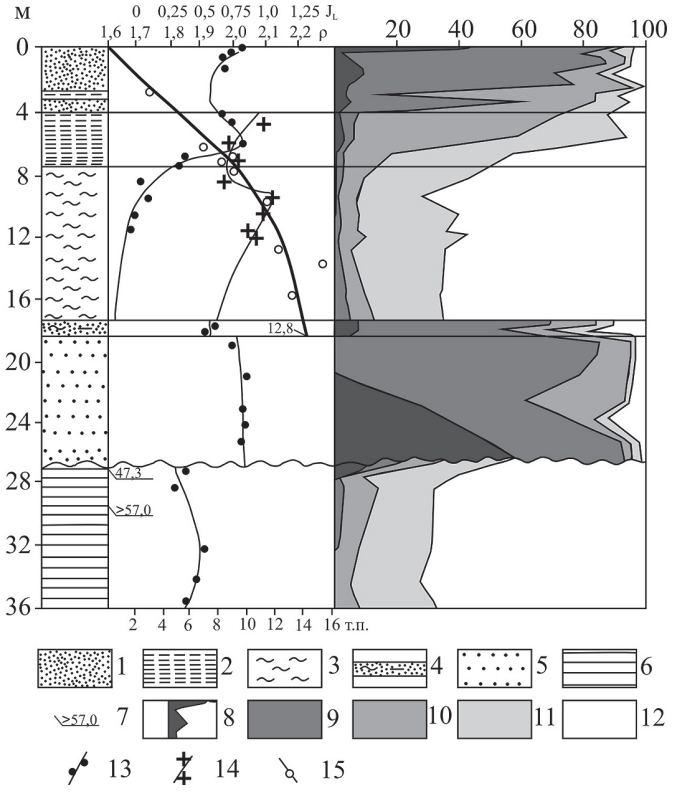
5.3.2. Лиманные фации

В наиболее изученной части Российского сектора Баренцевского шельфа (см. фиг. 5.11) опорный разрез 1-го сейсмостратиграфического комплекса, обеспеченный серией радиоуглеродных датировок (табл. 5.2), получен в скважине 210 (глубина моря 20 м). Он демонстрирует вертикальную последовательность фаций, соответствующую смене условий седиментации во времени: река, лиман, открытое море.

Таблица 5.2

Радиоуглеродный возраст слабоконсолидированных осадков, вскрытых скважиной 210

Глубина отбора образца, м	Отложения	Радиоуглеродный возраст, лет назад	Анализируемый материал
2,6	Песок	2900±120	Раковина
2,6	Песок	2900±120	Органика
6,2–6,3	Глинистый ил	7500±90	Органика
7,0	Глинистый ил	8900±110	Растительный детрит
7,0	Глинистый ил	8900±100	Органика
7,2–7,4	Глинистый ил	8200±120	Растительный детрит
7,2–7,4	Глинистый ил	8400±100	Растительный детрит
7,4–7,7	Глинистый ил	9600±130	Органика
10,0	Глинистый ил	11300±130	Органика
12,5	Глинистый ил	12600±170	Органика
13,5	Глинистый ил	15700±260	Органика
15,0–16,0	Глинистый ил	13200±140	Органика
17,0	Заилен. песок	25800±1900	Органика



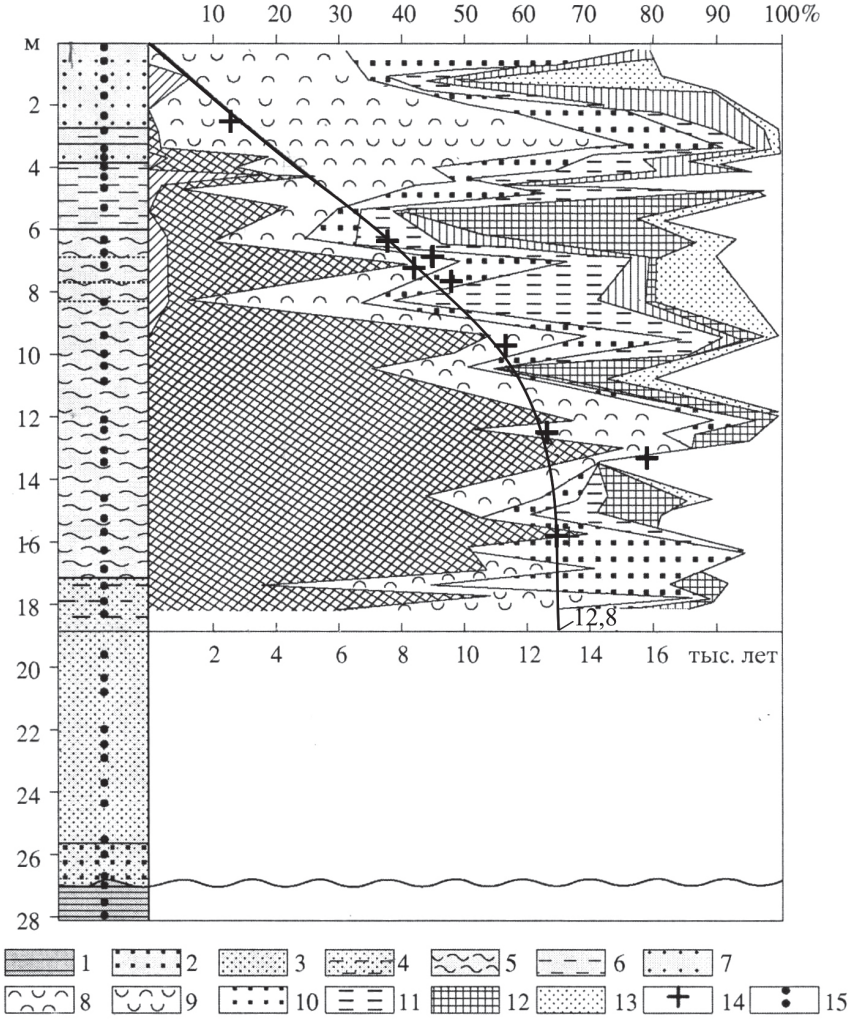
▲ **Фиг. 5.18.** Геологический разрез погребённой долины Палео-Печоры, вскрытый скважиной 210 (местоположение см. на фиг. 5.11). *1* – осадки волнового поля (песок); *2*, *3* – лиманные фации: *2* – крупноалевритовый ил; *3* – глинисто-алевритовый ил; *4* – осадки фации предустьевого взморья (заиленный песок); *5* – аллювиальные отложения (русловой песок); *6* – консолидированные отложения (морская глина); *7* – запредельная и средневалдайская радиоуглеродные датировки консолидированных отложений и их положение в колонке скважины; *8–12* – гранулометрические фракции (мм): *8* – >0,25; *9* – 0,25–0,1; *10* – 0,1–0,05; *11* – 0,05–0,01; *12* – <0,01; *13*, *14* – графики изменения с глубиной: *13* – показателя консистенции (I_L); *14* – плотности осадков (ρ); *15* – положение радиоуглеродной датировки слабоконсолидированных осадков на графике «возраст – глубина от поверхности дна», шкала радиоуглеродного времени (в тыс. лет) в основании колонки

На черных глинах с радиоуглеродным возрастом в кровле 47 300±2500 лет и более 57 тыс. лет (фиг. 5.18) залегают желтовато-коричневые русловые пески (27,0–18,6 м) до глубины 22 м мелкозернистые (содержание фракции 0,1–0,25 мм 79–85%), с примесью крупного алеврита (11–15%). В отдельных прослоях эта примесь достигает 31%, вследствие чего содержание мелкопесчаной фракции снижается до 62%. Пески хорошо сортированы: коэффициент сортировки по Траску (S_0) равен 1,25–1,4 при медианном диаметре зёрен (M_d) 0,14–0,16 мм. Примесь фракции 0,25–0,5 мм, как правило, не превышает 0,5%. С глубины 23,8 м она резко возрастает до 24,5% и в основании пачки (интервал 24,7–27,0 м) пески становятся среднезернистыми с содержанием фракции 0,25–0,5 мм более 50%. Медианный диаметр зёрен возрастает до 0,21–0,26 мм, а коэффициент сортировки несколько ухудшается (S_0 = 1,5–1,6). Русловой аллювий, охарактеризованный в скважине 210, вскрыт серией скважин и формирует затопленную морем палео-долину шириной около 20 км, расположенную в 120 км северо-восточнее устья р. Печоры на азимутальном продолжении её современной долины (см. фиг. 3.17, 3.21). Этот аллювий, погребённый под 15–20-метровой толщей слабоконсолидированных осадков и вложенный в более древние слои, повсеместно представлен песками мощностью 8–13 м с небольшой примесью рассеянного грубообломочного материала и характерным для русловых фаций увеличением размера зёрен вниз по разрезу. Подошва погребённого аллювия расположена на альтитудах –47 ÷ –50 м, а его радиоуглеродный возраст древнее ~12,8, но моложе ~47 тыс. радиоуглеродных лет (см. табл. 5.2, фиг. 5.18, 5.19). В отложениях, подстилающих и перекрывающих русловые пески, выделены комплексы фораминифер, а в скважинах 139 и 124 (см. фиг. 3.17) – диатомовые водоросли неритовой зоны. В рассматриваемых русловых песках фораминиферы отсутствуют, а диатомеи в них и в низах (1,5–2 м) перекрывающих осадков предустьевого взморья представлены, в основном, переотложенными видами. Из инситных встречаются лишь единичные створки *Cyclotella striata* – прибрежно-лагунного вида зоны влияния рек и прибрежных холодных течений в южных морях [Самойлович и др., 1993].

В результате морской ингрессии палео-долина примерно 12,8 тыс. лет назад стала лиманом, в который из-за незначительной ширины и(или) наличия мористее его устья песчаной косы (реликты подобной косы сохранились в современной Печорской губе, см. фиг. 3.17) не проникали волны открытого моря. В изголовьях лиманов, возникших на месте крупных рек, накапливаются влекомые по дну осадки с примесью выпавшего из взвеси дисперсного материала. Они представлены заиленными песками – наиболее распространённой разновидностью фации предустьевого

взморья. Характерным примером является Обская губа, в вершине которой распространены многочисленные острова, сложенные заиленными песками (см. фиг. 3.23). Мористее зоны предустьевого взморья в лиманах осаждается вынесенный рекой взвешенный терригенный материал – глинистые и алеврито-глинистые илы. В геологических разрезах, отображающих развитие ингрессии моря, эти фации, в соответствии с правилом Головкинского-Вальтера, должны образовывать вертикальную последовательность, что и наблюдается в Обской губе (см. фиг. 3.26) и в колонке скважины 210 (см. фиг. 5.18). В последней непосредственно на аллювиальных песках залегают заиленные пески фации предустьевого взморья (18,6–17,0 м), на них – темно-серые гомогенные глинистые илы (17,0–7,4 м) с содержанием пелитовой (<0,01 мм) фракции 60–70%, которые, в свою очередь, сменяются крупноалевритовыми илами (7,4–4,0 м), на формирование которых уже оказывало влияние слабое волновое воздействие. Около 4 тыс. лет назад оно стало определяющим: началось накопление песков с господством наиболее подвижной в волновом поле фракции 0,1–0,25 мм.

Трансгрессивная вертикальная последовательность фациальных обстановок подтверждается фауной фораминифер (фиг. 5.19, табл. 5.3) и диатомовой флорой. Доминирует *Retroelphidium clavatum*, в заметных количествах присутствуют виды, указывающие на мелководность и опреснение бассейна: *Haynesina orbicularis* (в заиленных песках фации предустьевого взморья преимущественно *H. albiumbilicata*) и *Cribrononion incertus*, в низах разреза выступающие как субдоминанты, а также *Cribrononion asklundi* и *Cribroelphidium goesi*. Постоянно присутствуют относительно тепловодные гуттулины, псевдополиморфиды, глобулины, дискорбисы и др., суммарное содержание которых



▶ **Фиг. 5.19.** Фауна фораминифер в слабоконсолидированных осадках, вскрытых скважиной 210. Глубина моря 20 м (местоположение см. на фиг. 5.11). *1* – глина; *2* – среднезернистый песок; *3* – мелкозернистый песок; *4* – заиленный песок; *5* – алеврито-глинистый ил; *6* – крупноалевритовый ил; *7* – прибрежно-морской песок; *8–13* – фораминиферы: *8* – *Haynesina orbicularis* с примесью *H. albiumbilicata*; *9* – *H. albiumbilicata* с примесью *H. orbicularis*; *10* – *Cribrononion incertus* и *C. asklundi*; *11* – *Cribroelphidium göesi* и *C. subarcticum*; *12* – тепловодные виды; *13* – агглютинанты; *14* – радиоуглеродные датировки и их положение на графике «возраст осадков – глубина от поверхности дна»; *15* – место отбора образца на микрофаунистический анализ. Аналитик О.Г. Окунева (ВНИИМоргео)

Таблица 5.3

Общая численность и видовое разнообразие фораминифер (на 100 г воздушно-сухого осадка) в осадках погребённой долины Палео-Печоры, скв. 210, Печорское море

Интервал разреза, м	Фация, осадки	Количество экземпляров	Количество видов
0–4	волнового поля, пески	2–1656 / 505	2–32 / 15
4,0–7,4	лиманная, крупноалевритовые илы	268–575 / 475	7–43 / 21
7,4–17,0	лиманная, глинистые илы	19–572 / 207	3–24 / 12
17,0–18,6	предустьевого взморья, пески	11–1024 / 428	6–12 / 9

иногда составляет 7–9%. На глубине 10,4 м оно достигает 35%, причем господствуют два вида: *Pyrgo williamsoni Silv*. и *Miliollinella subrotunda (Mont.)*. Не калиброванный радиоуглеродный возраст этого события ~11,2 тыс. лет назад. С глубины 9 м *R. clavatum* теряет роль доминанты, появляется *Cassidulina reniforme*, содержание которой в кровле лиманных илов достигает 24%. В образцах с глубин 6,3 и 5,3 м отмечается еще один максимум (31 и 38%) тепловодных форм, среди которых преобладают дискорбисы и *Buliminella elegantissima (d'Orb.)*. Он приходится на интервал ~6,9–5,7 тыс. радиоуглеродных лет, близкий к времени климатического оптимума голоцена (8–5 тыс. лет) по схеме Блитта-Сернандера и более точно совпадающий с голоценовым климатическим оптимумом (6,2–5,5 тыс. лет), установленных по комплексу данных в работе [Борзенкова, Зубаков, 1984]. В морских песках (4,0–0 м) тепловодные виды практически исчезают, доминируют *H. orbicularis* вблизи кровли вместе с *Cribrononion incertus*. В заметных количествах присутствуют *C. asklundi, Cribroelphidium goesi, C.subarcticum,* холодноводные эльфидиеллы и *Buccella frigida*. Агглютинанты встречены по всему разрезу и господствуют с глубины 0,1 м до поверхности. Состав фауны согласуется с общим увеличением её численности и видового разнообразия вверх по разрезу (см. табл. 5.3), а также с литологией вмещающих осадков. Он указывает на последовательное увеличение солёности бассейна седиментации, а с глубины 8–9 м и его гидродинамической активности в точке бурения, отображая постепенный переход от условий осаждения выносимого рекой тонкодисперсного терригенного материала из взвеси к осадконакоплению в волновом поле, благодаря чему вместо крупных алевритов здесь стали накапливаться мелкозернистые пески.

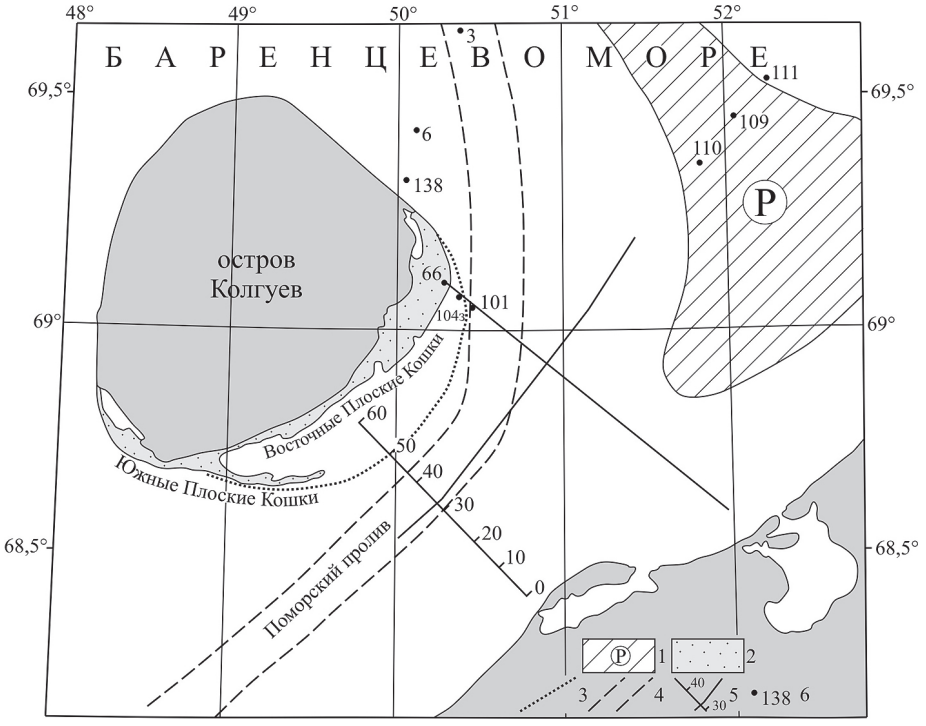
В 1,7 км севернее скважины 210 осадки, перекрывающие русловой аллювий Палео-Печоры, пройденные скважиной 139 (см. фиг. 3.18), охарактеризованы довольно богатой в видовом и количественном отношении флорой диатомей. В заиленных песках предустьевого взморья и низах перекрывающих их лиманных илов доминируют *Cyclotella striata*, прибрежно-лагунный вид зоны влияния рек и холодных течений в южных морях, *Thalassiosira bioculta* – эстуарная форма, и из сублиторальных диатомей южнобореальная *Nitzschia navicularis*. Характерно присутствие большого числа пресноводных видов (26), в том числе реофильной *Didymosphenia geminate*, что указывает на большое влияние реки. Вышележащая основная по мощности часть лиманных илов содержит 40 морских и 12 пресноводных видов диатомей. Среди морских присутствуют арктобореальные виды *Stephanopyxis turris*, *Thalassiosira gravida*, *Bacterosira fragilis* и южнобореальная океаническая диатомея *Coscinodiscus asteromphalus.* Судя по составу диатомей море периодически покрывалось льдом, но связь с Атлантикой не прерывалась и временами усиливалась [Самойлович и др., 1993].

Таким образом, на протяжении отрезка времени, который завершился около 12,8 тыс. радиоуглеродных лет назад, площадь нынешнего Печорского моря (по крайней мере её южная часть) была сушей, дренировавшейся реками, а затем, в результате морской ингрессии, долины рек были затоплены и превратились в лиманы. Фауна фораминифер и диатомовая флора свидетельствуют о том, что в период накопления лиманных осадков температура придонных вод была близка к современной, а временами даже болеее высокой, поэтому подтопление гидрографической сети никак нельзя связывать с существованием на Баренцевском шельфе ледниковой плотины, преградившей Палео-Печоре путь к Норвежско-Гренландскому морю – её конечному водоёму стока (см. фиг. 4.1, 4.2). Радиоуглеродный возраст руслового аллювия в опорном разрезе, вскрытом скважиной 210, близок к таковому, полученному в разрезах I над-

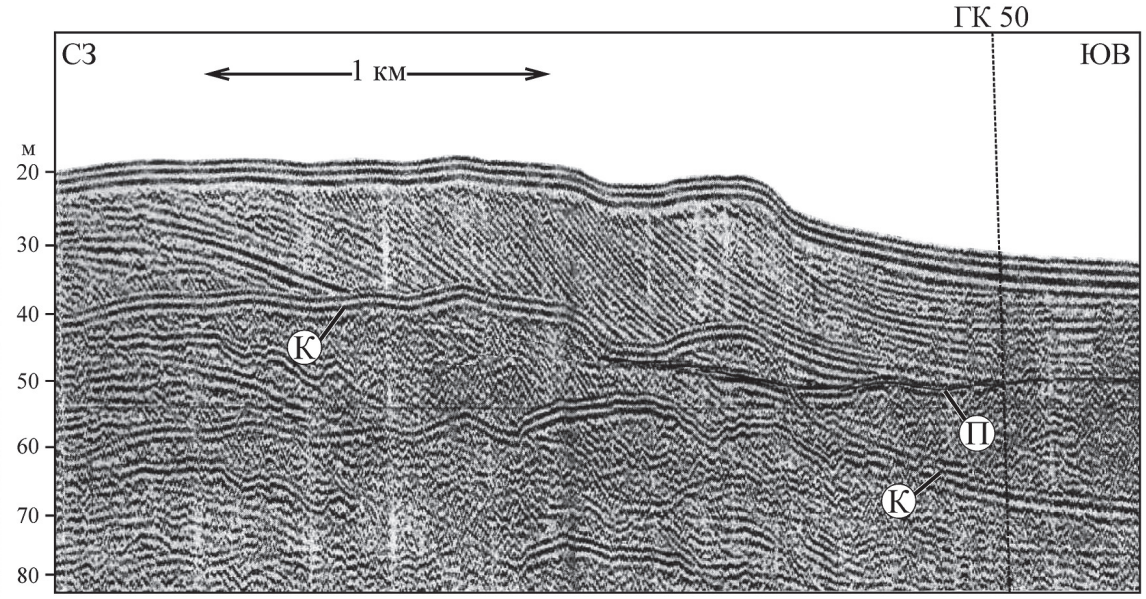
пойменной террасы р. Печора близ дд. Денисовка и Окунев Нос. Формирование русловых отложений в районах скважины 210 и упомянутых деревень завершилось, соответственно, около 12,8, 12,7 и 12,4 тыс. радиоуглеродных лет назад (см. фиг. 5.19, подраздел 3.2.3).

Из выполненного анализа в комплексе со сведениями, приведенными в подразделе 3.2.3, также следует, что погребённый русловой аллювий затопленной палеодолины, р. Печоры вместе с перекрывающими его заиленными песками предустьевого взморья и нижней частью лиманных глинистых илов (интервал радиоуглеродного времени от более 12,8 тыс. до 9–10 тыс. лет назад) коррелятны аллювиальным отложениям I надпойменных террас бассейна р. Печоры. По-видимому, 8–9 тыс. радиоуглеродных лет назад в Печорской низменности началось формирование пойменных террас, отложениям которых коррелятны верхняя часть разреза лиманных илов и вышележащие пески волнового поля.

Судя по данным НСП (фиг. 5.20) лиманные илы слагают основную часть разреза предполагаемой в Поморском проливе (максимальная глубина 50–55 м) затопленной долины р. Палео-Пёши, внутри которой их подошва фиксируется на абсолютных отметках от минус 90 до минус 107 м. Интерпретация сейсмоакустического изображения этих осадков, в верхней части, по-видимому, мёрзлых, была приведена в подразделе 4.2.7 (см. фиг. 4.20, 4.21). Общая мощность илов изменяется от 39 до 48 м, быстро сокращаясь до полного выклинивания за пределами погребённой палеодолины. Лиманные отложения перекрыты акустически слоистыми осадками волнового поля, мощность которых нарастает в сторону острова Колгуев от 3–4 до 10–12 м. В 18 км от берега острова они сменяются по латерали песками слившихся прибрежных кос Южные и Восточные Плоские Кошки мощностью до 26 м, обладающими проградационной слоистостью (фиг. 5.21). Подошва илов расположена в нескольких миллисекундах



▲ **Фиг. 5.20.** Схематическая карта расположения фрагмента погребённой долины р. Палео-Пёша в Поморском проливе и его окрестностях. *1* – выраженное в донном рельефе крупное сводовое поднятие (Русская структура); *2* – примкнувшие к южному берегу острова Колгуев крупные аккумулятивные тела – песчаные косы; *3* – граница выклинивания примкнувшего песчаного аккумулятивного тела; *4* – границы погребённой долины р. Палео-Пёша; *5* – линии НСП, фрагменты линии НСП, на которой проставлен километраж от 0 до 60 км, приведены на фиг. 4.20, 4.21 и 5.21; *6* – скважина и её номер



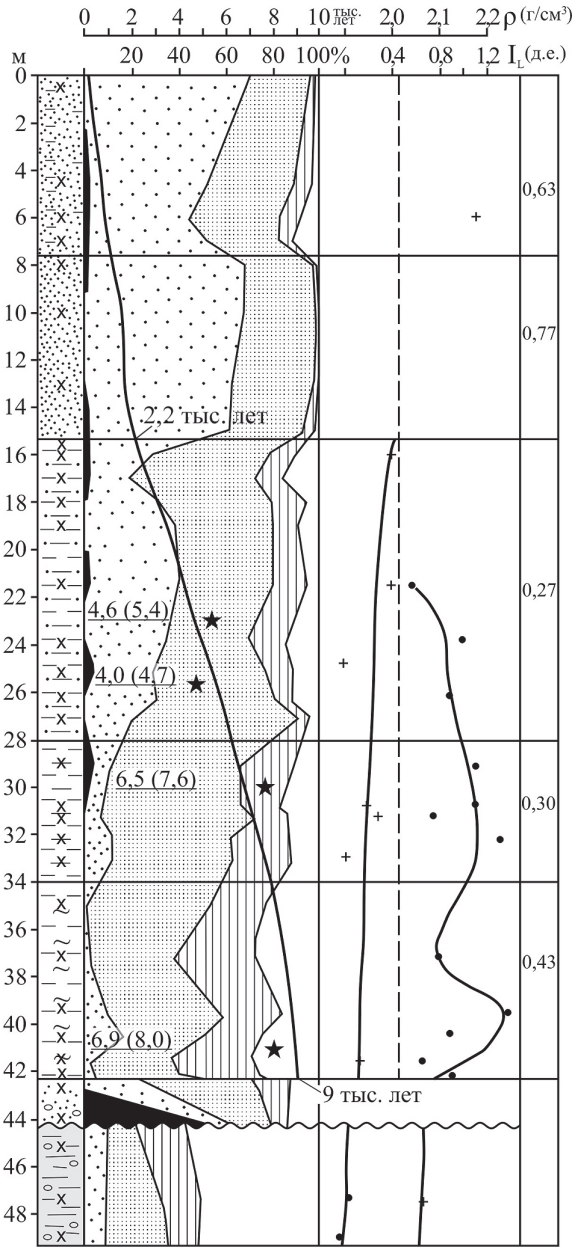
▲ **Фиг. 5.21.** Фрагмент линии НСП (местоположение см. на фиг. 5.20). Поперечный разрез примкнувшей к острову Колгуев песчаной косы Южные Плоские Кошки с проградационной слоистостью. П – отражающая граница – подошва песчаных отложений; К – кратное отражение

выше кратного отражения от морского дна, поэтому идентифицировать подстилающий их русловой аллювий не удаётся. Очевидно лишь, что у подводного окончания песчаной косы, окаймляющей юго-восточное побережье острова Колгуев, лиманные осадки налегают на дислоцированные меловые отложения.

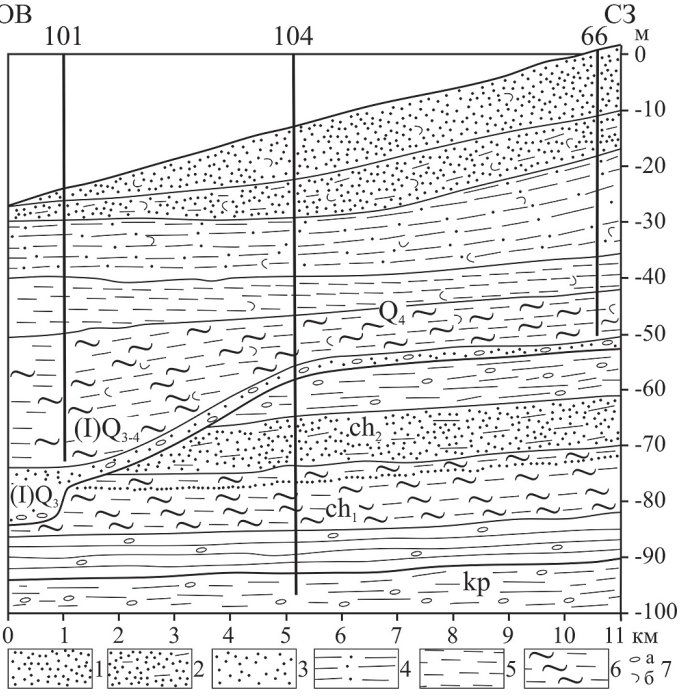
Заполненная илами палеодолина в юго-западной части Поморского пролива располагается в его осевой зоне, имея северо-восточное направление, но затем круто отворачивает на север (см. фиг. 5.20). Близ восточной окраины острова Колгуев скважиной № 104 (глубина моря 14 м) вскрыт полный разрез погребённой долины небольшого левого притока р. Палео-Пёша. Он начинается русловым аллювием (1,9 м), представленным мелкозернистыми алевритистыми песками с редкой галькой и с базальным галечником (0,1 м), заполнителем которого служит разнозернистый песок. Выше залегает толща (26,7 м) тёмно-серых лиманных илов текучей или текучепластичной консистенции, обладающих массивной или неяснослоистой (из-за неравномерного распределения гидротроилита) текстурой, с многочисленными обломками раковин морских моллюсков и редкой галькой. Лиманные илы, как и в опорном разрезе (см. фиг. 5.18), характеризуются закономерным уменьшением снизу вверх содержания пелитовой и мелкоалевритовой фракций за счёт возрастания количества мелкозернистого (0,1–0,25 мм) песка, (фиг. 5.22**)**. Разрез завершается осадками волнового поля (вдольберегового потока наносов), которые формируют прибрежную косу Восточные Плоские Кошки (15,6 м). В скважине № 101 (глубина моря 24 м), пробуренной в 4 км юго-восточнее, по-видимому, в пределах погребённой долины Палео-Пёши (см. фиг. 5.20), мощность лиманных илов превышает 44 м (их подошва не вскрыта), тогда как мощность покрова песков волнового поля сократилась до 6 м (фиг. 5.23).

Отложения, вскрытые скважиной 104, охарактеризованы четырьмя радиоуглеродными датировками по раковинам моллюсков (см. фиг. 5.9). В соответствии с ними накопление лиманных илов в низовьях левого притока Палео-Пёши началось примерно 9,0 и завершилось около 2,2 тыс. радиоуглеродных лет назад (см. фиг. 5.22). Долина Палео-Пёши, если экстраполировать эти датировки на разрез скважины 101, была затоплена морем около 12,5 тыс. радиоуглеродных лет назад, то есть практически одновременно с районом опорной скважины 210.

В 70 км севернее лиманные осадки предполагаемого субмеридионального продолжения погребённой долины р. Палео-Пёши, вскрытые



▲ **Фиг. 5.22.** Строение и гранулометрический состав слабоконсолидированных отложений, вскрытых скважиной 104, глубина моря 14 м (местоположение см. на фиг. 5.20). Условные обозначения см. на фиг. 4.12, 5.14, 5.23



▲ **Фиг. 5.23.** Поперечный геологический разрез левого борта погребённой долины р. Палео-Пёши при выходе её из Поморского пролива. *1*, *2* – отложения примкнувшей к острову Колгуев косы Восточные Плоские Кошки: *1* – мелкозернистые пески, *2* – заиленные мелкозернистые пески; *3* – разнозернистые русловые пески погребённой долины р. Палео-Пёша и её левого притока, *4–6* – лиманные отложения: *4* – песчано-алевритовый ил; *5* – крупноалевритовый ил; *6* – глинисто-алевритовый ил; 7а – включения гальки; 7б – обломки раковин морских моллюсков

скважиной 3 (см. фиг. 5.11, глубина моря 80 м) залегают уже не на русловом аллювии, а на эстуариевых ритмитах и перекрыты песками волнового поля (см. предыдущий подраздел). Они вскрыты в интервале 2,2–25 м и представлены серыми глинистыми, до глубины 14 м глинисто-алевритовыми илами с прослоями, линзами и точечными включениями, обогащёнными гидротроилитом. Встречаются обломки и целые створки раковин морских моллюсков и изредка гравий. На глубине 12 м обломки раковин датированы по радиоуглероду (9,0 тыс. лет). Интерполяция этих данных вверх и экстраполяция вниз по разрезу показывает, что накопление лиманных илов началось примерно 11,2, а завершилось 6 тыс. радиоуглеродных лет назад, что согласуется с возрастом лиманных осадков погребённой долины Палео-Пёши выше по течению (см. фиг. 5.22, 5.23).

Вне зоны распространения эстуариевых фаций лиманные илы, судя по данным НСП, формируют основную часть геологического разреза погребённых речных долин, в том числе желобов Северо- и Южно-Новоземельского. Их мощность, обычно, не превышает 15–25 м, а подошва располагается

на альтитудах гораздо более низких, чем допускает гипотеза гляциоэвстазии. Так, на западной окраине Карского моря акустически прозрачные, по-видимому лиманные, илы перекрывают эрозионное днище Восточно-Новоземельского жёлоба, представляющего собой затопленную глубоко врезанную в мезозойский субстрат антецедентную речную долину, заложенную на восточном фланге Пайхойско-Новоземельского складчатого пояса (см. подраздел 4.1.1). Их мощность не превышает 20 м, а альтитуды подошвы достигают значений минус 350 м и более низких (см. фиг. 5.6).

5.4. Осадки затопленных морем водораздельных пространств

Важнейшим зональным фактором современной седиментации в Баренцевом море является морской лед – местный и выносимый через пролив между архипелагами Новая Земля и Земля Франца-Иосифа. Основная масса вмороженного в него терригенного материала состоит из бывшей морской взвеси, глинистая фракция которой представлена гидрослюдами и смектитом с примесью хлорита и каолинита. Песок (в основном, крупнее 0,25 мм), гравий, галька и щебень, играющие в строении современных морских илов подчиненную роль, переносятся оторвавшимся от берега ледяным припаем и в гораздо меньшей степени айсбергами [Elverhøi, Bomstad, 1980; Elverhøi et al., 1989]. Плавающий лед обеспечивает возможность одновременного поступления в водную толщу частиц различной гидравлической крупности в любой точке акватории. В дальнейшем взвешенный в воде материал перераспределяется по площади акватории волнами и течениями, причём на характер этого перераспределения существенно влияет рельеф морского дна. В современном Баренцевом море на крупных подводных возвышенностях, поверхность которых находится ниже уровня волновой базы, отлагаются диамиктоновые илы, гранулометрический состав которых адекватен таковому консолидированного диамиктона, тогда как во впадинах накапливаются хорошо и средне сортированные глинистые и алеврито-глинистые илы (см. подраздел 4.2.2).

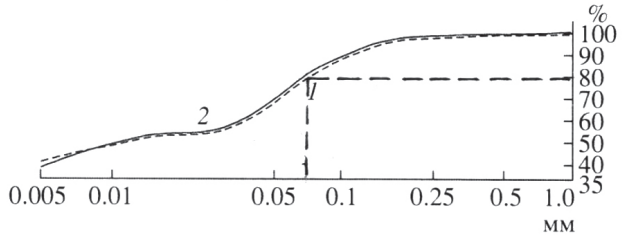
5.4.1. Диамиктоновые илы

Относительно глубоководные площади шельфа, дно которых расположено значительно ниже уровня волновой базы, характеризуются очень большими (первые сантиметры в год) скоростями позднеплейстоцен-голоценового тектонического погружения (см. подраздел 6.1.2), вследствие чего волновой фактор терял самостоятельное значение уже на начальной стадии морского осадконакопления. Здесь (см. фиг. 4.7 А-Г) в формировании зернового состава осадков главную роль играет механизм отсева взвешенных в воде частиц разнородных по гидравлической крупности (из-за ледового разноса) в плоском турбулентном потоке (волны, течения) с убывающей скоростью [Лисицын, 1966]. Над крупными подводными возвышенностями, где сечение этого потока уменьшается, значительная часть пелитового материала выносится в область впадин, и гидрологические условия благоприятствуют накоплению более крупных частиц, способных транспортироваться во взвешенном в воде состоянии. Вследствие этого один из максимумов на гранулометрических гистограммах формирующихся илов образуют фракции мелкого (0,01–0,05 мм) или крупного (0,05–0,1 мм) алеврита. Необходимо учитывать, что из-за гидравлической двойственности последнего (см. подраздел 4.2.2) в этом процессе участвует лишь более тонкая часть крупноалевритовых зёрен, верхняя граница размерности которой условно принимается на уровне 0,075 мм. Из-за резкого преобладания в морской взвеси субколлоидных частиц (см. подраздел 4.2.4), для которых биологические и молекулярные факторы более значимы, чем гидрологические [Лисицын, 1966], существенное их количество всё же осаждается и на возвышенностях, чем обусловлен еще один максимум в гранулометрическом составе диамиктонового ила, представленный мелкопелитовой (<0,005 мм) фракцией. Остальные составляющие его гранулометрического спектра приходятся на более крупноразмерные (условно крупнее 0,075 мм) продукты ледового рассева, а местами и подводного размыва возвышенностей дна.

В результате, на расположенных гипсометрически ниже уровня волновой базы крупных подводных возвышенностях, плановые размеры которых многократно превышают их относительную высоту, накапливаются песчано-алеврито-глинис-

тые диамиктоновые илы массивной текстуры преимущественно серой или темно-серой окраски. Они характеризуются широким полимодальным спектром гранулометрических фракций: один из максимумов приходится на тонкопелитовую составляющую (<0,005 мм), второй – на мелкий (0,01–0,05 мм) или крупный (0,05–0,1 мм) алеврит. Постоянно присутствует существенная примесь зёрен мелкого песка (15–20%) и незначительное количество более крупных песчаных фракций (обычно порядка 2–5%), а также грубообломочного материала (доли процента и первые проценты), представленного угловатыми обломками (0–2 балла окатанности по пятибалльной шкале) прочных палеозойских и допалеозойских пород. Встречаются также обломки местных мезозойских глин, алевролитов и песчаников. Их происхождение, вероятно, связано с обычным в холодных широтах перемещением оторванных с поверхности приливных осушек припайными льдами при их весеннем вскрытии фрагментов осадочных пород, обладающих относительно слабой когезией, причём 40–50% сорванного льдинами материала выносится на сублитораль [Dionne, 1989].

Размер псефитовых включений в диамиктоновых илах редко превышает 2–3 см, в единичных случаях достигая 10–20 см и более, с ними иногда связаны структуры drop-stone (см. фиг. 5.5Б). О.Г. Эпштейн [Эпштейн, 1995] считает важнейшим диагностическим признаком диамиктона очень низкую окатанность (менее I по пятибалльной шкале) содержащегося в нём грубообломочного материала. По его наблюдениям каменные включения в голоценовых морских осадках Баренцевского шельфа, являющихся судя по их гранулометрическому составу диамиктоновыми илами, окатаны заметно лучше, чем обломки в подстилающем диамиктоне. Это служит одним из аргументов в пользу того, что диамиктоновые илы и диамиктоны Баренцевского шельфа, несмотря на идентичность среднего гранулометрического состава их матрицы (фиг. 5.24), относятся к разным генетическим типам четвертичных отложений [Эпштейн и др., 2011б]. Подобное заключение, однако, является ошибочным, поскольку в соответствии с утверждениями гляциологов отсутствие окатанности характерно для каменных обломков, транспортируемых на поверхности или внутри ледника, тогда как грубообломочный материал, волочащийся в подошве ледника, в той или



▲ **Фиг. 5.24.** Кумулятивные кривые среднего гранулометрического состава матрицы диамиктона (389 образцов) и диамиктонового ила (100 образцов). *1* – диамиктон; *2* – диамиктоновый ил. Содержание частиц крупнее 0,075 мм равно 20% [Крапивнер, 2009б]

иной степени окатан, в некоторых случаях даже хорошо [Гляциология…, 1985; Boulton, 1978]. С побережий, отличающихся расчленённым рельефом, припайные льды захватывают обломочный материал, в основном, с площадей, примыкающих к входным мысам заливов и бухт, где он практически не окатан, что обусловлено особенностями гидродинамических условий на таких побережьях [Сакс, Шеманаев, 1971]. Пляжевые галька, гравий и валуны могут захватываться и транспортироваться припайными льдами только при наличии протяжённых участков с относительно прямолинейными берегами. Возможно, этим объясняются отмечаемое О.Г. Эпштейном различие в морфологии каменных включений, присутствующих в диамиктоне и диамиктоновых илах: в тот период, когда современные диамиктоны Баренцевского шельфа были ещё диамиктоновыми илами, обрамляющие его архипелаги отличались гораздо бóльшей расчленённостью береговой линии, чем в конце неоплейстоцена–голоцене (период последней морской трансгрессии).

Медианный диаметр частиц ила (M_d) колеблется от 0,006 до 0,05 мм, изредка снижаясь до 0,004 и возрастая до 0,07–0,1 мм. Их гранулометрическая сортировка (по А.П. Лисицыну [1966]) весьма низка: в большинстве случаев $4 < S_0 < 7$, где S_0 – коэффициент сортировки по Траску. Плохая сортировка служит причиной высокой плотности (ρ), которая уже на глубине 0,1–0,2 м от поверхности дна обычно составляет 1,7–1,8 г/см^3. В приповерхностном (0,1–0,2 м) горизонте диамиктонового ила, отлагавшемся при распределении изобат близком к современному, сортировка частиц практически не зависит от глубины моря, хотя по мере её роста содержание пелитовых фракций в осадках в целом возрастает, а алевритовых убы-

вает (см. фиг. 4.7А-Г). Из-за низкого содержания тонкопелитовой (<0,005 мм) фракции общее количество частиц размером менее 1 микрона не достигает 40%, что с учётом литологических особенностей обуславливает её матричную микроструктуру. При коагуляционном типе контактов между агрегированными пелитовыми частицами это служит причиной его однородного акустически прозрачного сейсмоизображения (см. подразделы 4.2.4, 4.2.6).

Роль ледового фактора в процессе формирования гранулометрического состава диамиктоновых илов можно приблизительно оценить, если, учитывая гидравлическую двойственность частиц крупного алеврита, считать критический диаметр зёрен кварца равным 0,075 мм (см. выше). В условиях Баренцева моря частицы, превышающие критический размер, могут осаждаться как в волновом поле из-за прекращения сальтации, так и путём ледового рассева. Последний имел решающее значение в накоплении частиц крупнее 0,075 мм при формировании гранулометрического состава диамиктоновых илов крупных подводных возвышенностей, расположенных ниже уровня волновой базы. В их пределах из-за высоких скоростей тектонического погружения влияние волнового фактора прекращалось ещё на начальной стадии процесса седиментации. Таким образом, практически все частицы крупнее 0,075 мм в упомянутых диамиктоновых илах попали на дно в результате осаждения из растаявших плавающих льдов, относительная роль которых может быть установлена по кумулятивным кривым гранулометрического состава. В среднем она оценивается в 20 весовых процентов (см. фиг. 5.24), что в 1,5–2 раза ниже содержания фракций ледового рассева в тонком поверхностном горизонте диамиктоновых илов (см. фиг. 4.7А–Г). Этот факт противоречит распространённому мнению о формировании лиамиктоновых илов в процессе последней дегляциации и, возможно, объясняется тем, что значение ледового рассева изменялось в процессе накопления илов: оно было минимальным в начальный период седиментации, а в дальнейшем последовательно возрастало.

Как уже отмечалось (см. подраздел 4.2.2), в восточной половине Баренцева моря диамиктоновые илы покрывают поверхность крупных подводных возвышенностей (Центрально-Баренцевской, Адмиралтейской, Мурманской и др. (см. фиг. 4.1, 5.11), а также относительных поднятий дна, расположенных внутри Центральной котловины, встречаясь на изобатах до 300–350 м. Мощность их здесь изменяется от 3–4 до 5–6 м, на склонах к сопредельным впадинам иногда возрастая до 10–15 м. Аномально высокие мощности этих илов связаны с сейсмогенными гравитационными потоками (см. подраздел 5.5), в области питания которых их мощность, наоборот, сокращается до 1–2 м и менее.

На севере Печоро-Канинского мелководья при глубинах моря от 60–65 до 80–95 м верхняя часть разреза слабоконсолидированных осадков (до глубины 2 м, см. подраздел 4.2.2) представлена в основном унимодальными крупноалевритовыми илами с большей или меньшей примесью пелитовых и песчаных фракций (см. фиг. 4.9А–Г), а иногда мелкозернистыми песками с существенным содержанием алеврита и пелита (см. фиг. 4.9Д). Медианный диаметр частиц M_d = 0,012–0,09 мм, сортировка по А.П. Лисицыну (1966) средняя ($2 < S_0 < 4$), реже хорошая ($S_0 < 2$) или плохая ($S_0 > 4$). На изобатах 40–60 м отлагаются унимодальные мелкозернистые пески, которые во многих случаях плохо сортированы (M_d = 0,1–0,2 мм, $S_0 > 2$), так как содержат значительную примесь алевритовых и пелитовых частиц. Лишь при глубинах моря менее 45 м мелкозернистые пески повсеместно приобретают хорошую (S_0 = 1,0–1,5) или среднюю (S_0 = 1,5–2,0) гранулометрическую сортировку, (по А.П. Лисицыну [1966]).

Подобные особенности гранулометрического состава отображают влияние на процесс седиментации трёх факторов (см. подраздел 4.2.2): 1) осаждение тонкодисперсных частиц (условно размерностью менее 0,075 мм) из водной взвеси под защитой сезонного покрова морского льда; 2) волновое воздействие на дно, в зависимости от интенсивности которого отлагались песчаные (в основном фракции 0,1–0,25 мм) или крупноалевритовые (в основном 0,075–0,1 мм) зёрна, а осевшие под ледовым покровом тонкодисперсные частицы в бóльшей или меньшей степени уничтожались размывом; 3) вытаивание терригенного материала разной размерности из плавающих льдов, причём частицы размером менее 0,25 мм в дальнейшем участвовали в двух упомянутых выше режимах седиментации, тогда как к фракциям ледового рассева уверенно можно относить лишь более крупный обломочный материал.

Относительная роль каждого из перечисленных факторов менялась от места к месту даже в течение коротких интервалов времени при практически неизменных глубинах моря. Количество осадков, выпавших из взвеси под сезонным ледовым покровом, менялось в связи с низкой (менее 40%) устойчивостью течений на бóльшей части Печорского моря [Карта преобладающих…, 1961]. Интенсивность волнового воздействия на дно и, следовательно, размыв осевших под покровом льдов тонкодисперсных частиц существенно менялись на одних и тех же изобатах из-за эпизодических смен направления преобладающих ветров. В итоге на тех участках, в пределах которых поступление тонкодисперсного материала под сезонный ледовый покров было незначительным и(или) волновое воздействие на дно интенсивным, отлагались хорошо или средне сортированные крупные алевриты или мелкие пески. С увеличением скорости подлёдного накопления тонкодисперсного материала и (или) с уменьшением энергии волнения, а значит и размыва продуктов осенне-зимней седиментации, гранулометрическая сортировка осадков ухудшалась, главным образом за счёт увеличения роли тонкопелитовых (<0,005 мм) частиц и соответствующего убывания зёрен крупного алеврита, тогда как содержание других гранулометрических фракций изменялось очень незначительно (см. фиг. 4.9Б,Д). На отдельных участках сочетание значений M_d и S_0 становилось характерным для плохо сортированных осадков, что в комплексе с постоянным присутствием фракций ледового рассева, в том числе грубообломочного материала, позволяет с полным основанием отнести их к литотипу диамиктоновых илов (см. фиг. 4.9Е,З). Из-за низкой скорости седиментации унимодальных слойков, соответствующих осенне-зимним и весенне-летним периодам, не образуется, вследствие чего формируется гомогенный осадок смешанного зернового состава. По латерали он на коротких расстояниях (сотни метров) замещается крупноалевритовым илом или мелкозернистым песком. По всей вероятности, в современных условиях мелководные диамиктоновые илы в Баренцевом море наиболее часто встречаются на изобатах, характеризующих площади распространения крупноалевритовых илов: на них и поступление тонкодисперсного материала выше, и интенсивность волнового воздействия на дно меньше, чем в областях накопления мелких песков. К сожалению, на детально изученной площади распространения крупноалевритовых илов (см. раздел 4.2.2) образцы поверхностных (0,0–0,2 м) осадков отбирались редко. Диамиктоновые илы там встречались в отдельных двухметровых колонках на изобатах 70–90 м, но на глубине 0,5 м и более от поверхности дна, что не позволяет уверенно судить о глубине моря во время их отложения.

Таким образом, диамиктоновые илы Баренцевского шельфа, отличающиеся от диамиктонов северных равнин, которые априори считаются тиллами, только низкой степенью консолидации, относятся к одной из характерных зональных морских фаций, образующихся на разных глубинах как выше, так и ниже уровня волновой базы. В последнем случае необходимым условием их возникновения является сезонное замерзание акватории в сочетании со слабым волновым воздействием на дно в периоды отсутствия ледового покрова. Широкое распространение этих илов в составе покрова слабоконсолидированных морских осадков шельфа ставит под вопрос ледниковую природу консолидированного диамиктона и дезавуирует его решение, основанное лишь на литологическом облике породы.

Географическая (климатическая) 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 прочных осадочных пород, объясняемое эрозионной деятельностью плейстоценовых ледников, происходит и на современном Атлантическом побережье Канады, в том числе в пределах древних береговых линий, Их возникновение связано с геологической деятельностью дрейфующих льдов с вмёрзшими в их придонные слои валунами. Наиболее активно она проявлена в приливной зоне [Dionne, 1985, 1988; Laverdière et al., 1981]. Подобные микрофромы зафиксированы и на берегах одного из Канадских озёр [McLelan, 1971]. Многие изборождённые и исштрихованные поверхности «ледникового скольжения», в том числе так называемые бараньи лбы на Кольском полуострове оказались эксгумированными фрагментами пологих сместителей разломов [Чувардинский, 2008]. Таким образом, наличие штриховки и полировки на поверхности скальных пород не может

служить диагностическим признаком воздействия на неё эрозионной деятельности скользившего по этой поверхности ледника. Это относится и к грубообломочному материалу – предполагаемому инструменту ледниковой эрозии, штриховка на гранях и утюгообразная форма которых могут иметь разное происхождение [Заморуев, 1974].

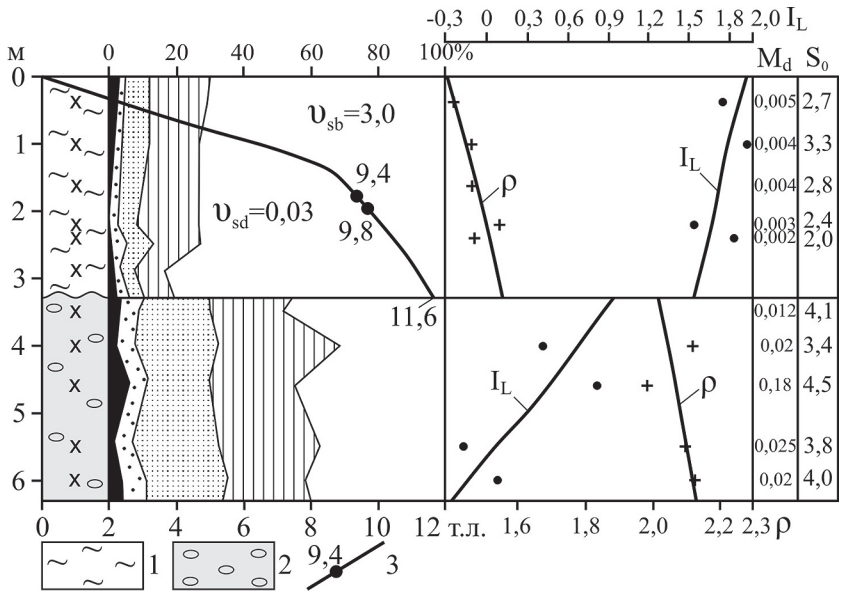
5.4.2. Осадки крупных подводных впадин и склонов к ним

Детальная литолого-палеонтологическая характеристика и радиоуглеродные датировки «надморенных» слабоконсолидированных осадков восточной части Баренцевского шельфа, приведены в статье И.О. Мурдмаа с соавторами [Murdmaa et al., 2006]. Пелитовые частицы, выносимые из областей подводных возвышенностей, осаждаются в сопряженных с ними впадинах и, поскольку они заметно преобладают в составе морской взвеси, скорость седиментации здесь в целом возрастает. Соответственно, ослабляется роль случайного фактора, каковым является ледовый рассев песчаного и грубообломочнного материала. К тому же, оторвавшийся от берега припайный лёд, поставляющий эти фракции, разгружается прежде всего над крупными подводными возвышенностями, окружающими материковое и островное обрамление шельфа (Шпицбергенская банка, Северо-Восточная и Адмиралтейская возвышенности, Приновоземельский шельф), и лишь не успевшая растаять часть бывшего припая достигает внутришельфовых впадин (см. фиг. 4.1, 4.2). По этой причине формирующиеся в их пределах глинистые илы содержат гораздо меньшее количество грубообломочного материала и обладают унимодальным гранулометрическим составом матрицы с содержанием пелитовых фракций обычно более 50% и нередко превышающим 70–80%, то есть вдвое большим, чем в диамиктоновых илах (см. фиг. 4.7Д,Е). Вследствие этого, относительная роль частиц размером менее микрона в общем гранулометрическом составе матрицы осадков, обычно превышает 40%, что подтверждено 12-фракционными гранулометрическими анализами [Павлидис, 1992; Murdmaa et al., 2006]. Последнее обуславливает ламинарную микроструктуру глинистых илов, что может служить причиной их акустически прозрачного слоистого сейсмоизображения, несмотря на их преобладающую гомогенную текстуру (см. подраздел 4.2.4, 4.2.6). Медианный диаметр частиц значительно меньше, чем в диамиктоновых илах, изменяется в широких пределах (M_d = 0,0015–0,009 мм), S_0 < 3–5, что для осадков подобной размерности соответствует хорошей (S_0 = 1–3) или средней (S_0 = 3–5) сортировке [Лисицын, 1966]. Это служит причиной низкой плотности глинистых илов, вблизи дна не превышающей 1,4–1,5 г/см^3. Текстура осадков массивная или неяснослоистая из-за неравномерного распределения гидротроилита. Мощность хорошо сортированных глинистых илов обычно изменяется от первых метров до 5–6 м, иногда сокращаясь до нескольких дециметров или возрастая (на пологих склонах к погребённым долинам крупных рек) до 10–20 м.

Прослеживание разрезов верхнего седиментационного комплекса от подводных возвышенностей к впадинам по данным бурения показывает, что диамиктоновые и глинистые илы являются крайними членами единого латерального ряда осадков, в широкой зоне перехода между которыми распространены алеврито-глинистые или гемидиамиктоновые илы (см. фиг. 4.7З) с промежуточными значениями гранулометрических показателей (M_d = 0,005–0,015 мм, 3 < S_0 < 5). Нередко в зонах перехода хорошо или средне сортированные слабоконсолидированные алеврито-глинистые осадки содержат прослои диамиктоновых илов.

5.4.3. Микрофауна сублиторальных алеврито-глинистых осадков

Пригодная для определения малакофауна в сублиторальных илах встречается сравнительно редко, вероятно из-за малого диаметра керна (75–89 мм), тогда как фораминиферы обнаружены практически во всех анализировавшихся образцах. Их количество обычно измеряется первыми сотнями, иногда уменьшаясь до нескольких десятков или возрастая до 500–1000 и более экземпляров на 100 г воздушно-сухого осадка. Видовое разнообразие микрофаунистических комплексов невелико (чаще всего от 10–15 до 30–35 видов). В целом их состав указывает на нормальные морские условия седиментации для всех типов илов, включая диамиктоновые (см. фиг. 5.14–5.16).



▶ **Фиг. 5.25.** Физические свойства и радиоуглеродный возраст глинистых илов, вскрытых скважиной 117 (глубина моря 346 м), местоположение см. на фиг. 5.11. *1* – глинистый ил; *2* – диамиктон; *3* – положение радиоуглеродной датировки на графике «радиоуглеродный возраст – глубина от поверхности дна». Остальные обозначения см. на фиг. 4.12

В качестве доминанты на глубоководных площадях чаще всего выступает *Cassidulina reniforme*, а на мелководных – *Retroelphidium clavatum*. В заметных количествах встречаются *Cribroelphidium subarctica, Islandiella norcrossi, Buccella hannai arctica, B. frigida, Cibicides lobatulus, Astrononion gallowayi, Stainforthia loeblichi, Nonionellina labradorica* и др. Спорадически присутствуют акцессорные примеси относительно тепловодных видов, принадлежащих родам *Melonis, Trifarina, Fissurina, Dentalina, Pyrgo, Bulimina, Quinqueloculina* и др., характерные для районов, расположенных в зоне влияния атлантических вод. Они часто сопровождаются заметной примесью планктона, в составе которого господствует *Neogloboquadrina pachyderma sin*. В скважине № 64 на Штокмановской площади (см. фиг. 5.11) алеврито-глинистые (1,2 м) и подстилающие их диамиктоновые (2,0 м) илы были опробованы для микрофаунистического анализа весьма детально – с интервалом 0,1–0,2 м. На глубине 0,55 м был зафиксирован пик численности раковин левозакрученной *N. pachyderma* (19986 на 100 г воздушно сухого осадка), на который приходится 38% от общего количества фораминифер. В составе бентоса в этом образце доминирует стеногалинная *Cassidulina ex. gr. teretis* (62%), обычно встречающаяся эпизодически и в гораздо меньших концентрациях. В современной Северной Атлантике *N. pachyderma sin*. связана с арктическими и субарктическими водными массами, образуя максимальные скопления непосредственно к северу от Полярного фронта [Бараш, Блюм, 1974]. Последний в настоящее время располагается в ~2° севернее скважины № 64, приблизительно на широте скважины № 72 [Гидрометеорология…, 1990]. В скважине № 64 образцы для радиоуглеродного датирования не отбирались, но оценить время столь существенного смещения Полярного фронта на юг можно путём наложения глубины 0,55 м на график «радиоуглеродный возраст осадков – глубина залегания от поверхности дна», составленный по разрезу соседней скважины № 117 (см. фиг. 5.11, 5.30б). Этой глубине в скважине 117 соответствует радиоуглеродный возраст осадков 4,4 тыс. лет (фиг. 5.25). Можно, таким образом, предполагать, что ~4,4 тыс. радиоуглеродных лет назад Полярный фронт в регионе смещался к югу почти на 2°, что должно было отразиться и на размерах голоценового оледенения Шпицбергена. И действительно, грунтовая колонка Е1 в Исфиорде демонстрирует резкое снижение скорости седиментации в интервале радиоуглеродного времени 5,4–2,6 тыс. лет доныне, обусловленное ростом ледников и, соответственно, уменьшением объёма поступающего в фиорд вместе с талыми водами терригенного материала (см. фиг. 5.9, колонка Е1).

5.4.4. Осадки волнового поля

Осадки волнового поля сложены материалом, поступающим в море за счёт волновой абразии его берегов и дна. В их гранулометрическом составе,

за исключением зон, примыкающих непосредственно к берегу, господствует самая подвижная в волновом поле фракция: 0,1–0,25 мм [Лисицын, 1966]. Поверхностный покров песков, естественно, моложе лиманных или эстуариевых осадков и имеет голоценовый (преимущественно средне-поздненеголоценовый) возраст (см. фиг. 5.16, 5.19, 5.22). В российском секторе Баренцевского шельфа значительные области развития песков присутствуют лишь на Печоро-Канинском мелководье и внутри пояса мелководных банок (см. фиг. 4.1, 5.11). Некоторые авторы выделяют их в самостоятельный сейсмостратиграфический комплекс, полагая, что выше изобат 100–150 м шельф был затоплен морем в результате его последней дегляциации [Эпштейн и др., 2011а]. Такое мнение базируется на традиционных представлениях о регламентации относительного положения уровня моря значениями, допускаемыми гипотезой гляциоэвстазии, ошибочность которой обоснована в разделе 6.1.

Голоценовые морские пески залегают плащеобразно. В процессе распространения трансгрессии волны разрушали борта затопленных морем речных долин, выработанных в более древних песчано-глинистых отложениях. По этой причине на относительно мелководных площадях пески волнового поля не только завершают разрез лиманных илов, но и продолжаются вверх по пологим склонам погребённых под этими илами долин, налегая по границе размыва на более древние горизонты новейших отложений (см. фиг. 3.22), в том числе на диамиктон. За пределами связанных с речной эрозией склонов осадки волнового поля распространяются по поверхности затопленных водораздельных пространств до уровня волновой базы, а в зонах отсутствия современного осадконакопления и глубже (см. фиг. 5.16). На отдельных площадях днище погребённой речной долины и обрамляющие её пологие склоны в результате быстрого затопления оказываются расположенными гипсометрически ниже уровня волновой базы, тогда как по обе стороны от них дно моря ещё подвержено волновому воздействию. На таких участках покров песчаных осадков выклинивается по направлению к понижению донного рельефа, наследующему погребённую долину, причем на сейсмозаписях он иногда обладает проградационной слоистостью.

Мощность голоценового покрова песчаных отложений изменяется от первых дециметров до нескольких метров, в целом уменьшаясь от областей питания в сторону открытого моря. Её повышенные значения (обычно, более 5–6 м) характерны для прибрежных или удалённых от берега зон избыточного накопления осадков, сопровождающегося ростом аккумулятивных форм подводного рельефа, классификация и условия формирования которых рассмотрены в специальной литературе [Леонтьев, 1961; Зенкович, 1962]. Примером являются слившиеся песчаные косы двустороннего питания, обрамляющие низменное южное побережье острова Колгуев – Западные и Восточные Плоские Кошки. Они примыкают с юга: первая – к западному, а вторая – к северо-восточному высоким абразионно-тектоническим берегам острова (см. фиг. 5.20). Волны открытого моря подходят к ним, соответственно, с северо-запада и севера, то есть под острым углом. Это в сочетании с интенсивной абразией прямолинейных берегов, выработанных в рыхлых новейших отложениях, обуславливает возникновение вдольбереговых потоков наносов, направленных у западного абразионного берега к югу, а у северо-восточного – к юго-востоку. После резкого поворота первого к юго-востоку, а второго – к югу ёмкость обоих потоков из-за рефракции волн падала и начиналось отложение наносов. Дальнейшее развитие процесса привело к образованию современного аккумулятивного рельефа южной окраины острова Колгуев, формирующего северо-западный берег Поморского пролива. В поперечном разрезе мощность аккумулятивных тел слившихся своими свободными концами прибрежных кос постепенно возрастает в сторону пролива и достигнув максимума (25–30 м) уменьшается в этом же направлении, причём отложения характеризуются отчётливой проградационной структурой (см. фиг. 5.21). Полный разрез косы Восточные плоские кошки вскрыт скважиной 104 (см. фиг. 5.22). С поверхности она сложена мелкозернистыми песками с большой примесью (27–38%) крупно-алевритовой фракции (0,05–0,01 мм). С глубины 15 м эта фракция становится преобладающей (45–56%), тогда как содержание песка падает до 20–30%. Подошва отложений косы, повидимому, располагается на глубине ~28 м, ниже которой быстро возрастает роль пелитовых частиц, тогда как содержание песка вновь снижается (6–12%), так что с глубины 35 м илы становятся глинисто-алевритовыми. По всей вероятности, песчанистые алевриты интервала 15–28 м, учитывая гидравлическую двойственность крупно-

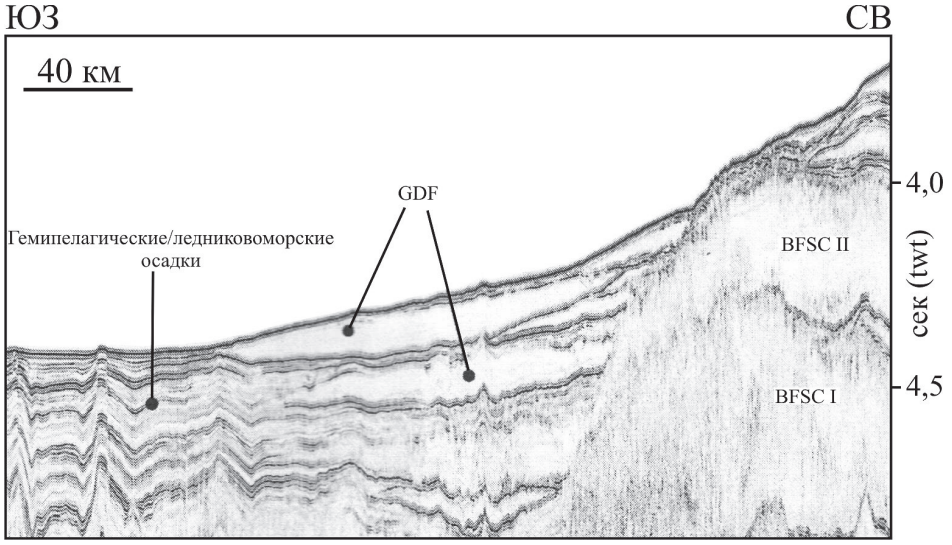
алевритовой фракции, относятся к дистальным фациям косы, перекрывающим лиманные осадки погребённой речной долины.

Таким образом, максимальные мощности осадков кос Западные и Восточные Плоские Кошки примерно одинаковы (порядка 30 м), а их подошва залегает на альтитудах –42 ÷ –52 м. Это с учётом проградационной седиментационной структуры кос указывает на то, что их формирование происходило на фоне относительного погружения юго-восточной части острова Колгуев. В пользу такого вывода помимо высокой мощности осадков свидетельствует налегание проксимальных фаций косы (алевритистые пески) на дистальные (песчанистые крупнозернистые алевриты) в разрезе скважины 104 и морфология дренирующих южную часть острова долин небольших водотоков [Крапивнер, Скоробогатько, 2012].

5.5. Отложения подводных гравитационных потоков

5.5.1. Общие сведения

На сейсмогеологических разрезах мощных осадочных конусов, формирующих континентальный склон перед устьями желобов Медвежинского и Сторфиорда, а за их пределами – на примыкающей абиссальной равнине, распространены отложения пастообразных пластично-вязких подводных потоков (debris flows, mass movements, debrites), способных переносить крупные обломки [Kuvaas, Kristoffersen, 1996; Hjelstuen et al., 1996; Elverhøi et al., 1998; Hjelstuen et al., 2007]. Они возникают на нестабильных склонах при внезапном нарушении их равновесия под воздействием внешнего спускового механизма, которым может служить землетрясение, разложение газогидратов и, вследствие этого, повышение порового давления в осадках, избыточная крутизна или вмешательство человека [Hjelstuen et al., 2007]. Признанным примером подводных сооружений, образованных пластично-вязкими гравитационными потоками, считается сложенный преимущественно диамиктоном гигантский «оползень» Сторегга (Storegga Slide), расположенный на абиссали Норвежского моря, примыкающей к южной окраине плато Вёринг. Ещё более крупными осадочными структурами этого типа являются три мощных разновозрастных аккумулятивных тела, протягивающихся от нижней части континентального склона Баренцева моря на абиссальные глубины Лофотенской котловины. Площадь индивидуальных аккумулятивных тел достигает 115–120 тыс. км^2, мощность – 500 м, а объём – ~25 тыс. км^3 (фиг. 5.26).

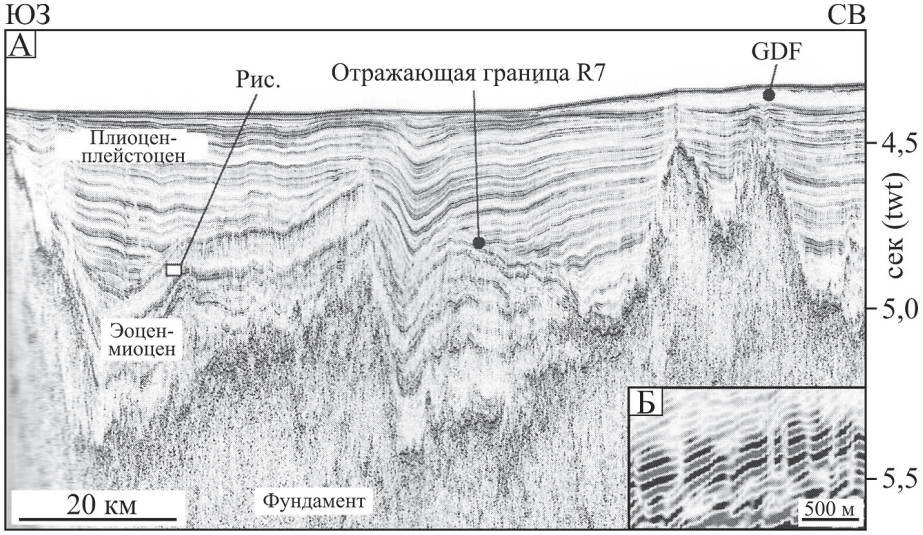


▲ **Фиг. 5.26.** Сейсмоизображения аккумулятивных тел в Лофотенской котловине, образованных деятельностью гравитационных дебрисовых потоков [Hjelstuen et al., 2007]. BFSC I и II – оползневые комплексы Медвежинского жёлоба I и II; GDF – отложения «гляцигенного» дебрисового потока. Вертикальный масштаб – время двойного пробега (twt) сейсмической волны в секундах

Они расположены на изобатах, превышающих 3000 м, на расстояниях более 500 км от предполагаемых источников питания. Авторы, закартировавшие эти грандиозные сооружения, наиболее вероятным «спусковым механизмом», инициировавшим процесс их образования, считают землетрясения [Hjulstuen et al., 2007]. Наряду с ними выделяются гораздо менее крупные линзовидные аккумулятивные тела. Так, в Баффиновом заливе в нижней части континентального склона острова Баффин, на высокоразрешающих сейсмических записях обнаружены линзообразные акустически прозрачные тела, имеющие форму насыпи, сложенные по данным опробования вибропоршневыми трубками гомогенными тёмно-серыми илами с грубообломочным материалом [Hiscott et al., 1989]. Как правило подобные образования отличаются от нижележащей или вмещающей акустически слоистой толщи однородной акустической прозрачностью. Эти различия литологически обусловлены: акустическая слоистость пелагических осадков отображает их ламинарную микроструктуру, связанную с высоким содержанием пелитовой фракции и, в том числе, частиц размером менее 1 микрона, тогда как однородная сейсмозапись указывает на матричную микроструктуру гомогенных глинистых осадков, содержащих существенную примесь алевритовых и, возможно, песчаных зёрен (см. подраздел 4.2.4). Поскольку однородное сейсмоизображение новейших отложений, обычно ассоциируется с их гомогенной текстурой и ледниковым происхождением, относительно небольшие геологические тела, характеризующиеся такой сейсмозаписью были названы отложениями гляцигенных дебрисовых потоков (GDF). Считается, что материал подводных «оползней» был доставлен к бровке шельфа ледником в виде тилла (диамиктона), а в дальнейшем транспортировался подводными гравитационными потоками. Максимальное расстояние этой транспортировки соизмеримо с таковым для гигантских гравитационных потоков. Интересен факт присутствия одного из таких «оползней» мощностью до 47–52 м (~65 миллисекунд) почти на поверхности Лофотенской котловины на расстоянии более 300 км от бровки Баренцевского шельфа (фиг. 5.27).

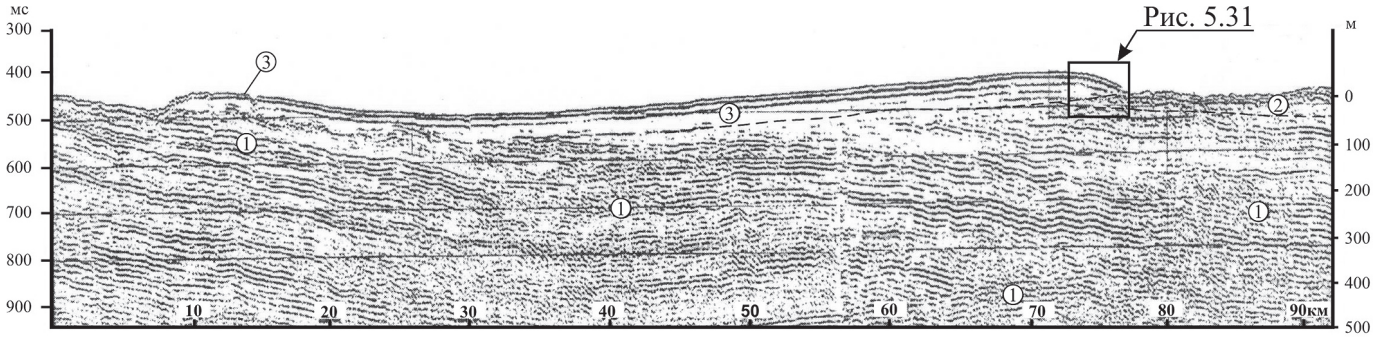
5.5.2. Строение и условия формирования подводных гравититов на Баренцевском шельфе

На площадях с расчленённым донным рельефом отложения подводных гравитационных потоков встречаются и во внутренних районах Баренцевского шельфа [Крапивнер, 2006]. Ярким примером образований подобного типа являет-

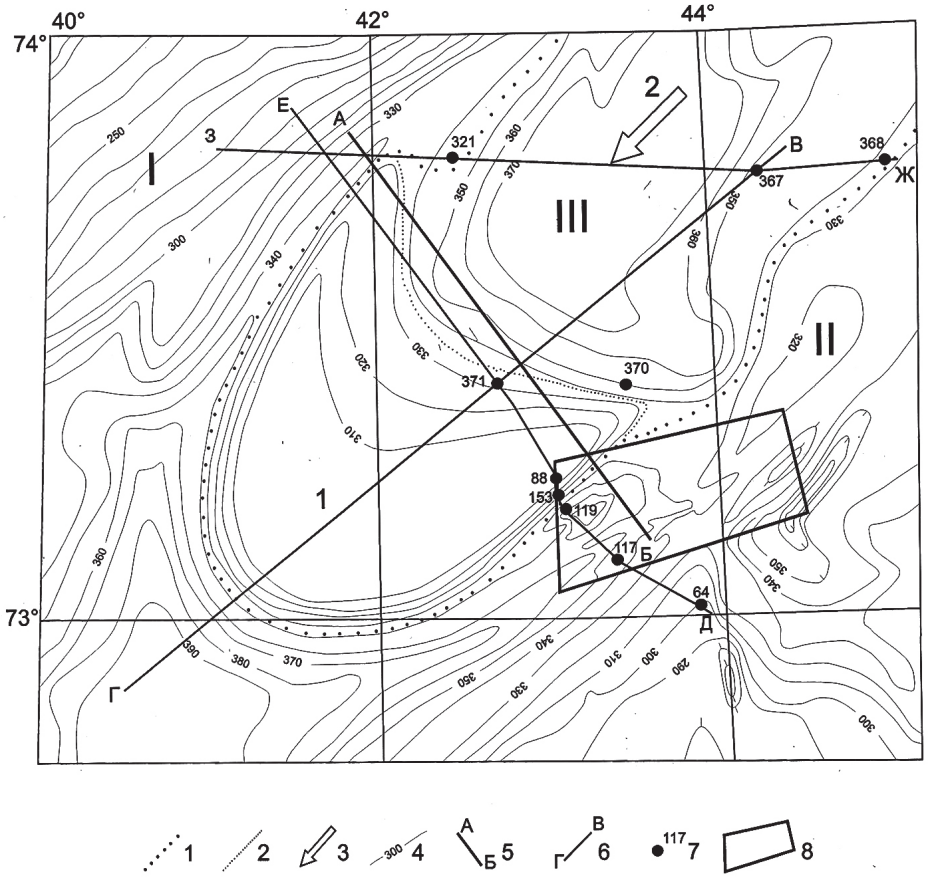


▲ **Фиг. 5.27.** А. Сейсмоизображение отложений поверхностного «гляциогенного» дебрисового потока (GDF), перекрывающего плиоцен-четвертичные отложения в Лофотенской котловине. Вертикальный масштаб – время двойного пробега (twt) сейсмической волны в секундах. Б. Детальное сейсмоизображение малоамплитудных разрывных нарушений в миоценовых отложениях [Hjelstuen et al., 2007]. R7 – подошва осадочного клина (см. фиг. 4.4)

ся наложенная аккумулятивная возвышенность (фиг. 5.28), занимающая наиболее прогнутую (в продольном сечении) часть днища Центрального жёлоба почти на всю его ширину (70 км). В плане она напоминает гигантский знак течения площадью ~5500 км^2, обращённый выпуклостью на юго-запад (фиг. 5.29). Осевое продольное сечение возвышенности асимметрично: юго-западный склон короткий (~8 км) и относительно крутой, тогда как весьма пологий и растянутый (~60 км) северо-восточный плавно сливается с днищем Центрального жёлоба (фиг. 5.30а). В поперечном сечении средняя часть этого склона несколько прогнута относительно его флангов (см. фиг. 5.28, 5.30б), что придаёт аккумулятивной возвышенности подковообразную форму в плане, ещё больше сближающую её с гигантским знаком течения. Геометрия последнего указывает на движение сла-



▲ **Фиг. 5.28.** Наложенная аккумулятивная возвышенность в Центральном жёлобе (местоположение см. на фиг. 5.11, 5.29). Цифры в кружках: 1 – меловые отложения; 2 – диамиктон; 3 – наложенная аккумулятивная возвышенность

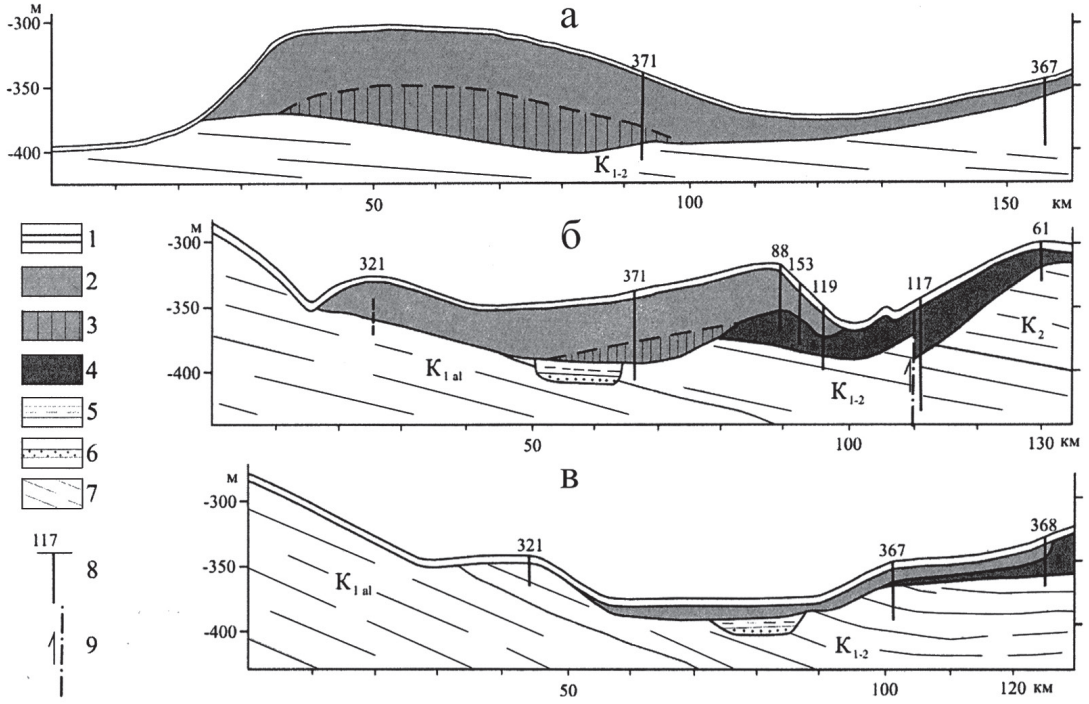


▶ **Фиг. 5.29.** Схема строения сейсмогенной аккумулятивной возвышенности в Центральном жёлобе, план [Крапивнер, 2014]. *1* – границы распространения отложений сейсмогенного гравитационного потока; *2* – проксимальная граница наложенной аккумулятивной возвышенности; *3* – направление течения пластично-вязкого потока сейсмогенных гравититов; *4* – изобаты морского дна; *5* – линия сейсмоакустического разреза (фиг. 5.28); *6* – линии геологических разрезов ГВ, ЕД и ЖЗ (фиг. 5.30); *7* – скважина и её номер; *8* – границы площади, на которую по данным НСП составлена батиметрическая карта масштаба 1:100000. **I** – Центрально-Баренцевская возвышенность, **II** – Центральная впадина, **III** – Центральный жёлоб, **1** – сейсмогенная аккумулятивная возвышенность

гающего его материала в юго-западном направлении (фиг. 5.29).

Центральный жёлоб наложен на восточную окраину Финмаркенского поднятия [Богацкий и др., 1996а] – крупной, активизированной в неотектоническую эпоху положительной структуры Свальбардской плиты, выраженной в донном рельефе в виде Центрально-Баренцевской возвышенности (см. фиг. 4.1). По этой причине мощность новейших отложений в пределах жёлоба, как и на остальной площади Финмаркенского поднятия, весьма незначительна и, как правило, не превышает 10–15 м. Между тем, в пределах рассматриваемого аккумулятивного сооружения она достигает 80 м (фиг. 5.30а), из которых до 46 м приходится на илы, отображаемые однородной акустически прозрачной сейсмозаписью. Резко избыточное накопление осадков и форма образованного ими аккумулятивного тела не находят объяснения в каких-либо особенностях гидрологического режима Баренцева моря. Вместе с тем имеются веские основания предполагать, что по своему происхождению рассматриваемая седиментационная структура аналогична аккумуляциям так называемых гляцигенных дебрисовых потоков, установленным на континентальном склоне Баренцева моря и в пределах Лофотенской котловины (GDF, на фиг. 5.26 и 5.27). В их формировании ледникам отведена пассивная роль доставки материнского материала будущих аккумулятивных тел к бровке шельфа. Но и от неё придётся отказаться, если признать ледово-морское происхождение диамиктона [Крапивнер, 2009б, 2014]. По этой причине дебрисовые (обломочные) потоки целесообразно называть не гляцигенными, а гравитационными, что справедливо при любой трактовке генезиса диамиктоновых илов и диамиктонов.

Осадки гравитационного дебрисового потока, формирующие в Центральном жёлобе наложенную аккумулятивную возвышенность, по границе эрозионного и углового несогласия налегают на меловые слои и лишь на её юго-восточном фланге – на диамиктон. Они представлены диамиктоновыми илами в основном мягко- и тугопла-



▲ **Фиг. 5.30.** Геологические разрезы отложений сейсмогенного гравитационного потока (расположение см. на фиг. 5.29) а – по линии **ВГ**, б – по линии **ДЕ**, в – по линии **ЖЗ**. *1* – морские илы; *2*, *3* – сейсмогенные гравититы: *2* – диамиктоновые илы; *3* – те же илы, консолидированные до состояния диамиктона; *4* – нормально осадочный диамиктон, распространяющийся и за пределы площади развития сейсмогенных гравититов; *5*, *6* – предполагаемые поздненеоплейстоцен-голоценовые отложения погребённых речных долин: *5* – лиманные или эстуариевые осадки; *6* – русловой аллювий; *7* – меловые отложения; *8* – скважина и её номер; *9* – разрывное нарушение

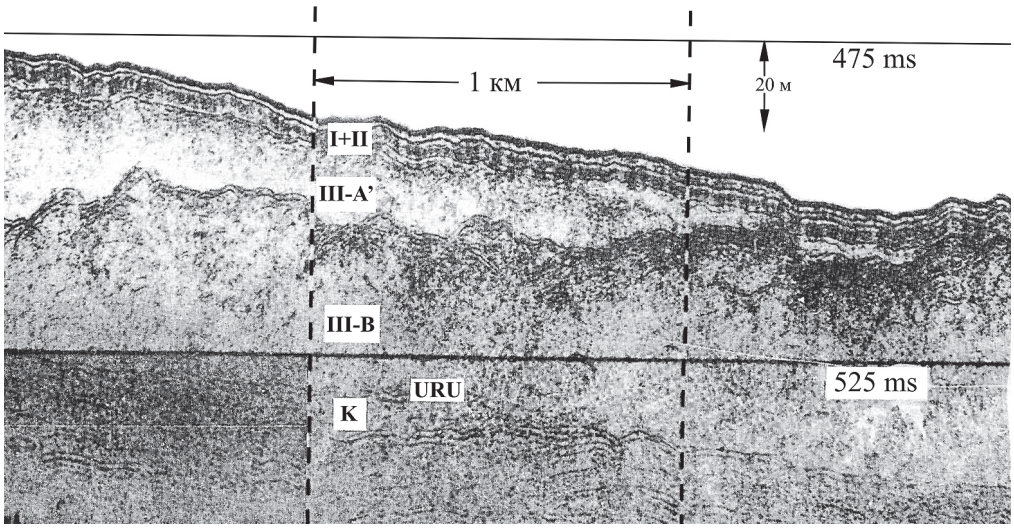
тичной консистенции, которые на участках их наибольшей мощности в низах разреза сменяются диамиктоном. Так скважина № 371 вскрыла однородную толщу диамиктонового ила с обычной для него примесью (1–3%) грубообломочного материала и малочисленным комплексом фораминифер. Она характеризуется однородным акустически прозрачным сейсмоизображением и закономерным изменением вниз по разрезу значений I_L и ρ, которое обусловлено гравитационным уплотнением осадков (см. фиг. 4.14). С глубины около 46 м внутри интервала с тугопластичной консистенцией сейсмозапись становится хаотической, причём смена записи не сопровождается какой-либо акустической или литологической границей. Тем не менее, ниже по разрезу диамиктоновый ил достиг степени консолидации, в соответствии с которой его следует считать диамиктоном (см. разделы 4.2.3, 4.2.6). Этот диамиктон продолжается до глубины 56,5 м и включает два интервала (48,7–50,0 и 52,0–54,2 м) чёрных брекчиевидных альб-сеноманских глин, а вблизи подошвы (55,5–56,0 м) – горизонт, песчано-алеврито-глинистая матрица которого содержит до 70% (по объёму) дресвы, щебня, гальки и валунов. С глубины 56,5 м скважина вскрыла меловые отложения.

Принципиально важно, что диамиктон, пройденный скважиной № 371, входит в состав осадков наложенной аккумулятивной возвышенности: он связан с вышележащими диамиктоновыми илами постепенным переходом, отличаясь от них лишь хаотическим сейсмоизображением (см. фиг. 4.14), и распространён в центральных частях этой возвышенности, где мощность осадков превышает 46 м (см. фиг. 5.30а). В отличие от него диамиктон, залегающий под диамиктоновыми илами дебрисового гравитационного потока на юго-восточном фланге аккумулятивной возвышенности, прослеживается далеко за её пределы (см. фиг. 5.30б), поскольку в Баренцевом море он имеет региональное распространение (так называемый верхневалдайский или верхневислинский тилл). Как и на остальной площади шельфа этот диамиктон по отчётливой акустической границе, фиксированной градиентным изменением значений I_L и ρ, перекрывается слабоконсолидированными осадками, которые в пределах аккумулятивной возвышенности отличаются аномально большой мощностью.

Отложения гравитационного дебрисового потока повсеместно перекрыты тонким (первые метры) слоем молодых морских осадков преимущественно текучей консистенции, которые представлены диамиктоновыми и хорошо сортированными глинистыми илами. Первые занимают основную площадь гигантского «знака течения» и имеют такой же гранулометрический состав, что и слагающие это сооружение диамиктоновые илы, отличаясь от них гораздо более жидкой консистенцией. Разделяющая эти осадки акустическая граница фиксирует скачок значений I_L и ρ, обусловленный редукцией, а иногда и отсутствием в их разрезе интервала текучепластичной консистенции. На фиг. 4.14 эта граница из-за низкой разрешающей способности сейсмозаписи сливается с отражением от дна, которое по этой причине отображается пятью фазами вместо обычных трёх. Хорошо сортированные глинистые илы отличаются акустически прозрачной слоистой сейсмозаписью и замещают диамиктоновые илы текучей консистенции в нижней части склонов рассматриваемой аккумулятивной постройки, что соответствует закономерности распространения этих морских осадков в региональном масштабе (см. раздел 5.4). Мощность глинистых илов возрастает вниз по склонам, в основании которых она достигает обычных для шельфа (вне погребённых речных долин) значений (4–5 м).

Непосредственно за границами гигантского «знака течения» глинистые илы налегают на субстрат этого аккумулятивного образования, представленный, в основном, меловыми породами (см. фиг. 5.28, 5.30в) и лишь в окрестностях его юго-восточного фланга – диамиктоном (см. фиг. 5.30б). В последнем случае граница между диамиктоновыми илами гравитационного дебрисового потока и консолидированным диамиктоном отображается на сейсмозаписи (фиг. 5.31), совпадая со скачкообразным изменением значений I_L и ρ в скважинах 88, 153, 119 и 370 на глубинах, соответственно, 36, 31, 19 и 20,5 м от дна (см. фиг. 5.29). Форма этой границы с нерегулярными выступами и впадинами разных размеров указывает на то, что гравитационный поток, ответственный за формирование рассматриваемой аккумулятивной постройки, активно эродировал породы ложа (фиг. 5.31).

Таким образом, диамиктоновые илы, формирующие охарактеризованный гигантский «знак течения», выклиниваются на его флангах и дистальном склоне (см. фиг. 5.28, 5.30а,б, 5.31). Лишь за пределами проксимального (северо-восточного)



▲ **Фиг. 5.31.** Сейсмоакустический разрез юго-восточного фланга наложенной аккумулятивной возвышенности в Центральном жёлобе [Gataullin et al., 1993] в интерпретации автора [Крапивнер, 2014], расположение см. на фиг. 5.28. I+II – морские глинистые илы, залегающие на диамиктоновых илах наложенного аккумулятивного тела (IIIA'), а за его пределами на диамиктоне (IIIB). URU – граница верхнего регионального несогласия; К – меловые породы. 475 и 525 мс – времена двойного пробега сейсмической волны от уровня моря (в миллисекундах)

склона рассматриваемой формы донного рельефа эти илы продолжаются в северо-восточном направлении ещё как минимум на 70–80 км. Здесь они формируют линзовидный в поперечном по отношению к ориентировке Центрального жёлоба пласт мощностью 10–12 м, перекрытый маломощным горизонтом (2–3 м) покровных глинистых илов (см. фиг. 5.30а,в). С учётом этого общая площадь отложений гравитационного обломочного потока составляет не менее 9500 км^2, а занимаемый ими объём – не менее 250 км^3.

Наиболее вероятной причиной возникновения подобных потоков разжиженного терригенного материала являются динамические нагрузки, связанные с сейсмическими событиями. Разнообразные признаки высокой неотектонической активности [Крапивнер, 2006, 2007; Хуторской и др., 2009; Леонов, Хуторской, 2010; Крапивнер, Скоробогатько, 2012] предполагают возможность таких событий не только на внешнем Баренцевском шельфе, где эпицентры землетрясений, в том числе одного с магнитудой (М) 7–7,5 зарегистрированы за короткий (6 лет) период наблюдений (см. фиг. 2.27), но и в его внутренних районах. Современная асейсмичность последних является, скорее всего, кажущейся, что объясняется недостаточной густотой имеющейся сети наблюдений, которая обеспечивает обнаружение лишь землетрясений с М > 3,9. Между тем, опыт развития сети сейсмических станций на севере Канады и Аляски показал, что на одно зарегистрированное землетрясение с М-6 приходится порядка 1000 землетрясений с М-2 и М-3 [Киселёв, 1972].

Состав материала гравитационных обломочных потоков определяется литологией осадочного покрова питающей провинции. На внутреннем Баренцевоморском шельфе так же, как и на его западной окраине, основным источником этого материала служат диамиктон и диамиктоновые илы, слагающие поверхность и верхние части склонов подводных возвышенностей. В пользу такого вывода помимо гранулометрии отложений подводных гравититов свидетельствует и список содержащихся в них фораминифер (скважины 119, 371), состоящий из видов, представленных в верхнем диамиктоне и перекрывающих его илах наибольшим количеством экземпляров, тогда как примесь других плиоцен-четвертичных и мезозойских форм весьма незначительна. Коагуляционные и точечные (переходные) структурные связи (см. подразделы 4.2.3–4.2.5) между пелитовыми частицами, соответственно, диамиктоновых илов и диамиктона могли разрушаться при встряхивании, вызванном сейсмическими колебаниями достаточных для этого амплитуды и частоты. В результате слой диамиктонового ила и(или) диа-

миктона разжижался, терял устойчивость и вовлекался в гравитационное течение. Гравитационные обломочные потоки, документируемые на континентальном склоне Баренцева моря и в примыкающих частях Лофотенской котловины, распространялись по дну даже при очень пологих (до 0,5°) наклонах его поверхности [Hjelstuen et al., 2007]. Наблюдавшееся расстояние переноса осадков таким способом достигает 350 км, тогда как скорость потоков по разным оценкам составляет от 10–20 до 100 см/с [Хворова, 1989], поэтому они могут оказывать эрозионное воздействие на своё ложе. В рассматриваемом случае областью питания служила значительная часть площади Центрально-Баренцевской возвышенности, на что указывает резко сокращённая мощность покрова диамиктоновых илов (до 1–2 м и менее) в районе Ферсмановской антиклинальной структуры, а на окраине площади питания, при сохранении нормальной мощности (4–6 м), их аномальное сейсмоизображение (см. подраздел 4.2.6). Не исключено также, что в питании сейсмогенного гравитационного потока терригенным материалом участвовали и склоны возвышенностей Клёновой, Лудловской и обрамляющих северную часть Центрального жёлоба (см. фиг. 4.1). С учетом этого, расстояние транспортировки терригенного материала пластично-вязким сейсмогенным потоком в Центральном жёлобе могло составлять от 200–250 до 320–350 км, что укладывается в рамки приведенных выше оценок [Хворова, 1989; Hjelstuen et al., 2007].

Подобная схема формирования сейсмогенных детритовых гравититов Центрального жёлоба подтверждается их строением. Общее движение флюидизированных масс происходило в юго-западном направлении в соответствии с современным уклоном днища жёлоба (см. раздел 1.2). Оно сопровождалось эрозией пород ложа, в том числе срывом с его выступов и захватом глыб чёрных альб-сеноманских глин, подобных пройденным в нижней части аккумулятивного тела скважиной 371 (см. фиг. 4.14). При замедлении грунтового потока часть самых крупных обломков оседает, концентрируясь в виде слоя грубообломочного материала в глинистой матрице, а движущаяся разжиженная масса останавливается из-за быстрого восстановления структурных связей между глинистыми частицами [Хворова, 1989], становясь объектом гравитационной консолидации. Последняя начиналась не с текучей консистенции, как в процессе нормального диагенеза, а с того, вероятно, в основном текучепластичного состояния, в котором находился разжиженный грунтовый материал. В процессе гравитационной консолидации он приобрёл мягкопластичную консистенцию, тогда как маломощный покров нормально осадочных илов находится ещё в текучем состоянии. Этим объясняется существование отражающей границы между морскими и сейсмогенными диамиктоновыми илами гигантского «знака течения», фиксированной градиентом значений I_L и ρ.

Торможение гравитационного обломочного потока было вызвано наличием крупного поперечного выступа пород ложа в днище жёлоба, который в продольном разрезе аккумулятивного тела зафиксирован под ним [Эпштейн и др., 2011б], а на его юго-восточном фланге выражен в донном рельефе. В результате «хвост» потока ещё продолжал двигаться, когда его головная часть уже остановилась, чем и обусловлены нагромождение масс в дистальной части сейсмогенной возвышенности и выпуклая на юго-запад форма этой её окраины (см. фиг. 5.29, 5.30а). Скорость гравитационного потока нарастала от бортов Центрального жёлоба, тормозивших движение, к его осевой зоне. Внутри последней, вследствие этого, поток останавливался позже, чем на флангах жёлоба, и поверхность отложений сейсмогенных гравититов приобретала вогнутую в поперечном сечении форму (см. фиг. 5.28, 5.30б,в).

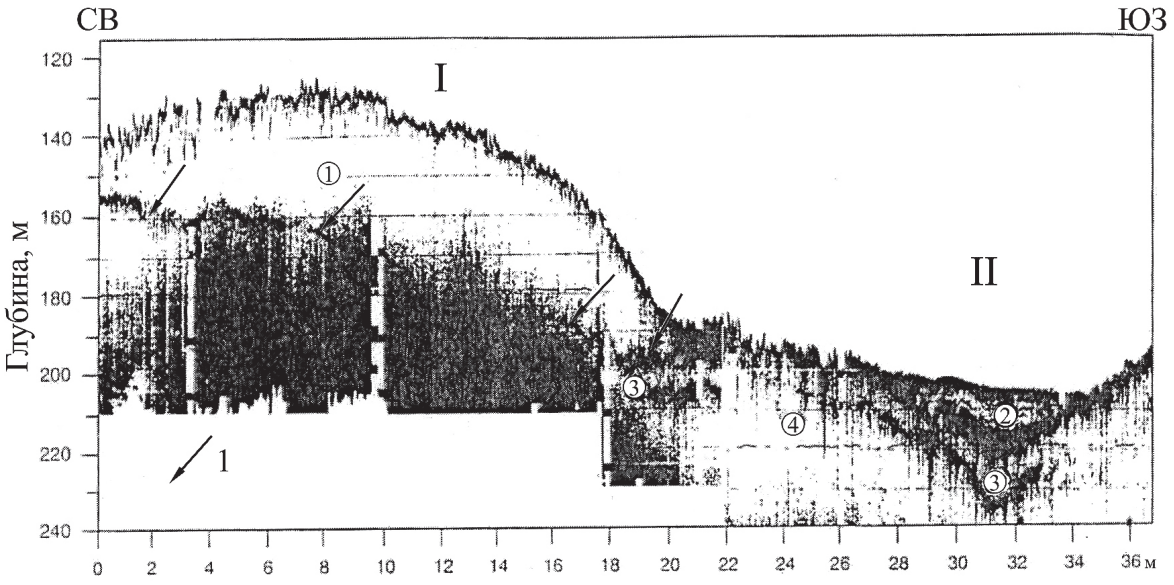
Таким образом, предложенная модель формирования рассматриваемой гигантской аккумулятивной постройки объясняет особенности её строения и литологического состава, форму в плане, продольном и поперечном разрезах, а также причину локализации в определённой части Центрального жёлоба. Это сооружение, вероятно, возникло в результате одного мощного землетрясения, поскольку плавная форма графиков консолидации сейсмогенных гравититов, акустическое изображение которых не содержит внутренних отражающих границ, свидетельствует об отсутствии существенных седиментационных перерывов при их формировании (см. фиг. 4.14). В основании юго-восточного склона сейсмогенной возвышенности в нижней части покровных хорошо сортированных глинистых илов был обнаружен интервал мощностью до 1 м и более, который содержит повторяющиеся горизонты (1–15 см), обогащен-

ные угловато окатанными обломками твердых глин размером от 0,1 до 3 см, в местах их максимальной концентрации образующие «структуру творога». Изредка встречается и мелкий каменный материал. Илы непосредственно над этими горизонтами обладают тонкой неясно выраженной слоистостью типа градационной. Эти так называемые «гляциотурбидиты» [Gataullin et al., 1993], возможно, являются признаками более молодых и гораздо более слабых сейсмических толчков по сравнению с вызвавшими образование сейсмогенного аккумулятивного тела и потому обусловивших флюидизацию лишь покровных илов.

Длительный седиментационный перерыв, разделяющий периоды формирования слабоконсолидированных осадков и верхнего диамиктона в районе юго-восточного фланга сейсмогенной возвышенности завершился ~11,6 тыс. лет назад (скважина 117, см. фиг. 5.25, 5.30б). Вместе с тем, в Центральный жёлоб последняя морская трансгрессия, по-видимому, проникла несколько раньше, так как накопление ленточнослоистых глинистых илов в эстуарии, открывавшемся в этот жёлоб, началось ~13 тыс. лет назад (скважина 140, см. фиг. 5.9). Вершинная поверхность сейсмогенной аккумулятивной возвышенности в Центральном жёлобе во время её возникновения несомненно находилась ниже уровня волновой базы: только в этом случае она могла сохраниться в донном рельефе. В настоящее время средняя абсолютная отметка подошвы наложенного сейсмогенного аккумулятивного тела в пределах Центрального жёлоба равна – 380 м. Такая глубина моря, в соответствии с графиком, приведенным в главе 6 на фиг. 6.1, была достигнута при тектоническом погружении со скоростью ~3,2 см/год. Если за волновую базу принять изобату 100 м, глубина Центрального жёлоба во время сейсмического события, с которым связано возникновение в нём наложенного аккумулятивного тела, должна была составлять, учитывая максимальную мощность осадков последнего, ~180 м. Для её достижения при сохранении скорости погружения 3,2 см/год потребовалось ~5600 лет, таким образом, землетрясение, инициировавшее возникновение сейсмогенного гравитационного потока осадков и образование сформированного ими в Центральном жёлобе наложенного аккумулятивного тела, произошло примерно 6,0 (11,6–5,6) тыс. радиоуглеродных лет назад. Следует подчеркнуть, что эта цифра отображает максимальный возможный возраст рассматриваемого сейсмического события, которое могло произойти и существенно позже, когда глубина моря в Центральном жёлобе значительно превышала гипсометрический уровень волновой базы.

Средняя скорость седиментации сублиторальных глинистых и алеврито-глинистых илов по результатам их радиоуглеродных датировок в ближайших к сейсмогенной возвышенности скважинах 117, 140, 142, 305 и 313 оценивается в 0,04 см/год (см. фиг. 5.9, 5.11). За 6 тыс. лет, прошедших с начала погружения местности до упомянутого землетрясения, на окружающих его возвышенностях мог накопиться слой диамиктоновых илов мощностью около 2,5 м. Отсюда следует, что для накопления 250 км^3 этих осадков (минимальный расчётный объём сейсмогенного аккумулятивного тела, см. выше) площадь питающей провинции должна была составлять 100 000 тыс. км^2, что многократно превышает её максимальные размеры, допускаемые современным донным рельефом. На самом деле эта площадь должна быть ещё больше, так как накопление диамиктоновых илов на возвышенностях началось позже, чем глинистых и алеврито-глинистых илов в ближайших к сейсмогенному аккулятивному телу желобах (см. фиг. 4.1 скважины 140, 142, 313, 305).

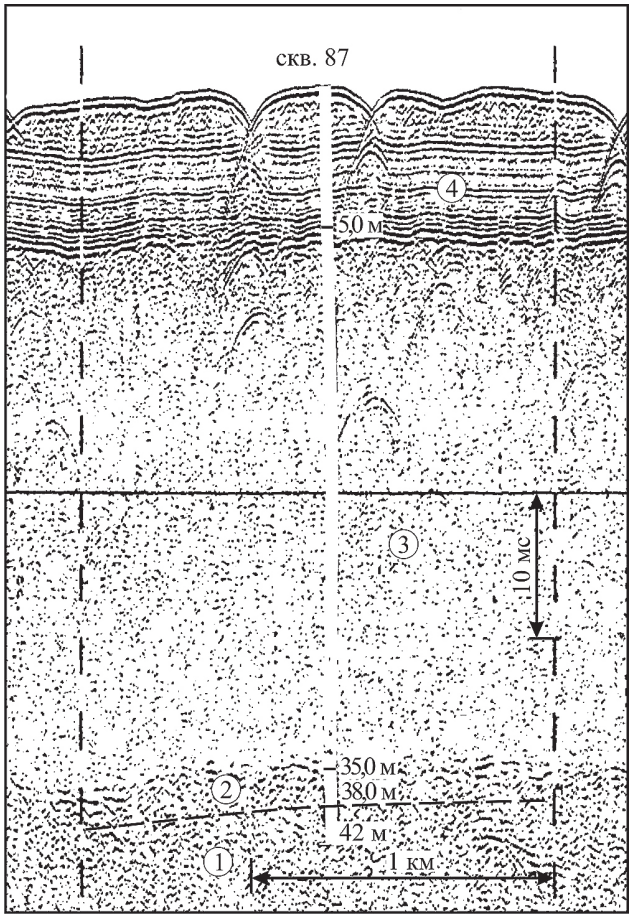
Из приведенного расчёта, несмотря на его ориентировочный характер, следует, что главным источником материала, слагающего сейсмогенное аккумулятивное тело в Центральном жёлобе, служил диамиктон. По сравнению с диамиктоновым илом последний требует для своей флюидизации гораздо более высоких динамических нагрузок: колебаний дна, обусловленных землетрясениями с $M \geq 6–7$ [Ершов, Попова, 1978]. Диамиктоновый ил в формировании сейсмогенного гравитационного потока в Центральном жёлобе играл второстепенную роль. Можно предполагать, что с разжижением и удалением путём гравитационного течения илов и верхней части подстилающего диамиктона связаны трудности латеральной корреляции палеомагнитных данных в грунтовых колонках, отобранных по профилю: полуостров Рыбачий – Земля Франца-Иосифа [Блажчишин, Линькова, 1977], значительная часть которого пройдена в пределах предполагаемой площади питания сейсмогенного гравитационного потока, распространявшегося по Центральному жёлобу.



▲ **Фиг. 5.32.** Поперечный сейсмоакустический разрез сейсмогенного аккумулятивного тела, расположенного на склоне Мурманской возвышенности (I) к Кольскому жёлобу (II) [Павлидис и др., 1998] в интерпретации автора. 1 – положение подошвы наложенного аккумулятивного тела. Цифры в кружках: 1 – сейсмогенные гравититы (диамиктоновые илы) наложенного аккумулятивного тела; 2 – слабоконсолидированные осадки, заполняющие погребённую речную долину; 3 – диамиктон; 4 – докайнозойские породы

Не исключено, что случаи налегания илов в области питания этого потока непосредственно на меловые породы без признаков размыва диамиктона (см. фиг. 5.5) объясняются его полным удалением во время землетрясения.

Вторая крупная область избыточного накопления диамиктоновых илов находится в ~400 км к юго-юго-востоку от первой и расположена на склоне Мурманской возвышенности по направлению к Кольскому жёлобу. Сложенное этими илами вытянутое в общем северо-западном направлении аккумулятивное тело возникло из-за гравитационного движения флюидизированных грунтовых масс с возвышенных участков дна в Кольский жёлоб. По мере приближения к последнему они объединялись в единый, плоский, субнормальный к ориентировке жёлоба поток, который тормозился в основании его северо-восточного борта из-за резкого уменьшения угла наклона поверхности. Возникшее в результате этого аккумулятивное тело вытянуто на 220–250 км в северо-западном направлении, захватывая юго-западный склон Мурманской возвышенности и примыкающую к нему часть Кольского жёлоба, при возрастающей в этом же направлении ориентировочной ширине от 10–15 до 30–35 км (см. фиг. 5.11). Расстояние транспортировки терригенного материала в сейсмогенном пластично-вязком гравитационном потоке, судя по характеру донного рельефа, не превышало 40–50 км. В отличие от сейсмогенной возвышенности Центрального жёлоба рассматриваемое образование не имеет отчётливого выражения в донном рельефе. Лишь на поперечных по отношению к Кольскому жёлобу акустических разрезах оно отображается на его северо-восточном склоне в виде аккумулятивного тела с сравнительно плоской подошвой и выпуклой кровлей. Проксимальный склон этого сооружения пологий растянутый, а дистальный более короткий (10–11 км) и крутой (фиг. 5.32). Максимальная мощность накопившихся при разгрузке гравитационного детритового потока диамиктоновых илов составляет 30–40 м, местами достигая 50 м и более. Как и в Центральном жёлобе, на участках максимальных мощностей этих илов их однородное акустически прозрачное сейсмоизображение в нижней части сменяется хаотическим, причём это происходит на глубине около 45 м от поверхности дна (скважина № 86). По размерам сформированное сейсмогенными гравититами наложенное аккумулятивное тело соизмеримо с аналогичным образованием в Центральном жёлобе: площадь равна примерно 6–7 тыс. км^2, а объём – 200 км^3. Соотношение объёма отложений детрито-



▲ **Фиг. 5.33.** Акустическое изображение сейсмогенных гравититов, вскрытых в Кольском жёлобе скважиной 87 (местоположение см. на фиг. 5.11). 1 – краснобурые глины (триас?); 2 – диамиктон; 3 – сейсмогенные гравититы (диамиктоновый ил); 4 – морские глинистые илы

вого гравитационного потока и возможной, исходя из анализа современного донного рельефа, площади его питания терригенным материалом свидетельствует о том, что главную роль в его формировании играл флюидизированный диамиктон. Не исключено, что его флюидизация была связана с тем же сейсмическим событием, которое вызвало возникновение пластично-вязкого гравитационного потока в Центральном жёлобе. Так же, как и в пределах последнего, в рассматриваемом случае отложения этого потока в зоне их максимальной мощности на юго-западной окраине Мурманской возвышенности были перекрыты нормально осадочными диамиктоновыми илами текучей консистенции, которые в днище Кольского жёлоба на дистальном склоне наложенного аккумулятивного тела замещаются хорошо сортированными глинистыми илами (фиг. 5.33).

Отложения сейсмогенных гравитационных потоков, по-видимому, распространены и на других участках Баренцевского шельфа с расчленённым донным рельефом. Так, грунтовой трубкой Е21 [Elverhoi et al., 1995] на бровке шельфа против устья Исфиорда (см. фиг. 2.25) по-видимому вскрыты отложения хвостовой части дебрисового гравитационного потока, распространявшегося по континентальному склону. Они представлены полутораметровым пластом диамиктоновых илов, перекрытым полуметровым слоем глинистого ила. Вертикальный разрез этого пласта охарактеризован пятью почти одинаковыми радиоуглеродными датировками, в соответствии с которыми сейсмическое событие, вызвавшее возникновение гравитационного потока терригенного материала, произошло ~13 тыс. радиоуглеродных лет назад (см. фиг. 5.9, колонка Е21).

Таким образом, общее тектоническое погружение площади нынешнего Баренцевоморского шельфа, по крайней мере в первую половину времени их развития (13–6,0 тыс. радиоуглеродных лет назад), сопровождались сейсмическими событиями с магнитудой, достаточной для флюидизации диамиктона ($M \geq 6–7$). Геолого-геоморфологические признаки таких событий зафиксированы на разных участках шельфа, но всегда в районах с расчленённым донным рельефом, предполагающим градиентное изменение скорости тектонического погружения. Землетрясения на шельфе, по-видимому, происходили и в последующем, вплоть до недавнего (не более тыс. лет назад) геологического прошлого, на что указывают признаки очень молодого грязевого вулканизма [Крапивнер, 2006].

5.5.3. Дискуссия

Естественно, что для осадочных структур охарактеризованного типа геологи, руководствующиеся ледниковой теорией, предложили модели формирования, базирующиеся на особенностях ледникового седиментогенеза. Так, первоначально диамиктоновые илы, формирующие в Центральном жёлобе наложенную аккумулятивную возвышенность, были приняты В.И. Гатауллиным и О.Г. Эпштейном с соавторами [Gataullin et al., 1993] за «твёрдые диамиктоны, переотложенные

в водных условиях». Для объяснения этого феномена была привлечена гипотеза так называемой «рассекающей дегляциации» [Thomas, 1977], в результате которой Центральная впадина освободилась от льда раньше, чем окружающие возвышенности. Поверхностное таяние массивов мёртвого льда на её периферии привело к высвобождению внутриледникового терригенного материала и его отложению на свободной от льда поверхности впадины. В результате, образовалось аккумулятивное тело, под окраинами которого сохранился глетчерный лёд. Полная деградация последнего вызвала инверсию рельефа и возникновение наложенной аккумулятивной возвышенности.

Вероятно, осознав очевидное несоответствие предложенной модели составу и строению моделируемого объекта, авторы в дальнейшем от неё молчаливо отказались в пользу гипотезы так называемой «мягкой морены». За неё были приняты осадки, по текстуре и гранулометрическому составу идентичные диамиктону, но отличающиеся от него низкой степенью гравитационного уплотнения и однородным акустически прозрачным сейсмоизображением [Эпштейн и др., 2011а; Sættem et al., 1992]. Таким образом, «мягкими моренами» упомянутые исследователи называют диамиктоновые илы в предложенном мной понимании (см. подразделы 4.1.3, 4.2, 5.4.1).

Основанием для очередной корректировки ледниковой теории послужили результаты бурения на выводном леднике «В» Западно-Антарктического ледникового покрова с температурой льда на поверхности – 25° [Engelhardt et al., 1990]. В подошве ледника (на глубине ~1 км) она соответствовала температуре таяния льда под нагрузкой 91 бар (–0,7 °С). Уровень подледниковой воды устанавливался на глубинах от 102 до 115 м ниже поверхности глетчерного льда, мощность которого изменялась в восьми пробуренных скважинах от 1030 до 1058 м. Ниже забоя скважины, пройденной в леднике с помощью горячей воды, в минеральное дно на два метра углубилась вибропоршневая трубка. Она вскрыла гомогенные плохо сортированные отложения с грубообломочным материалом, содержащие спикулы морских губок, а также морские и не морские диатомеи олигоцена, неогена и, возможно, плейстоцена (количественные соотношения не приведены). По облику эти образования, полная мощность которых по данным сейсмозондирования равна ~6,5 м, сходны с диамиктоном и находятся в немёрзлом состоянии, но слабо консолидированы. Они были приняты за ледниковый тилл, чему противоречит отсутствие в подошве ледника мореносодержащего льда. По мнению Г. Энгельгардта с соавторами [Engelhardt et al., 1990] гидравлическая нейтрализация вертикального давления ледника обеспечила возможность его скольжения по ложу и послужила основной причиной большой скорости ледникового потока «В», на два порядка величины превышающей скорость льда за его пределами. В свою очередь быстрое движение выводного ледника и залегание под ним способного деформироваться тилла привело к дилатационному разупрочнению последнего и, вследствие этого, к его высокой заполненной водой пористости (40%). Таким образом, предполагается, что первоначально этот сомнительный (см. подраздел 2.3.4) подледниковый тилл имел обычную для основных морен высокую плотность. Следовательно, он был отложен при другом гораздо более медленном режиме течения ледника, который резко изменился после возникновения под подошвой последнего деформируемого слоя диамиктонового состава. Только так можно объяснить отсутствие мореносодержащего льда в подошве ледникового потока, если признавать этот слой тиллом. Вместе с тем, слабая консолидация отложений, фактически относящихся к ложу ледникового потока и уплотняющихся только под действием собственного веса, может отражать их водное происхождение. Это тем более вероятно, что рассматриваемые осадки находятся под ледником, налегающим на глубоко погруженное дно моря. Такому предположению не противоречит ни литология осадков, ни их ископаемая биота, поскольку наличие её переотложенных компонентов не исключает существования автохтонных [Крапивнер, 2009б, 2014].

Из всего комплекса условий, способствующих образованию осадков, которые считаются слабоконсолидированным подледниковым тиллом, О.Г. Эпштейн с соавторами восприняли только одно: наличие плёнки напорной подледниковой воды, нейтрализующей вертикальное давление ледника. По этой причине сформированные упомянутой «мореной» наложенные аккумулятивные тела картируются не только в Центральном жёлобе, что формально соответствует условиям Западной Антарктиды, но и на Мурманской возвышенности и её склоне к Кольскому жёлобу [Эпштейн

и др., 2011а,б], что прямо этим условиям противоречит. Вместе с тем, именно пример Центрального жёлоба наиболее отчётливо иллюстрирует ошибочность гипотезы «мягкой морены».

Прежде всего диамиктоновые илы, принимаемые за «мягкую морену» имеют не локальное, а сплошное распространение на возвышенностях шельфа (см. раздел 5.4.1) и рассматриваемый его участок является аномальным лишь в том смысле, что здесь эти илы присутствуют в пределах жёлоба, внутри которого они формируют наложенную аккумулятивную возвышенность, чем обусловлена их аномально большая мощность. Гипотеза «мягкой морены» не объясняет своеобразную форму постройки и причины её локализации на весьма неблагоприятном участке, где в составе мелового субстрата наложенной возвышенности скважинами 321, 370 и 371 вскрыты пески, песчанистые алевриты и тонкое переслаивание песков с алевритами и глинами (см. фиг. 5.29). Проницаемость этих отложений предполагаемого ледникового ложа исключает возможность возникновения аномально высокого пластового давления в плёнке подледниковой воды, необходимого для формирования «мягкой морены». Для того, чтобы объяснить рассмотренный выше феномен. О.Г. Эпштейну с соавторами пришлось выдвинуть и ряд других спорных допущений и сомнительных операций с фактическим материалом, критика которых приведена ранее [Крапивнер, 2014]. Дискуссии по проблеме «мягкой морены» уделено столько внимания, чтобы показать, сколько ухищрений требуется для того, чтобы в рамках ледниковой теории объяснить феномен, вполне естественный для неотектонически активных участков шельфа с расчленённым донным рельефом.

Глава 6

ОЦЕНКА ГИПОТЕЗ ГЛЯЦИОЭВСТАЗИИ, ПРОИСХОЖДЕНИЯ ФИОРДОВ И ГЛЯЦИОИЗОСТАЗИИ НА ПРИМЕРЕ БАРЕНЦЕВСКОГО ШЕЛЬФА И КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

6.1. Аргументы против гипотезы гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана

6.1.1. Общие сведения

В соответствии с гипотезой гляциоэвстазии в периоды материковых оледенений уровень Мирового океана падал, а в межледниковья повышался и мог располагаться даже выше современного, если объём всех сохранившихся на континентах ледников был меньше, чем в настоящее время. Таким образом, гляциоэвстазия объясняет причины планетарных трансгрессий и регрессий моря, считающихся характерной чертой так называемого ледникового периода. Ошибочность гипотезы удобнее всего показать на примере последнего регрессивно-трансгрессивного цикла, наиболее полно обеспеченного разнообразным фактическим материалом.

Геолого-геоморфологические признаки существенно более низкого по сравнению с современным положения береговых линий в недавнем геологическом прошлом были впервые обнаружены ещё в XIX в. в период становления ледниковой теории (см. раздел 1.1). Они с самого начала интерпретировались как результат эвстатического падения уровня моря, обусловленного изыманием из мирового влагооборота воды, законсервированной в твёрдой фазе в ледниковых щитах. Между тем, сам по себе факт наличия поздненеоплейстоцен-голоценовых литоральных или прибрежных фаций в геологических разрезах современной сублиторали ещё не говорит о более низком гипсометрическом положении уровня моря, поскольку может объясняться молодым тектоническим погружением морского дна. После появления методов радиоуглеродного датирования осадков мнение о гляциоэвстатической природе последней трансгрессии Мирового океана стало практически непререкаемым, так как её начальный период практически совпал со временем, отведенным ледниковой теорией на последнюю дегляциацию. Однако остались некоторые неясности, касающиеся важных деталей процесса. Так, по данным разных авторов глобальная трансгрессия началась 14–15 [Milliman, Emery, 1968], 17–18 [Fairbanks, 1989] или 19–20 [Шепард, 1969] тыс. радиоуглеродных лет назад. К настоящему времени большинство исследователей принимает первую из перечисленных радиоуглеродных датировок. Ещё более неопределённой является амплитуда глобальной регрессии моря, свя-

зываемой с последним ледниковым максимумом, то есть начальная гипсометрическая координата, от которой ведётся отсчёт гляциоэвстатического подъёма уровня моря в период дегляциации. Её определение сводилось к вычислению на базе неоднозначных палеогеографических реконструкций объёма воды, изъятой из мирового влагооборота в период максимума последнего оледенения (см. раздел 1.1). В последние 25–30 лет для определения объёма высвобождающейся из материковых льдов воды в период дегляциации используются сведения об изотопном составе кислорода карбонатной биоты (обычно планктонных фораминифер) океанических осадков. Помимо возможных ошибок и погрешностей при аналитических работах по этому методу главной дискуссионной проблемой, определяющей интерпретацию его результатов, является относительное влияние на изотопный состав раковин температуры и изотопного состава воды [Боуэн, 1981]. Так, снижение значения $\delta^{18}O$, например, на 1,1‰ может объясняться как ростом температуры на ~5 °С, так и поступлением в океан талой ледниковой воды в количестве, соответствующем подъёму его уровня на 120 м [Emiliani, Shackleton, 1974]. И хотя первоначально изменение $\delta^{18}O$ связывалось с колебаниями температуры [Emiliani, 1955], в настоящее время главная роль, особенно в высоких широтах, отводится второму фактору, что далеко не очевидно, поскольку этот вывод основан на оценках изотопного состава и объёма поступающей в океан гипотетической талой ледниковой воды. Между тем, значительные колебания изотопного состава кислорода наблюдаются и в Гренландском ледниковом щите, например, в поверхностных слоях накапливавшихся в интервале времени 10–70 тыс. лет доныне. В соответствии с ними потепление на ~7 °С произошло за 50-летний период при переходе от фазы позднего дриаса (10–11 тыс. лет назад) к современному межледниковью. «Эти события происходили и слишком часто, и слишком быстро для того, чтобы связывать их с долгосрочными изменениями солнечной инсоляции, и были обусловлены резкими колебаниями скорости термохалинного перемешивания в Северной Атлантике» [Lehman et al., 1992, с. 757]. В океанах скорости изменения температур должны быть примерно такими же, как в ледяных кернах, то есть могут достигать нескольких градусов в десятилетия [Bond et al., 1993]. И действительно, в Норвежском море в период так называемой последней дегляциации отмечалось резкое потепление (5 °С и более) за 40 лет [Lehman et al., 1992]. В этой главе будут приведены сведения, свидетельствующие против гляциоэвстатической природы последней трансгрессии Мирового океана, а значит из перечня факторов, определяющих изменение соотношения стабильных изотопов кислорода в карбонатной биоте, следует исключить влияние роста и деградации материковых льдов.

Для радиоуглеродного анализа при изучении постулируемой ледниковой теорией гляциоэвстазии используется материал, обитавший вблизи уровня моря: раковины литоральных и мелководных моллюсков и фораминифер, некоторые виды рифообразующих кораллов; известковые водоросли, инкрустирующие кораллы; пляжевый известковистый песчаник приливно-отливной зоны (beachrock), оолиты, торфяники затопленных маршей и т.п. Полученные датировки фиксируют гипсометрическое положение и радиоуглеродный возраст ископаемой береговой зоны в какой либо точке шельфа, а затем по серии таких точек составляются графики непрерывного изменения уровня моря во времени для акватории в целом. Обычно результаты индивидуальных измерений рассеяны в достаточно широкой зоне вокруг кривой, описывающей общий тренд, и отличить изменения, связанные с замедлением или ускорением гляциоэвстатического подъёма уровня моря, от изменений, вызванных локальными тектоническими движениями его дна, невозможно, как невозможно объективно установить, какая из этих причин обусловила разный наклон графиков изменения уровня моря на разных акваториях [Emery, Garrison, 1967; Redfield, 1967; Milliman, Emery, 1968].

Проблема не имела однозначного решения до начала буровых работ в высокоширотных эпиконтинентальных морях, так как существовавшие методы её исследования не могли обеспечить получение сведений об увеличении глубины бассейна во времени, то есть о скорости тектонического погружения или эвстатического подъёма уровня моря в каждом конкретном пункте опробования. Между тем, выяснить, какой из упомянутых процессов датируют полученные метки времени, можно только по характеру изменений его скорости по площади. Термин «эвстазия», предложенный Э. Зюссом, означает «изменение уровня моря положительного или отрицательного знака, проявляющееся в одинаковом масштабе». По уточ-

нённому определению У.Х. Бухера эвстазия – это «одномасштабное и одновременное на всех материках положительное или отрицательное движение береговой линии» (цитировано по [Хосино, 1986, с. 33]). Таким образом, гляциоэвстатические колебания уровня Мирового океана должны были происходить не только синхронно во всех акваториях, но и с одинаковой скоростью на различающихся по геологической структуре участках, тогда как тектонические движения земной коры по знаку и скорости их проявления всегда в бóльшей или меньшей степени дифференцированы по площади. Метод интерпретации радиоуглеродных датировок, позволяющий отличить гидрократические (в данном случае гляциоэвстатические) движения береговой линии от геократических был предложен на примере слабоконсолидированных морских осадков Баренцевского шельфа [Крапивнер, 2006], ниже он используется на базе более обширного фактического материала для Баренцева моря и в приложении к другим акваториям.

6.1.2. Возраст и причина трансгрессии моря, сформировавшей современную батиметрию Баренцево-Карского шельфа

Баренцевский шельф является уникальным объектом, поскольку покрывающие его на огромной площади слабоконсолидированные осадки (ССКІ) во многих пунктах (от прибрежных мелководий до бровки шельфа) пройдены на полную мощность скважинами или грунтовыми трубками, причём вертикальные разрезы охарактеризованы радиоуглеродными датировками, чаще всего несколькими. Упомянутые датировки, поэтому, дают возможность оценить не только абсолютный возраст осадков, но и время начала морской трансгрессии, а исходя из этого – средние скорости подъёма уровня моря (или погружения морского дна по альтернативной гипотезе) и сопровождающей его седиментации в каждом пункте опробования. Для решения этой задачи по разрезу каждой скважины или грунтовой трубки, в которых датированные радиоуглеродным методом слабоконсолидированные осадки были вскрыты на полную мощность, строились графики, ординатой которых служила глубина отбора датированных образцов от поверхности дна, а абсциссой – геологическое (радиоуглеродное) время (фиг. 5.9, 5.13, 5.15, 5.16, 5.19). В случаях наблюдаемого иногда незначительного разброса датировок или даже их инверсии, возможные причины которых упомянуты в разделе 5.2.2, интерполяция данных осуществлялась с помощью сглаженной линии, проводившейся между крайними значениями.

Построение графиков базировалось на том очевидном предположении, что в конце периода седиментационного перерыва, предшествовавшего последней морской трансгрессии (см. подразделы 5.1, 5.2), местность в любой точке шельфа располагалась выше уровня моря. По этой причине накопление морских осадков в каждой такой точке могло начаться лишь после того как она стала морским дном, причём этот временнóй лаг зависел от её начальной гипсометрической позиции и скорости изменения относительного положения уровня моря. В процессе его подъёма (или тектонического погружения местности при альтернативной интерпретации) можно выделить две важные метки геологического времени. За завершающий геологический «момент» принимается возраст исчезающего тонкого поверхностного слоя осадков, считающегося современным, который играет роль последней точки на всех графиках. Её положение определяется путём экстраполяции графиков за пределы области, охарактеризованной радиоуглеродными датировками, до пересечения с поверхностью морского дна, роль которого на графиках играет шкала геологического времени. Положение начальной точки обратного отсчёта этого времени можно получить, экстраполируя упомянутые графики вниз до пересечения с гипсометрическим уровнем подошвы слабоконсолидированных осадков, которая, как правило, является границей стратиграфического несогласия и седиментационного перерыва (см. раздел 5.2). Абсцисса точки пересечения соответствует времени T_0 начала накопления морских осадков в пункте пробоотбора, который до этого геологического «момента» находился в субаэральных условиях. С достаточной для рассматриваемых построений точностью можно принять, что в указанный «момент» местность в данной точке нынешнего шельфа располагалась на уровне моря. Последнее подтверждается фациальным составом осадков в тех случаях, когда непосредственно над границей субаэрального седиментационного перерыва и размыва залегают ленточнослоистые глинистые илы – ритмиты приливной литорали

(подраздел 5.3.1). Отсчёт времени на графиках «радиоуглеродный возраст осадков – глубина от поверхности дна» начинается с того геологического «момента» (T_0), когда эта граница оказалась на уровне моря, и заканчивается современностью, когда море достигло его нынешней глубины H_s. За этот хронологический интервал (T_{sd}) накопилась толща осадков мощностью m и бывшая суша оказалась ниже уровня моря на вертикальное расстояние $H = H_s + m$. Возможная ошибка графического определения T_0 обычно не превышает 5–15%. Полученные таким образом значения времени начала морской седиментации в пунктах отбора образцов на радиоуглеродный анализ (см. фиг. 5.9), варьируют от 9 до 14,3 тыс. радиоуглеродных лет назад. Весьма важно, что какая-либо зависимость T_0 от H или от H_s отсутствует, что несовместимо с господствующими представлениями о гляциоэвстатической природе последней морской трансгрессии. Это признаётся и некоторыми сторонниками гипотезы Панарктического ледникового покрова (см. подразделы 2.5 и 5.2.2).

Показательно, что в тех случаях, когда колонка слабоконсолидированных осадков датирована по ^{14}C на нескольких гипсометрических уровнях, графики зависимости возраста осадков от их положения относительно уровня современного морского дна зачастую имеют выпуклую вверх форму (см. фиг. 5.9, колонки M880, M1200, P32, PL94-67/T, скважины 305, 313, 140, 26, 117, 197, 199, 210). Последнее вполне естественно для трансгрессивных геологических разрезов: с увеличением глубины моря (и, следовательно, расстояния от области сноса и времени, необходимого для осаждения частиц взвеси на дно) скорость осадконакопления падает. Поэтому, если колонка была охарактеризована радиоуглеродной датировкой только в одной точке, график «глубина отбора образца – его радиоуглеродный возраст» строился исходя из предположения о его выпуклой вверх форме (см. фиг. 5.9, колонки P45, EB24-35, P7, P29, с. 142). Более сложной геометрией отличаются графики распределения радиоуглеродных датировок в вертикальных разрезах донных осадков Исфиорда (Шпицберген). Так, график колонки E-1 в средней части Биллефиорда (одного из «притоков» Исфиорда, см. фиг. 2.25) состоит из трёх крутых и двух весьма пологих фрагментов. Это свидетельствует о неоднократном существенном (на порядок величины) изменении скорости осадконакопления в узком морском заливе, определяемой, в основном, режимом абляции ледников. Снижение скорости логично связывать с уменьшением абляции и разрастанием ледников, а увеличение – с деградацией последних, вызывавшей увеличение поставки терригенного материала в Исфиорд. Так, пологие отрезки графика, охватывающие интервалы ~(9,0–7,0) и ~(5,4–2,6) тыс. лет назад, указывают на рост ледников Шпицбергена, а крутые отрезки в интервалах (10,5–9,0), ~(7,0–5,5) тыс. лет, а также последние 2,5 тыс. лет назад фиксируют более благоприятные климатические условия и деградацию ледников. Возможно два первых интервала уточняют данные гляциологов о времени наступания ледников Шпицбергена в течение стадий Факседален (9000 лет назад) и грёнфиорд (2500–3000 лет назад) [Л. Троицкий, 1967]. Верхний крутой отрезок графика соответствует периоду деградации ледников, сменявшейся их кратковременным (XIV–XIX вв.) ростом [Гляциология…, 1985]. График по более глубоководной колонке E3 демонстрирует лишь два крутых и один пологий отрезок, что возможно связано с отсутствием радиоуглеродных датировок в интервале от 6 тыс. до ста лет.

На фоне общего уменьшения скорости седиментации вверх по разрезу I ССК отмечается её зависимость от фациального состава осадков. Так, скорость накопления ленточнослоистых глинистых илов приливной литорали, как правило, на порядок величины превышает таковую алевритоглинистых осадков сублиторали. В вышележащих гомогенных сублиторальных илах в таких случаях также наблюдаются повышенные скорости седиментации, характерные для мелководных условий (см. фиг. 5.9, скважины 26, 142, 197, 199, 313, грунтовые колонки P32, P45). Вверх по разрезу они плавно снижаются до значений, чаще всего составляющих 0,01–0,04 см/год, изредка 0,05–0,06 см/год. Резко пониженные скорости (0,003–0,008 см/год) зафиксированы у бровки шельфа, в субмеридиональных арктических грабен-желобах и в грабене пролива Кембридж Земли Франца-Иосифа, а также на мелководной Шпицбергенской банке (см. фиг. 5.9, грунтовые колонки P7, P29, P45, EB24-35). Высокие скорости накопления характерны для глинистых, глинисто-алевритовых и алевритовых лиманных илов погребённых речных долин. Так, в скважине 210 они изменяются от 0,3 см/год в нижней до 0,09 см/год в верхней частях, сохраняя такое же значение (0,09 см/год) и в перекрывающих пес-

ках. Ещё более значительные скорости седиментации (0,5 см/год) зафиксированы в лиманных илах погребённой речной долины, вскрытой скважиной 104 у побережья острова Колгуев. В перекрывающих песчанистых алевритах дистальной части вдольберегового потока наносов (см. подраздел 5.4.4), которые начали отлагаться ~7,4 тыс. лет назад, эта скорость постепенно снижается до 0,3 см/год, вновь возрастая до 0,6 см/год в завершающих разрез алевритистых песках (см. фиг. 5.9, скважина 104). Накопление последних началось ~2400 лет назад, вероятно, в связи с активизацией поднятия и волнового разрушения северо-восточного абразионно-тектонического побережья острова Колгуев (см. фиг. 5.11). В одном случае в верхах разреза ССК-I обособляется пачка осадков, возраст которых практически не изменяется с глубиной (грунтовая колонка Е21). Предполагается, что эти осадки представляют собой отложения сейсмогенного гравитационного потока терригенного материала (см. подраздел 5.5.2).

В противоположность скорости седиментации скорость изменения относительного положения уровня моря с течением времени возрастала, на что указывает сравнение этого показателя для литоральных и сублиторальных фаций. Накопление приливных ритмитов большой мощности, существенно превышающей допустимую высоту прилива, возможно только на фоне погружения местности или подъёма уровня моря, компенсируемых осадконакоплением (см. подраздел 5.3.1). Исходя из этого, скорости одного из упомянутых альтернативных процессов и накопления литоральных приливных ритмитов в ископаемых эстуариях оцениваются значениями 0,4–0,8 см/год (см. фиг. 5.9, скважины №№ 140, 142, 197, 199), достигая в особых условиях 2,2 см/год (см. фиг. 5.9, скважина № 26) и более (см. фиг. 4.15). Появление в вертикальном разрезе гомогенных сублиторальных осадков, которые могут перекрывать как приливные ритмиты, так и более древние консолидированные отложения (чаще всего диамиктон), указывает на то, что скорость повышения уровня моря (или погружения морского дна) возросла. Её среднее значение вычислялась по формуле

$$V_{sb} = (H_s + m_{slt}) : T_{slt}, \qquad (6.1)$$

где H_s – современная глубина моря, T_{slt} – продолжительность накопления и m_{slt} – мощность накопившихся сублиторальных осадков. Отложения сейсмогенных гравититов (см. фиг. 5.9, грунтовая колонка Е21) во внимание не принимались. Результаты выполненных расчётов приведены в табл. 6.1.

Таблица 6.1

Соотношение глубины залегания подошвы сублиторальных осадков (x) последней планетарной трансгрессии и скорости тектонического погружения морского дна (y)

№	Скважина, грунт. колонка	X ($H_s + m_{slt}$)	Y (V_{sd})
Баренцево море			
1	C395	279,5	2,18
2	M880	392,9	3,27
3	C104	56,4	0,63
4	C313	289,0	2,56
5	C140	272,2	3,16
6	C197	274,3	2,61
7	C142	170	1,50
8	C199	111,8	1,02
9	P32	362,7	3,24
10	P45	365,45	2,88
11	EB24-35	145,4	1,45
12	E1	133,5	1,43
13	E3	218,5	2,0
14	C26	220,2	2,20
15	E21	322,5	2,48
16	C117	349,3	3,01
17	P7	633,8	4,63
18	P29	606,3	4,27
19	C210	37	0,29
20	M1200	311,3	2,59
21	E88-02	273,6	2,07
22	NP05-86GC	144,8	1,39
23	S-2519	349,7	3,01
24	JM10-10GC	126,8	1,15
25	JM02-460PC	392,5	3,31
26	PL94-48	261,8	2,30
27	PL94-67/T	447,5	4,66
28	NP05-71GC	364,2	2,85
Рифы острова Барбадос			
29	C7F	14,5	0,22
30	C12F	50,9	0,53
31	C9F	85,5	0,75

Полученные средние скорости (V_{sb}) погружения, сопровождавшегося формированием сублиторальных фаций I ССК, изменялись от 0,3–0,6 см/год в прибрежных мелководьях до 4,3–4,6 см/год в грабен-жёлобе Святой Анны. Они свидетельствуют о том, что последняя морская трансгрессия на Баренцево-Карском шельфе была обусловлена не эвстатическим повышением уровня моря, а дифференцированным тектоническим погружением местности, поскольку начиналась на разных площадях в разное время и развивалась с разной скоростью, а её максимальная амплитуда выходит далеко за рамки, допустимые гипотезой гляциоэвстазии. Показательно, что основная часть значений V_{sb} на порядок величины превышает скорости погружения, характерные для начального периода трансгрессии. Это с достаточным разрешением документируется в тех случаях, когда сублиторальные слабоконсолидированные осадки подстилаются литоральными эстуариевыми фациями (см. подраздел 5.2.2), и подтверждает аргументы в пользу того, что последней трансгрессии моря на площади нынешнего шельфа предшествовал период тектонического поднятия и субаэрального развития. Естественно, что изменение знака тектонических движений происходило на протяжении некоторого отрезка геологического времени, в течение которого скорость поднятий сначала снижалась до 0, а затем поднятие сменялось погружением с постепенно возрастающей скоростью.

Сравнение скоростей тектонического погружения, в результате которого возникла современная акватория Баренцева моря, со скоростями накопления сублиторальных фаций показывает, что на глубоководных площадях ($H > 150$ м) первая превышает вторую на 2 порядка величины (см. фиг. 5.9). По этой причине в их донном рельефе сохранились многие черты эрозионно-тектонического рельефа, созданного в период субаэрального развития, предшествовавшего последней морской трансгрессии. С другой стороны, пространственная неравномерность скорости тектонического погружения привела к возникновению более выразительного, чем в предшествующую эпоху, рельефа во всяком случае во внутренних районах шельфа. В результате, современное дно моря в этих районах характеризуется более значительными, чем на мелководьях гипсометрическими перепадами поверхности на меньших расстояниях, а крупные возвышенности и впадины приобрели более отчётливое морфологическое выражение. На Печоро-Канинском мелководье скорости тектонического погружения и седиментации соизмеримы (см. фиг. 5.9, скв. 104, 210). Этот фактор служит причиной повышенной мощности осадков I ССК, маскирующей расчленённый рельеф предшествующего периода. Более того, на некоторых мелководных участках скорость седиментации практически равна скорости погружения, что, вероятно, вызвано резкой дифференциацией молодых (средне- и позднеголоценовых) тектонических движений в зонах активных разломов. Примером служит остров Колгуев. Волновое разрушение его высоких абразионно-тектонических берегов продуцирует вдольбереговые потоки наносов, разгружающиеся сразу за резким поворотом береговой линии, которая фиксирует тыловую границу области активного голоценового погружения. В результате за последние 7,2 тыс. лет сформировалась частично выступающая над уровнем моря 28-метровая толща песчанистых алевритов и песков (см. подраздел 5.4.4). Средняя скорость погружения за этот период составляла ~0,6 см/год, а скорость седиментации изменялась от 0,3 до 0,6 см/год (см. фиг. 5.11, 5.9, скв. № 104).

Итак, непосредственно перед началом формирования покрова слабоконсолидированных осадков площадь нынешнего Баренцева моря представляла собой сушу, дренировавшуюся реками, конечными водоёмами стока которых служили северная оконечность Атлантического и западная окраина Арктического океанов. Учитывая данные, обсуждавшиеся в подразделах 3.1.5, 4.1.1, 5.1 и 5.2, можно предполагать, что аллювиальные отложения этого времени являются стратиграфическими аналогами аллювия первых надпойменных террас речных долин, врезанных в низменные аккумулятивные равнины южного обрамления Баренцева моря. Современная батиметрия внутреннего шельфа, занимающего основную площадь Баренцева моря, возникла в результате неравномерного общего погружения, первые признаки которого обнаруживаются ~14,3 тыс. радиоуглеродных лет назад, хотя оно, вероятно, началось несколько раньше. Из приведенного анализа следует, что скорость и за некоторыми исключениями амплитуда этого погружения возрастали от окраинных и внутренних мелководий к площадям, ныне характеризующимся наибольшими глубинами моря. При этом, если переход между

шельфовыми глубоководьями и упомянутыми низменными аккумулятивными равнинами растянут на сотни километров, то высокие (~100–200 м) береговые обрывы Скандинавского полуострова, являющиеся типичными берегами поднятия [Леонтьев, 1961], находятся всего в 20–30 км от впадин с глубинами моря 200–300 м. Эти впадины, исходя из приведенных в настоящем разделе оценок, погружаются со скоростью 1,5–2,0 см/год, тогда как прилегающая часть Кольского полуострова по данным повторного нивелирования испытывают поднятие, скорость которого достигает 0,5 см/год [Карта современных…, 1989]. Столь высокий градиент скоростей контрастных вертикальных движений разного знака, возможно, служит причиной современной слабой сейсмичности северной окраины Норвегии (Мурман-Финмаркенская зона сейсмической активности) и прибрежной зоны Кольского полуострова [Панасенко, 1969; Ассиновская, 1986; Николаева и др., 2015]. Вместе с тем, присутствие дислокаций, диагностируемых как сейсмогенные (см. подраздел 5.5), указывает на возможность того, что ~6 тыс. лет назад и позднее в этом регионе случались и гораздо более сильные землетрясения [Николаева, 2001].

Многочисленные следы практически современной тектонической активности, проявлявшейся в период накопления слабоконсолидированных осадков I ССК на фоне общего неравномерного погружения шельфа, обнаружены в разных его районах. Они представлены приповерхностными дислокациями разных кинематических типов, проявлениями грязевого вулканизма, палеосейсмичности, аномальными значениями теплового потока и др. [Крапивнер, 2007; Хуторской и др., 2009; Крапивнер, Скоробогатько, 2012; Крапивнер, Абрамов, 2015].

6.1.3. Обоснование геократической природы последней («гляциоэвстатической») трансгрессии Мирового океана

Соотношение между гипсометрическим положением подошвы сублиторальных осадков, то есть поверхности, располагавшейся непосредственно перед затоплением местности на среднем уровне моря, и скоростью тектонического погружения этой поверхности, отображается уравнениями парной регрессии, которые были получены с помощью программы Grapher 7 компании Golden Software. Они иллюстрируют очевидную функциональную зависимость современной глубины моря H_s от средней скорости тектонического погружения (V_{sb}). Мощность накопившихся за период погружения слабоконсолидированных сублиторальных осадков (m_{slt}) существенно влияет на результат только на мелководьях юго-восточного обрамления Баренцевского шельфа, где она, как правило, значительно больше, чем на глубоководных площадях (см. предыдущий раздел). Критическое значение коэффициента корреляции (R) для выборки данного объёма (табл. 6.1, $n = 28$) на уровне значимости 0,05 равно 0,407 [Статистические методы..., 1973]. Наиболее удовлетворительные результаты показывают два тренда – линейный:

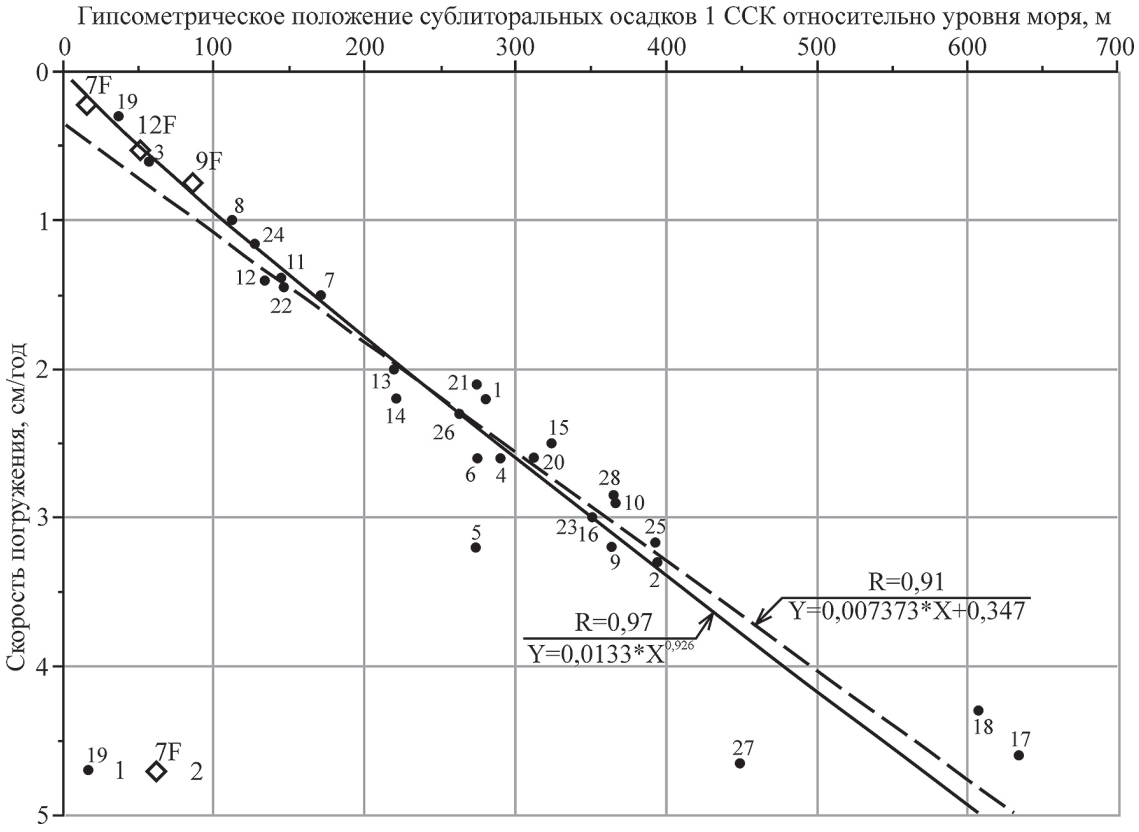
$$y = 0{,}007373 \cdot x + 0{,}347 \ (R = 0{,}91) \qquad (6.2)$$

и тренд функции вида:

$$y = 0{,}0133 \cdot x^{0{,}926} \ (R = 0{,}97) \qquad (6.3)$$

где y – скорость погружения (V_{sb} см/год), $x = H = H_s + m_{slt}$ (м). Несмотря на то, что оба они обеспечивают почти одинаковый коэффициент корреляции, физическую сущность выявленной зависимости правильней аппроксимирует степенна̀я функция, поскольку выражающий её график проходит через точку начала координат (фиг. 6.1). Этот факт чрезвычайно важен, указывая на объективный характер установленной закономерности.

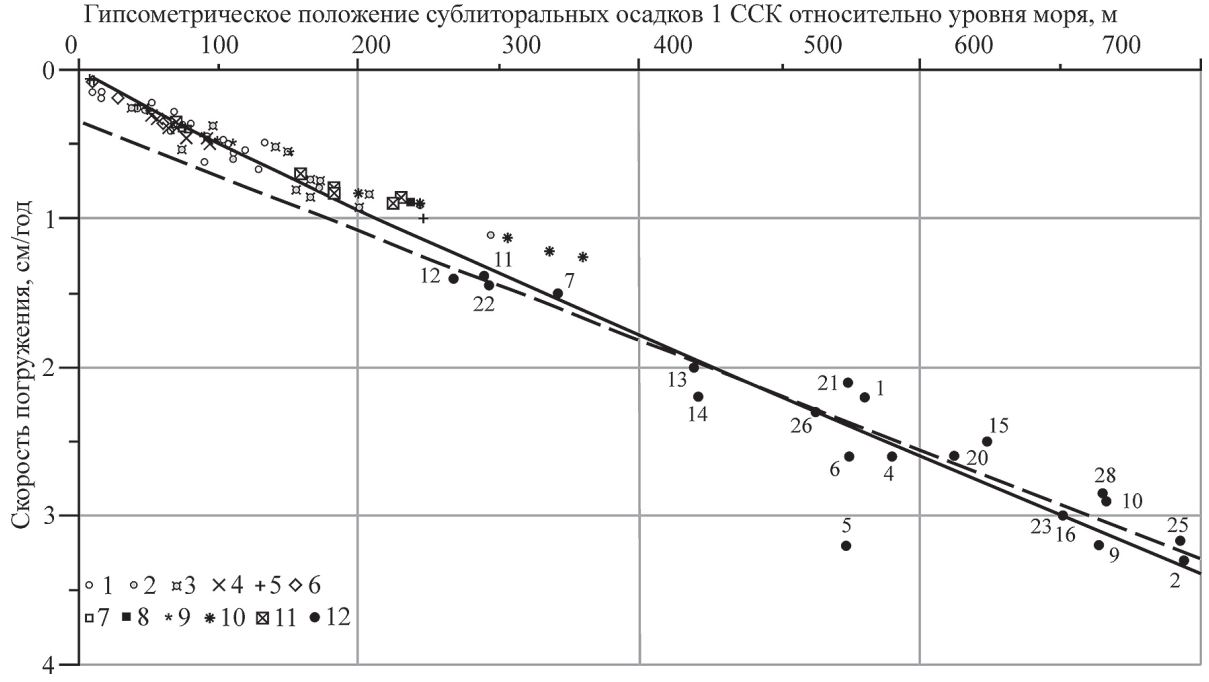
В публикациях, посвящённых «гляциоэвстатическому» подъёму уровня Мирового океана указываются лишь радиоуглеродный возраст (t) датируемого объекта и глубина ископаемого положения уровня моря по отношению к современности (h), тогда как геологические разрезы колонок, обычно, не приводятся. Для сравнения этих данных с графиком, который описывается уравнением регрессии (6.3), необходимо знать величину $H = H_s + m_{slt}$ и среднюю скорость V_{sb} изменения относительного положения уровня моря (см. предыдущий раздел). При определении этих показателей по литературным данным я исходил из того, что непосредственно выше датированных по ^{14}C образований, фиксирующих положение ископаемого уровня моря с радиоуглеродным возрастом 14,3 тыс. лет и моложе, залегают сублиторальные осадки, поэтому $H = h$ и $V_{sb} = h/t$. Радиоуглеродные датировки с возрастом более 14,3 тыс. лет



▲ **Фиг. 6.1.** Графики, иллюстрирующие функциональную связь между гипсометрическим положением подошвы покрова слабоконсолидированных сублиторальных осадков $x = H_s + m_{slt}$ (м) и средней скоростью тектонического погружения морского дна $y = V_{sb}$ (см/год). *1* – скважины и грунтовые колонки на Баренцевском шельфе, *2* – скважины у берегов острова Барбадос [Fairbanks, 1989], цифры соответствуют порядковым номерам в табл. 6.1. Литологические разрезы и радиоуглеродные датировки см. на фиг. 5.9, местоположение – на фиг. 4.1, 4.2

в расчёт не принимались, так как они относятся к более древним циклам седиментации. По этой методике значения V_{sb} были вычислены для различных пунктов атлантического побережья США между 36-й и 44-й параллелями, а также, Мексиканского залива, юго-востока Карибского моря, Панамского, Гвинейского и Персидского заливов, Северного и Балтийского морей, а также шельфов Британии, Австралии и Новой Зеландии. [Godwin et al., 1958; Emery et al., 1967; Emery, Garrison, 1967; Milliman, Emery, 1968; Kiden et al., 2002; Григорьев и др., 2009]. Наложение полученных таким образом средних скоростей «гляциоэвстатического подъёма» уровня различных акваторий мира на кривую, описываемую уравнением (6.3), показывает, что оно адекватно отображает пространственное распределение средних скоростей развития последней трансгрессии и на площадях других эпиконтинентальных морей. Совпадение с данными по Баренцево-Карскому шельфу вполне очевидное (фиг. 6.2). Поскольку в 50–60-е гг. прошлого века радиоуглеродный возраст морской биоты не корректировался на бассейновый эффект, средняя скорость относительного подъёма уровня моря оказалась несколько заниженной, вследствие чего многие полученные по литературным данным этого периода точки на графике расположились немного выше эмпирической кривой регрессии. При учёте бассейнового эффекта совпадение с этой кривой было бы ещё более полным. Подтверждением сказанного служат радиоуглеродные датировки ископаемой береговой линии на Атлантическом побережье США и в Северном море по погребённым под морскими осадками наземным торфам [Emery et al., 1967; Kiden et al., 2002], для которых поправка на бассейновый эффект не требуется. Значения полученных по этим датировкам скоростей погружения торфяни-

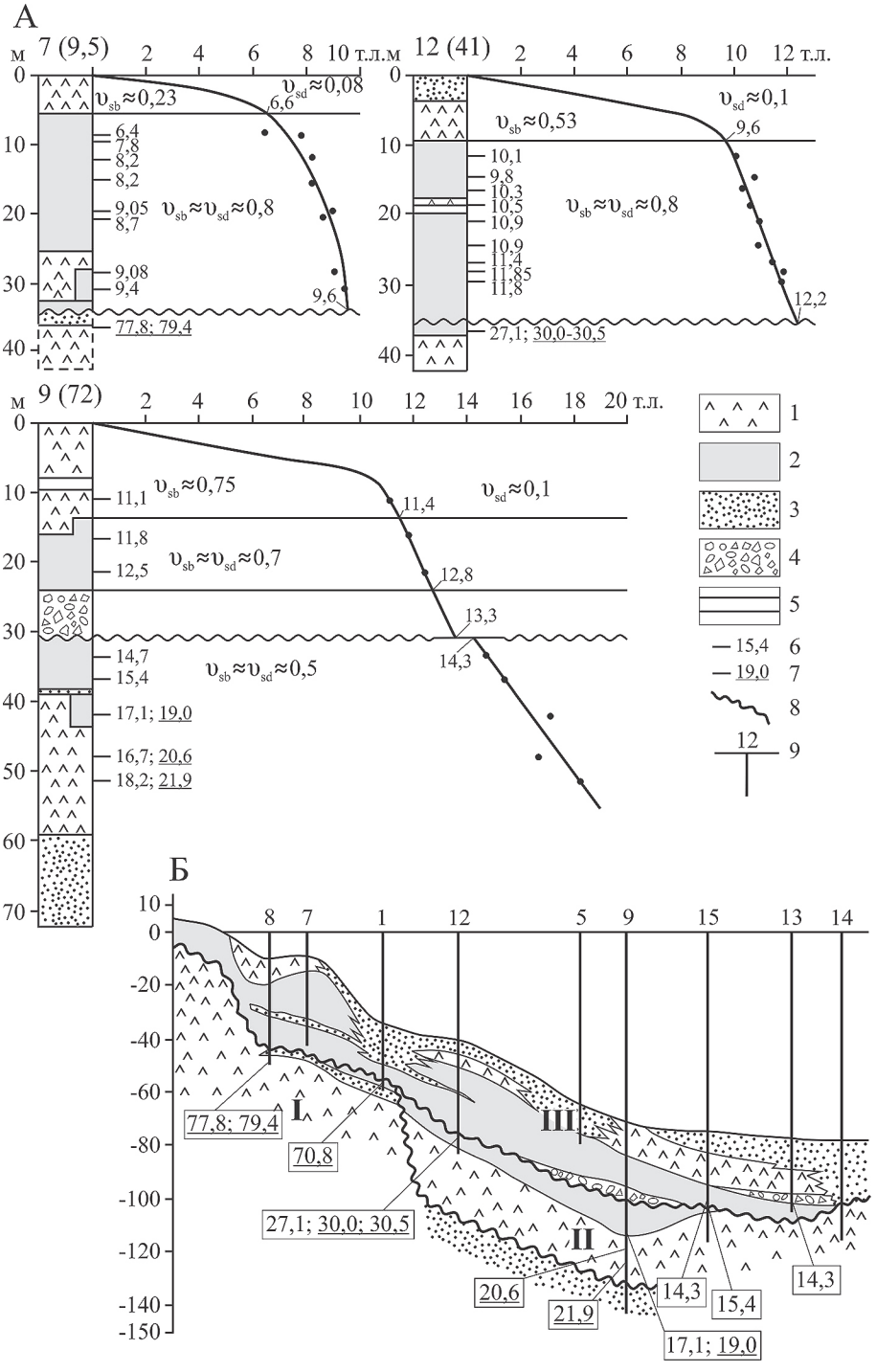
ков почти точно совпали с предсказанными уравнением (6.3) и соответствующим графиком (см. фиг. 6.2). Абсолютные отметки гипсометрически наиболее низких ископаемых береговых линий с радиоуглеродным возрастом моложе 14,3 тыс. лет по литературным данным, обычно не выходят за рамки −120 ÷ −130 м, поскольку этими цифрами оценивается уровень «гляциоэвстатической» регрессии в период постулируемого последнего ледникового максимума [Боуэн, 1981]. Кроме того, именно на этих изобатах чаще всего располагается бровка так называемых стабильных шельфов, которые служили основными объектами изучения «гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана». Встречающиеся изредка более глубоко расположенные погребённые береговые линии этого возраста не принимаются во внимание. Так, в юго-восточной части Карибского моря радиоуглеродные датировки его ископаемого уровня на альтитудах −153, −168 и −180 м были сочтены ошибочными [Milleman, Emery, 1968], между тем, они вполне согласуются с закономерностью, описываемой уравнением (6.3). На фиг. 6.2 скважины, пробуренные на изобатах менее 120 м, учитывавшиеся при выводе уравнений регрессии (6.2) и (6.3) (см. фиг. 6.1), не показаны из-за густоты расположения точек, фиксирующих гипсометрическое положение ископаемого уровня моря в «поздне-послеледниковое» время по литературным данным. Вместе с тем, в соответствии с фиг. 6.2 тренд, установленный в шельфовых акваториях Мира для изобат, не превышающих 120 м, в Баренцевом море выдерживается до изобат 400 м, а в жёлобе Св. Анны (колонки Р.29 и Р.7) – до изобат, превышающих 600 м, что выходит далеко за рамки, допустимые гипотезой гляциоэвстазии. На синхронность развития последней трансгрессии в акваториях Баренцева и Средиземного морей указывает радиоуглеродный возраст на континентальном склоне последнего (между изобатами



▲ **Фиг. 6.2.** Наложение данных о скоростях «гляциоэвстатического подъёма» уровня разных морских акваторий в период «последней дегляциации» на кривую зависимости гипсометрического положения подошвы сублиторальных осадков последней морской трансгрессии от скорости позднеплейстоцен-голоценового погружения дна Баренцевого моря (фиг. 6.1). *1–3* – Атлантический шельф США: *1* – [Emery et al., 1967], *2* – [Emery, Garrison, 1967], *3* – [Milliman, Emery, 1968]; *4* – Северное море [Kiden et al., 2012]; *5* – шельф Новой Зеландии и Австралии [Godwin et al., 1958]; *6* – шельф Британии [Godwin et al., 1958]; *7*, *8* – Балтийское море: *7* – Швеция [Godwin et al., 1958], *8* – Гданьский залив [Григорьев и др., 2009]; *9* – Мексиканский залив [Godwin et al., 1958]; *10* – юго-восточная часть Карибского моря [Milliman, Emery, 1968]; *11* – Персидский залив [Godwin et al., 1958], Гвинейский залив и залив Панама [Milliman, Emery, 1968]; *12* – Баренцево море

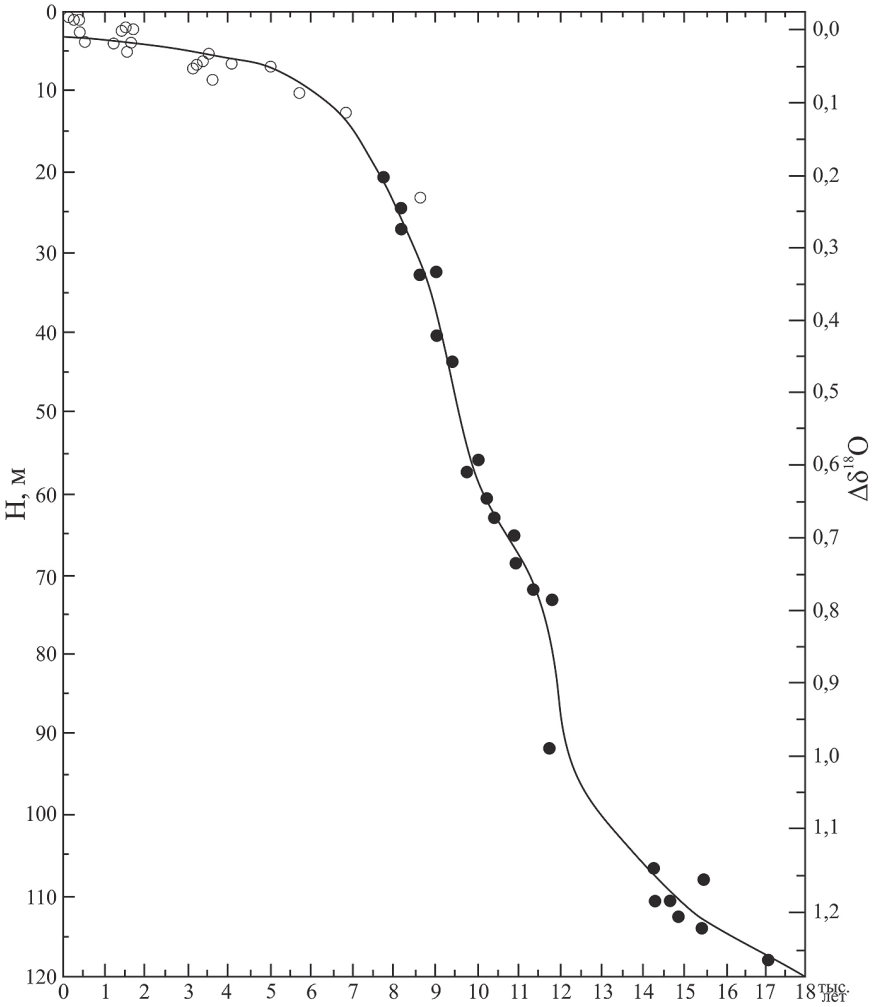
90–340 м) бореальных моллюсков *Arctica arctica*, *Chlamys septemradiata*, *Modiolus modiolus*, не обитающих ныне в Средиземном море. Большинство датировок приходится на интервал 9800–13050 лет [Froget et al., 1972].

Несостоятельность порождённой ледниковой теорией концепции гляциоэвстатического повышения уровня Мирового океана в конце позднего неоплейстоцена-голоцене можно проиллюстрировать на примере радиоуглеродного датирования рифообразующих кораллов Карибского моря у берегов острова Барбадос. Последний, в отличие от расположенных западнее островов Мало-Антильской дуги, не является вулканическим, а сложен преимущественно осадочными породами, образующими по современным представлениям



◀ **Фиг. 6.3.** Результаты профильного бурения на подводном склоне острова Барбадос по [Fairbanks, 1989] с дополнениями и изменениями. А. Колонки опорных скважин, цифра в скобках – глубина моря (м). Б. Схематический геологический разрез подводного склона, составленный автором по приведенным Р.Г. Фэрбенксом колонкам скважин, расстояния между которыми не были указаны. *1* – кораллы с широким диапазоном глубин обитания; *2* – гребнерифовый коралл *Acropora palmata (Lamarck)*; *3* – песок или гравий; *4* – брекчия; *5* – интервал с отсутствием керна; *6* – радиоуглеродная датировка, корректированная на бассейновый эффект (–400 лет); *7* – уран-ториевая датировка [Bard et al., 1990а,б]; *8* – граница стратиграфического и эрозионного несогласия; *9* – скважина и её номер на геологическом разрезе. Римскими цифрами обозначены три обособляющиеся на разрезе толщи, разделённые границами стратиграфического и эрозионного несогласия

аккреционную призму на конвергентной границе литосферных плит. На пологом южном подводном склоне острова было пробурено 16 скважин, литологические колонки 9-ти наиболее глубоких (от 12 до 70 м) приведены в статье Р. Фэрбэнкса [Fairbanks, 1989]. Их устья располагались на глубинах от 9 до 79 м, причём расстояния между скважинами не указаны, поскольку автор считал, что они вскрывают наращиваемый по вертикали единый разрез горизонтально залегающих слоёв. Для радиоуглеродного анализа был выбран наиболее надёжный индикатор уровня моря − коралл *Acropora palmata (Lamarck)*, живущий на вершинах рифов при глубинах моря менее 5 м. Определение радиоуглеродного возраста образцов с его корректировкой на бассейновый эффект было выполнено в 5-ти скважинах (№№ 7, 12, 9, 15 и 13), колонки трёх из них, наиболее детально опробованных, изображены на фиг. 6.3А. Скважины, пройденные ниже по склону, с некоторым перекрытием наращивают литологическую колонку, вскрытую бурением на более высоком гипсометрическом уровне. Р. Фэрбэнкс считает, что в результате был получен непрерывный датированный по ^{14}C разрез рифа, поверхность которого за последние 18 тыс. лет нарастала вместе с гляцио-эвстатическим подъёмом уровня моря, начиная с глубины − 121±5 м. Этот вертикальный разрез был калиброван на соотношение стабильных изотопов кислорода в кораллах из расчёта изменения $\delta^{18}O$ на 0,01‰ при подъёме уровня Мирового океана за счёт гляциоэвстазии на 1 м (фиг. 6.4). Экспонированные выше современной береговой линии фации кораллов *A. palmata*, которые Р. Фэрбэнкс связывает с предпоследней дегляциацией, обусловлены по его мнению, наложением на гляциоэвстатическое повышение уровня моря тектонического поднятия подводного склона острова как единого целого вместе с его южным берегом на 5,8 м за 18 тыс. лет.



▶ **Фиг. 6.4.** Синтетическая кривая гляциоэвстатического подъёма уровня моря в окрестностях острова Барбадос, составленная из предположения о горизонтальном залегании рифовых и терригенных отложений, разрез которых наращивался 9-ю скважинами, пробуренными на глубинах от ~9 до ~79 м [Fairbanks, 1989]. Залитые кружочки – радиоуглеродные датировки кораллов *A. palmata* на подводном склоне острова Барбадос, незаполненные кружочки – радиоуглеродные датировки *A. palmata* в окрестностях 4-х других островов Карибского моря

Предложенная модель предполагает отсутствие в течение упомянутого отрезка времени дифференцированных тектонических движений, что весьма маловероятно, особенно если учитывать расположение изучавшегося геологического объекта на восточной окраине Тихоокеанского подвижного пояса. Именно это допущение позволило объединить колонки удалённых друг от друга скважин, существенно различающихся по гипсометрическому положению устья, в единый непрерывный разрез рифа мощностью около 120 м (см. фиг. 6.4), тогда как мощность рифовой фации *A. palmata*, формировавшейся, как полагал Р. Фэрбэнкс, в период последней дегляциации, ни в одной из скважин не превышает 30 м. На составленном мной по опубликованным данным [Fairbanks, 1989] схематическом геологическом разрезе (см. фиг. 6.3Б) выделяются три разделённые седиментационными перерывами осадочные толщи. Две нижние охарактеризованы уран-ториевыми датировками [Bard et al., 1990a,b], в соответствии с которыми кровля первой имеет возраст от 70,8 до 79,4 тыс. лет, а верхи второй – 14,7–31,0 тыс. лет. По-видимому, разрез второй толщи в скважине 9 завершается интервалом 30–43 м с тремя самыми древними радиоуглеродными датировками коралла *A. palmata*: 14,7, 15,4 и 17,1 тыс. лет, уран-ториевый возраст последнего образца 19 тыс. лет (см. фиг. 6.3А). Это единственное расхождение со стратиграфической интерпретацией разреза Р. Фэрбенкса, по мнению которого упомянутый интервал начинает разрез самого верхнего комплекса осадков (толща III на фиг. 6.3Б). Последний судя по радиоуглеродным и уран-ториевым датировкам налегает на толщи II и I по границе стратиграфического и эрозионного несогласия, причём по литологическим признакам (субаэральная экспозиция) эта граница зафиксирована в скважинах №№ 1, 8, 12 и 15 [Fairbanks, 1989].

Условия залегания и строение толщи III напоминают таковые слабоконсолидированных осадков ССК I Баренцево-Карского шельфа: по границе стратиграфического перерыва на разные по возрасту слои налегают биогенные образования, формировавшиеся почти на уровне моря (аналог литоральных эстуариевых фаций Баренцевского шельфа). В тех случаях, когда эта граница проходит внутри рифовых отложений *A. palmata*, она фиксирована резким градиентом абсолютных датировок, совпадающим с признаками субаэральной экспозиции кровли нижней толщи (скважины 8, 1, 12). В скважине 15 стратиграфическое несогласие, отмеченное на глубине 26 м в интервале 1,3 м между двумя радиоуглеродными датировками (14,3 и 15,4 тыс. лет), подчёркнуто коркой подводного «выветривания» (marine crust). Вверх по разрезу литоральная фация коралловых рифов *A. palmate* сменяется биогенными или терригенными сублиторальными осадками. От берега острова до скважины 9 подошва толщи III наклонена в сторону моря в целом согласно наклону поверхности дна, вследствие чего её мощность выдержана по латерали, составляя ~30–32 м, лишь в одном случае (скважина 1) снижаясь до ~20 м. Мористее скважины 9 дно становится почти горизонтальным, а подошва толщи III приобретает очень пологий наклон в противоположную сторону и из её разреза выпадают биогенные, в том числе литоральные (*Acropora palmata*) фации (фиг. 3Б). Всё это отображает латеральную неравномерность конседиментационного погружения подводного склона острова.

Возраст диахронной границы, фиксирующей подошву последнего седиментационного комплекса у берегов Барбадоса, изменяется от 13,3 до 9,6, а на Баренцево-Карском шельфе – от 14,3 до 9,0 тыс. радиоуглеродных лет доныне. Диахронной является и граница между практически литоральной рифовой фацией *A. palmata* и перекрывающими сублиторальными осадками (см. фиг. 6.3А,Б). Элементарные расчёты по методике, обоснованной в разделе 6.2, показывают, что изменение относительного положения уровня моря на подводном склоне острова Барбадос происходило с разной средней скоростью, в целом возрастающей по мере удаления от берега в период накопления сублиторальных фаций. Так, в районах скважин №№ 7 (H = 15 м), 12 (H = 51 м) и 9 (H = 86 м) она составила, соответственно, 0,23, 0,53 и 0,75 см/год (H – глубина залегания подошвы сублиторальных осадков относительно уровня моря). Эти значения с высокой точностью накладываются на линию графика (см. фиг. 6.1), отображающего уравнение регрессии (6.3), свидетельствуя о том, что в окрестностях Барбадоса так же, как и на Баренцево-Карском шельфе, относительное повышение уровня моря на протяжении последних ~13,3 тыс. радиоуглеродных лет (с учётом времени накопления *A. palmata*) было обусловлено дифференцированными погружениями зем-

ной коры, а не увеличением объёма водной массы при деградации материкового оледенения.

Кровля отложений литоральной рифовой фации *A. palmata*, как и её подошва, наклонена почти параллельно поверхности подводного склона острова, причём гипсометрический перепад между её наивысшим (на побережье) и наинизшим (скважина № 13) положениями составляет ~100 м (см. фиг. 6.3Б). Это, однако, отнюдь не означает, что на эту величину поднялся уровень моря, хотя рифогенные отложения формировались в течение геологического времени, отведенного ледниковой теорией на последнее позднеледниковье и начало голоцена. Построение графиков «радиоуглеродный возраст осадка – глубина от поверхности дна» по колонкам каждой из трёх наиболее обеспеченных радиоуглеродными определениями скважин №№ 7, 9 и 12 противоречит выводам Р. Фэрбенкса, полученным при анализе синтетической кривой повышения уровня моря (см. фиг. 6,4, 6.2, 6.3А). Так, этот автор выделяет интервал исключительно быстрого подъёма уровня на 24 м между радиоуглеродными датировками 12,5 и 11,8 тыс. лет (то есть со скоростью 3,4 см/год) и связывает его с заключительным импульсом притока в океан талых вод на протяжении первой фазы дегляциации, начавшейся 17 тыс. лет назад. Однако, первая из этих дат учтена синтетической кривой по скважине 9 на абсолютной отметке минус ~94 м, а вторая – по скважине 12 на абсолютной отметке минус ~70 м, откуда и получена амплитуда подъёма уровня на ~24 м. Между тем, в скважине 9 вертикальное расстояние между образцами с датировками 12,5 и 11,8 тыс. лет составляет всего 4,5 м и средняя скорость роста кораллов, компенсирующего относительное повышение уровня моря за этот короткий временной интервал такая же, как и за весь период накопления рифовой фации *A. palmata*, – 0,6 см/год. В соответствии с упомянутой синтетической кривой скорость подъёма уровня моря была минимальной в первую половину хронозоны позднего дриаса (11,0–10,5 тыс. радиоуглеродных лет назад) и возрастала во второй более тёплой половине этой хронозоны (10,5–10,0 тыс. лет) с кульминацией 9,5 тыс. лет назад [Fairbanks, 1989]. Однако в скважине 12 скорость роста рифов фации *A. palmata* толщи III, подсчитанная по девяти радиоуглеродным датировкам, охватывающим интервал от 11,8 до 10,0 тыс. лет имеет наибóльшее значение (1 см/год) постоянное для всего разреза (см. фиг. 6.3А).

Неадекватность графика «гляциоэвстатического повышения уровня Мирового океана», синтезированного на небольшой площади по серии скважин, охарактеризованных большим количеством определений абсолютной геохронологии осадков служит иллюстрацией некорректности широко практикуемой процедуры построения таких графиков на основании обобщения единичных радиоуглеродных датировок ископаемого положения уровня моря, рассеянных по шельфовым акваториям. Перефразируя известную американскую поговорку её можно сравнить с конструированием одной лошади из ста кроликов. Эволюция гипсометрии ископаемого уровня моря относительно его нынешнего положения на протяжении последней планетарной трансгрессии может быть реконструирована только в конкретной точке его акватории при условии, что осадки этой трансгрессии в данной точке вскрыты на полную мощность и охарактеризованы радиоуглеродными датировками. Подобные данные по подводному склону острова Барбадос указывают на то, что районы скважин 9 (глубина моря 72 м), 12 (глубина моря 41 м) и 7 (глубина моря 9,5 м) погрузились, соответственно, на, ~103, ~77 и ~44 м за последние 13300, 12200 и 9600 радиоуглеродных лет (см. фиг. 6.3А). Естественно, что в такой геодинамической обстановке отрезки времени, благоприятствовавшие компенсации тектонического погружения ростом гребнерифового коралла *A. palmata*, сокращались по мере удаления от берега, вследствие чего мощность построенных ими рифов в этом направлении уменьшается и мористее скважины 13 они выпадают из разреза (см. фиг. 6.3Б).

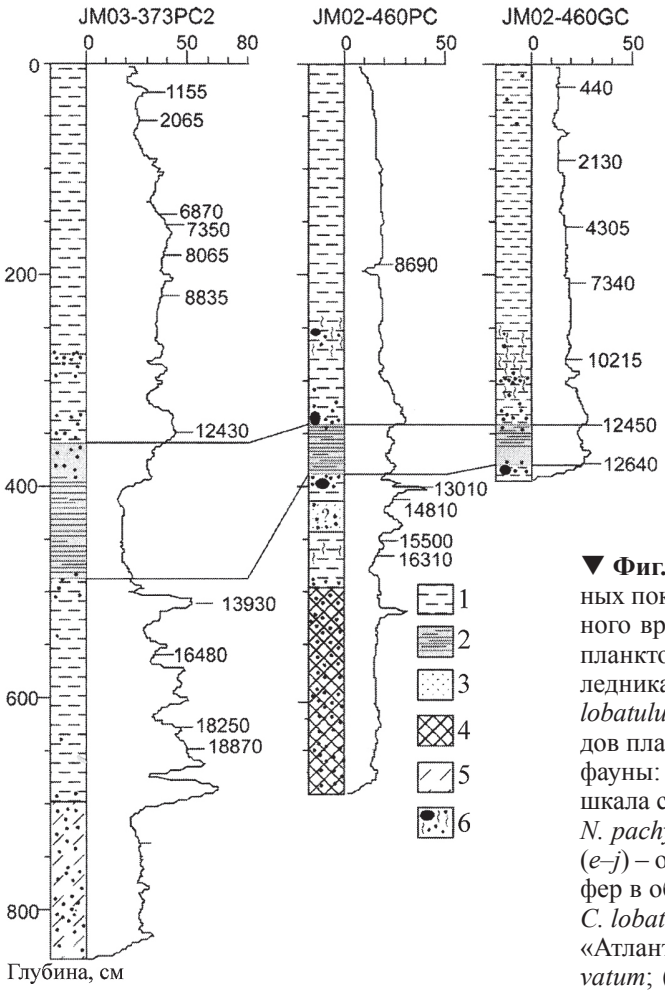
Три вскрытые в окрестностях острова толщи разделены седиментационными перерывами различной, изменяющейся по латерали продолжительности. Так, перед тектоническим погружением, сопровождавшимся формированием толщи III, она составила в скважинах 9, 12 и 7, соответственно, 1,0, 15–19 и 68–70 тыс. лет (см. фиг. 6.3А). Существование выдержанных по латерали границ, фиксирующих перерывы в накоплении морских осадков, свидетельствует о том, что на протяжении последних ~80 тыс. уран-ториевых лет нынешний подводный склон острова как минимум трижды погружался и дважды поднимался над уровнем моря. В пользу этого говорит и регрессивное строение толщ I и II (снизу вверх: терри-

генные отложения, рифовая фация, литоральная фация *A. palmata*). Вероятно, трансгрессивные части разреза этих толщ не вскрыты бурением и каждая соответствует полному циклу, который начинается с тектонического поднятия и завершается погружением. На морских побережьях вещественными свидетельствами положительных тектонических движений земной коры эпиконтинентальных морей являются поднятые береговые линии, отложения морских террас и ярусов эрозионно-аккумулятивного рельефа низменных равнин, обрамляющих эпиконтинентальные моря, а в акваториях последних – перерывы в осадконакоплении. При этом, продолжительность хиатуса в произвольной точке акватории тем больше, чем дальше она расположена от границ площади, в пределах которой осадконакопление на протяжении сменяющих друг друга во времени циклов седиментации было непрерывным. Таким образом, в отличие от ледниковой теории предложенная модель позволяет объяснить наличие признаков как более низкого, так и более высокого по сравнению с современным относительного положения уровня моря в недавнем геологическом прошлом единой причиной – общими колебательными тектоническими движениями. В.В. Белоусов считал эти движения крайне слабо изученными [Белоусов, 1962], и за прошедшие полвека положение не изменилось, поскольку их наиболее удобные для исследований неоген-четвертичные проявления интерпретируются в рамках ледниковой теории и потому выведены из сферы интересов геотектоники.

Следует подчеркнуть, что развитие последней морской трансгрессии в двух сравниваемых регионах наряду с общностью характеризуется и весьма важным различием. Оно заключается в амплитуде тектонического погружения дна за последние 14–15 тыс. лет: на Баренцево-Карском шельфе её максимальные значения достигают 300–600 м и несколько более (см. фиг. 5.9, колонки Е21, М388, Р32, Р45, скважина 117), а на подводном склоне Барбадоса амплитуда погружения в районе скважины 9 составляет лишь ~103 м, причём эта цифра, вероятно, близка к максимальной, поскольку продолжительность седиментационного перерыва, предшествующего тектоническому погружению, в районе этой скважины минимальна. Отмеченные различия, учитывая разницу в геоструктурной и географической позициях рассмотренных акваторий (в первом случае пассивная, во втором – активная континентальные окраины, расположенные, соответственно, в арктических и тропических широтах), возможно, имеют важное значение для выяснения физической природы установленной эмпирической закономерности. Существующие геотектонические гипотезы не могут объяснить аномально высокие скорости тектонического погружения шельфовых морей, а также тот парадоксальный факт, что их максимальные значения на пассивной континентальной окраине (Баренцево-Карский шельф) в несколько раз выше, чем на активной (район острова Барбадос). Интуитивно представляется, что оба феномена связаны друг с другом, а также с возрастом и механизмом формирования глубоководных котловин западного сектора Арктического и северной оконечности Атлантического океанов.

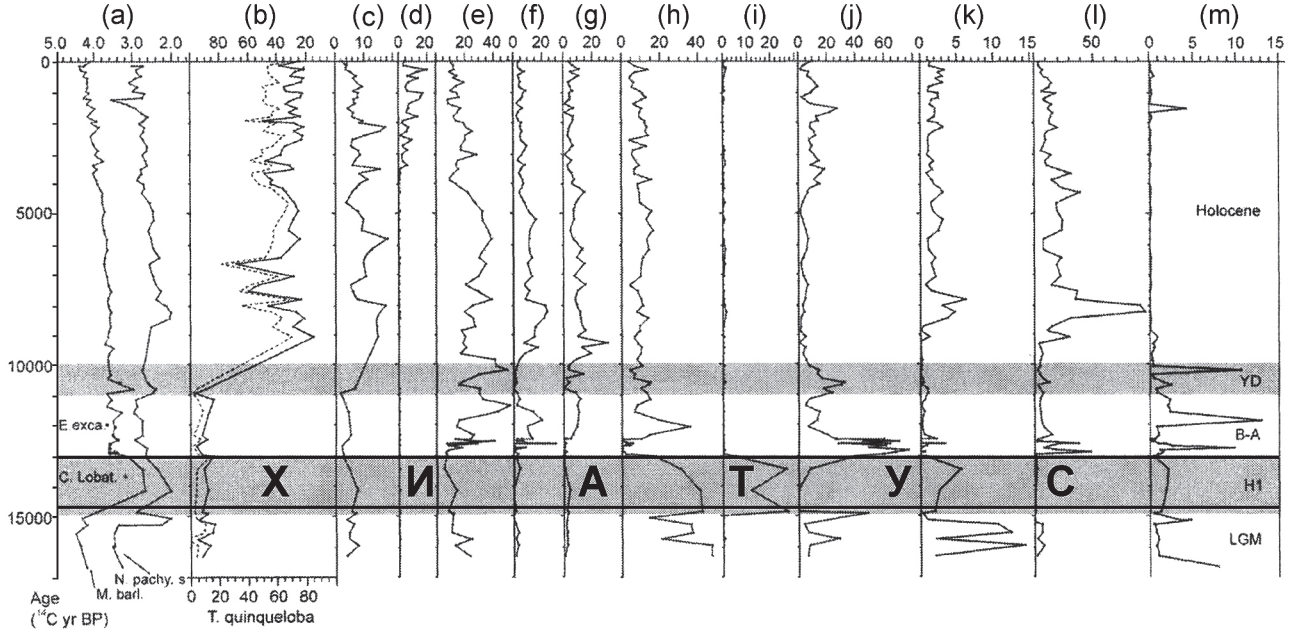
6.1.4. Последняя планетарная трансгрессия и проблема формирования западного континентального склона Баренцева моря

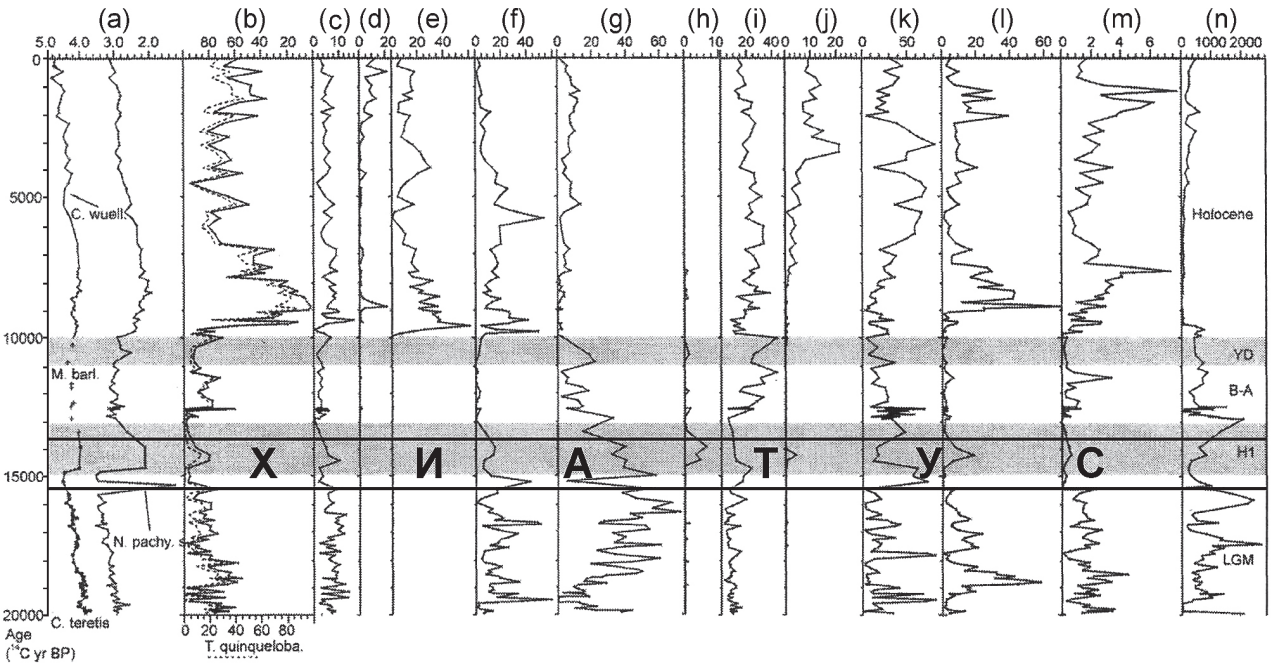
Возможно, наметить пути решения проблемы поможет анализ колонок донных отложений JM02-460PC (длина 714 см) и JM03-373PC2 (длина 847 см) [Rasmussen et al., 2007], отобранных вибропоршневыми трубками в зоне перехода от континента к океану: первая в устье жёлоба Сторфиорда (глубина моря 389 м), вторая в нижней части континентального склона (глубина моря 1485 м), на границе с северным флангом конуса выноса, примыкающего к устью этого жёлоба (см. фиг. 4.2). К сожалению, авторы не привели послойной характеристики разрезов и сведения об их литологии можно почерпнуть, в основном, из схематических зарисовок грунтовых колонок (фиг. 6.5). Основное внимание было уделено палеогеографическим реконструкциям, базирующимся на анализе изменений фауны фораминифер и значений $\delta^{18}O$ за период от так называемого последнего ледникового максимума до современности, причём осью ординат на графиках изменения различных показателей условий среды седиментации служит не глубина в геологическом разрезе, а радиоуглеродное время (фиг. 6.6, 6.7) без учёта присутствующего в разрезах обеих колонок хиатуса (см. ниже). Тем не менее, поскольку разрезы обеспечены большим количеством радиоуглерод-



◀ **Фиг. 6.5.** Литологические колонки, базирующиеся на визуальном осмотре, рентгеновских изображениях, магнитной восприимчивости и датировках AMC ^{14}C кернов грунтовых трубок JM03-373PC2, JM02-460PC и JM02-460GC (местоположение см. на фиг. 4.2). *1* – гемипелагические осадки, *2* – листоватые тонкодисперсные глины, *3* – песчанистый ил, *4* – тилл, *5* – дебрисовый поток, *6* – пиритизированные ходы илоедов, грубообломочный материал <5 мм, >5 мм [Rasmussen et al., 2007]

▼ **Фиг. 6.6.** Колонка JM02-460, диаграммы изменения различных показателей условий седиментации в шкале радиоуглеродного времени [Rasmussen et al., 2007]. (*a*) – Значения δ^{18}O по планктону и бентосу, корректированные на изменения объёма ледника, измеренные по *N. pachyderma (s), M. barleeanum, C. lobatulus* и *E. excavatum*; (*b–d*) – относительная роль разных видов планктонных фораминифер в общем составе планктонной фауны: (*b*) – *N. pachyderma (s)* и *T. quinqueloba* (инверсионная шкала снизу); (*c*) – кумулятивный процент субполярных видов *N. pachyderma (dextr.), G. bulloides* и *G. glutinata*; (*d*) – *G. ulva*; (*e–j*) – относительная роль разных видов бентосных фораминифер в общем составе бентосной фауны: (*e*) – *C. reniforme*, (*f*) – *C. lobatulus*, (*g*) – *M. barleeanum,* (*h*) – *C. neoteretis*, (*i*) – группа «Атлантических видов» (пояснение см. в тексте), (*j*) – *E. excavatum*; (*k*) – продуктивность планктонных фораминифер (количество / см^2 / тыс. лет x10^3), (*l*) – продуктивность бентосных фораминифер, (*m*) – количество частиц крупнее 1 мм на грамм сухого осадка. Аббревиатуры: YD – поздний дриас, B-A – бёллинг-аллерёд, H 1 – событие Генриха H 1, LGM – последний ледниковый максимум. Местоположение см. на фиг. 4.2 ▼





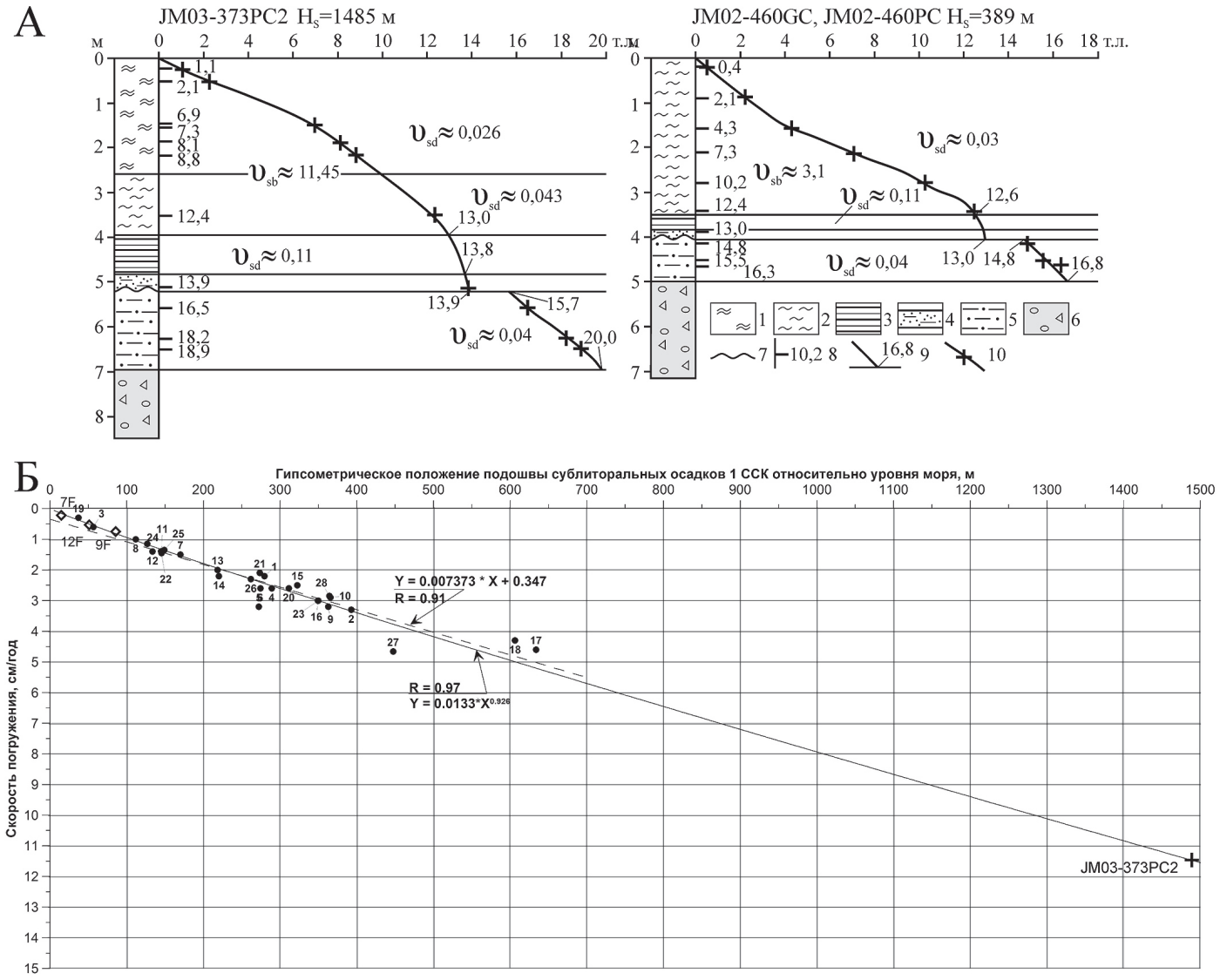
▲ **Фиг. 6.7.** Колонка JM03-373PC2, диаграммы изменения различных показателей условий седиментации по шкале радиоуглеродного времени [Rasmussen et al., 2007]. (*a*) – значения $\delta^{18}O$ по планктону и бентосу, корректированные на изменения объёма ледника, измеренные по *N. pachyderma (s)*, *C. wuellerstorfi*, *C. neoteretis* и *M. barleeanum*; (*b–d*) – относительная роль разных видов планктонных фораминифер в общем составе планктонной фауны: (*b*) – *T. quinqueloba* и *N. pachyderma* (*s*) (инверсионная шкала снизу), (*c*) – кумулятивный процент субполярных видов *N. pachyderma (dextr.), G. bulloides* и *G. glutinata*; (*d*) – *G. ulva*; (*e–j*) – относительная роль разных видов бентосных фораминифер в общем составе бентосной фауны: (*e*) – *C. wuellerstorfi*, (*f*) – *O. umbonatus*, (*g*) – *C. neoteretis*, (*h*) – группа «Атлантических видов» (пояснение см. в тексте), (*i*) – *C. reniforme*, (*j*) – кумулятивный процент *E. exigua* и *E. tumidulus*; (*k*) – процент фрагментированности, подсчитанный относительно общего количества бентосных и планктонных фораминифер, включая фрагменты; (*l*) продуктивность планктонных фораминифер (количество / $см^2$ / тыс. лет $\times 10^3$); (*m*) – продуктивность бентосных фораминифер; (*n*) – количество частиц крупнее 0,15 мм на грамм сухого остатка. Аббревиатуры см. на фиг. 6.6

ных датировок и обе трубки вскрыли осадки последней морской трансгрессии (ICCK) на полную мощность, существует возможность сделать предварительные (учитывая недостатки геологической документации) выводы об их фациальном составе и эволюции акватории за последние ~20 тыс. радиоуглеродных лет без привлечения ледникового фактора, но с учётом геократической природы последней трансгрессии моря (см. раздел 6.1).

Колонка JM02-460PC является дублёром колонки JM02-460GC (длина 387 см), полученной с помощью гравитационной трубки и не достигшей подошвы осадков I ССК. По этой причине из девяти радиоуглеродных датировок вскрытого ими разреза (см. фиг. 6.8A) верхние пять относятся ко второй, а нижние четыре к первой из них (фиг. 6.5). Все датировки корректированы на морской бассейновый эффект. Алеврито-глинистые отложения, вскрытые гравитационной трубкой, по крайней мере до глубины 380 см являются слабоконсолидированными, так как их природная влажность в этом интервале плавно уменьшается вниз по разрезу от 55 до 40% [Rasmussen, Thomsen, 2015]. В соответствии с предложенной в разделе 4.2 терминологией их можно считать илами.

Разрез отложений последней морской трансгрессии начинается маломощным (~0,15 м) слоем, который в колонке (см. фиг. 6.5) отображён как «гемипелагический» осадок (по-видимому, глинистый ил) с большим количеством разноразмерного (крупнее и мельче 5 мм) обломочного материала, Ниже он будет условно называться гравийником. Этот слой перекрыт тёмно-серыми тонкодисперсными листоватыми (laminated), то есть ленточнослоистыми глинистыми илами с небольшой примесью фракций ледового рассева

размерностью более 0,15 мм. Их мощность в гравитационной и вибропоршневой колонках равна, соответственно 0,3 и 0,4 м. Ленточнослоистые илы накапливались с 12,9 до 12,6 тыс. радиоуглеродных лет назад с характерной для них высокой скоростью (0,11 см/год) и низкой численностью фораминифер. В составе бентоса доминирует (до 70–75%) *Elphidium excavatum* (по-видимому, *f. clavata. – P.K.*), второе место занимает *Cassidulina reniforme* (10–15%). На долю немногих остальных видов (*Cibicides lobatulus, Islandiella norcrossi, Stainforthia loeblichi, Nonionellina labradorica* и др.) приходится не более 10–20% численности раковин. В составе планктонных фораминифер,



▲ **Фиг. 6.8.** А – Интерпретация строения и фациального состава отложений, вскрытых грунтовыми трубками JM02-460GC, JM02-460PC на внешнем шельфе и JM03-373PC2 на континентальном склоне Баренцева моря по [Rasmussen et al., 2007] с изменениями. Б – Положение подошвы сублиторальных осадков в колонке JM03-373PC2 на графике, отображающем уравнение регрессии (6.3). 1–4 – слабоконсолидированные осадки последней (позднеоплейстоцен-голоценовой) трансгрессии моря: *1* – батиальные фации, *2* – сублиторальные фации; *3*, *4* – фации приливной литорали: *3* – осадки глинистой осушки, *4* – осадки бенча, выработанного в плейстоценовых отложениях; *5*, *6* – консолидированные неритические отложения: *5* – регрессивные фации, *6* – диамиктон; *7* – граница седиментационного перерыва, *8* – радиоуглеродная датировка (тыс. лет), *9* – радиоуглеродный возраст (тыс. лет), полученный интерполяцией кривой графика «радиоуглеродная датировка – глубина от поверхности дна», *10* – положение колонки JM03-373PC2 на графике, отображающем уравнение регрессии (6.3) (см. фиг. 6.1)

численность которых по сравнению с выше- и нижележащими отложениями резко сокращена, господствует (85–95%) *Neogloboquadrina pachyderma (s)*, тогда как субполярные виды, ныне обитающими в водах западнее Шпицбергена (*Globigerina bulloides* и *G. glutinata*) присутствуют в крайне незначительных количествах экземпляров (см. фиг. 6.6). На внутреннем шельфе Баренцева моря осадки с подобными условиями залегания и литолого-палеонтологической характеристикой были диагностированы как фации приливной литорали (см. подраздел 5.3.1), распространённые чаще всего в палеоэстуариях. В данном случае, учитывая незначительную мощность литоральных образований, они, вероятно, относятся к фации глинистых осушек, сформированных на вогнутых участках ископаемой береговой линии. В пользу этого указывает и присутствие в тонкодисперсных илах крупных (>1 мм) терригенных зёрен в количестве от 1 до 10 в грамме осадка, представляющих фракции ледового рассева. Значения $\delta^{18}O$ возрастает от подошвы к кровле ленточнослоистого горизонта по планктону на 0,2‰ (2,6–2,8‰), а по бентосу на 0,5‰ (3,1–3,6‰), что, учитывая его фациальную принадлежность, обусловлено понижением температуры приповерхностной воды на 2.0–2,3 °C, поскольку планктон был занесен на ископаемую осушку приливами и его кислородная изотопия отображает влияние менее охлаждённой атлантической воды. Маломощный пласт «гравийника», подстилающий тонкодисперсные ленточнослоистые осадки, учитывая их происхождение, скорее всего формировался у тылового шва глинистой осушки за счёт волнового размыва невысоких береговых уступов, выработанных в четвертичных отложениях (фация бенча). Он образует базальный горизонт осадков последней морской трансгрессии, по численности и составу фораминифер не отличающийся от перекрывающих ленточнослоистых илов.

На глубине 406 см от дна этот слой имеет радиоуглеродный возраст 13010 лет, тогда как датировка подстилающих отложений всего лишь в 7 см ниже – 14810 радиоуглеродных лет (см. фиг. 6.5). Это соответствует скорости осадконакопления 4 см/тыс. лет, тогда как непосредственно выше и ниже по разрезу она на порядок величины больше. Очевидно, что резкий перегиб графика «радиоуглеродный возраст осадков – глубина от поверхности дна» на глубине ~410 см свидетельствует о наличии границы седиментационного перерыва продолжительностью порядка 1800 радиоуглеродных лет (см. фиг. 6.8А).

Вверх по разрезу осадки приливной литорали сменяются сублиторальными глинистым илами, накапливавшимися со средней скоростью 0,03 см/год при средней скорости тектонического погружения 3,1 см/год. Нижний метр сублиторальных илов, столь же беден фораминиферами (в количественном отношении), как и подстилающие литоральные осадки, отличаясь от них лишь более равномерным распределением между разными видами и быстрым уменьшением содержания *E. excavatum*, в основном, за счёт увеличения роли *C. reniforme*, что, вероятно, обусловлено ростом глубины акватории. Резкое увеличение продуктивности планктонных и бентосных фораминифер фиксируется начиная с ~9 тыс. радиоуглеродных лет назад (с глубины ~2,5 м). Начиная примерно с этого же геохронологического уровня и вплоть до современности отмечается резкое снижение относительной роли в составе планктона полярного вида *Neogloboquadrina pachyderma s.*, которое чаще всего не превышает 20–40% и компенсируется резким повышением содержания *T. quinqueloba* (см. фиг. 6.6). Несколько раньше (10 тыс. радиоуглеродных лет назад) из осадков практически исчезает примесь зёрен крупнее 0,15 мм (фракции ледового рассева). Полная мощность осадков последней морской трансгрессии в колонке равна 4,1 м.

На глубине 5 м вибропоршневая трубка JM02-460PC вошла в грубый несортированный глинистый алеврит с большим количеством обломков гравийно-галечной размерности, вскрытая мощность которого составила 2,14 м (см. фиг. 6.5). Авторы ничего не пишут о степени консолидации этих отложений, но поскольку они приняли их за тилл, можно полагать, что рассматриваемый разрез заканчивается в диамиктоне, а не в диамиктоновом иле. Литолого-палеонтологическое изучение диамиктона не проводилось. В интервале 4,1–5,0 м между диамиктоном и базальными осадками приливной литорали, знаменующими начало последней трансгрессии моря, залегают отложения, накапливавшиеся с 16,8 до 14,8 тыс. радиоуглеродных лет со средней скоростью 0,045 см/год (см. фиг. 6.5, 6.8А). Информация об их литологии в интервале ~4,1–4,45 м отсутствует, а об отложениях интервала 4,45–5,0 м, датированного по радиоуглероду на уровнях 451,5 и 463 см, сказа-

но лишь, что они гемипелагические, тогда как вышележащие таковыми не являются. Как уже указывалось, Т.Л. Расмуссен и его коллеги не приняли во внимание хиатус, продолжавшийся с 13,0 до 14,8 тыс. радиоуглеродных лет доныне. По этой причине графики изменения различных показателей в шкале радиоуглеродного времени (значений $\delta^{18}O$, численности фораминифер, их отдельных видов и т.п.) сильно искажены в интервале 15–13 тыс. лет, сопоставленном с событием Генриха H1 (см. фиг. 6.6). Так, резкое повышение придонных температур на 7 °C, а поверхностных на 2 °C, интерпретируемое по падению величины $\delta^{18}O$ бентосных фораминифер на 1,8‰, а планктонных на 0,5‰, по мнению авторов [Rasmussen et al., 2007] продолжалось непрерывно с ~15,1 до до ~13,0 тыс. радиоуглеродных лет назад. Однако, с учётом хиатуса оно относится ишь к интервалу 15,1–14,8 тыс. лет назад. Затем следует седиментационный перерыв и ~13,0 тыс. радиоуглеродных лет назад $\delta^{18}O$ имеют значения, превышающие таковые в сокращённом интервале H1 на 0,9‰ по бентосу и на 0,6‰ по планктону. Далее подобных резких скачков $\delta^{18}O$ не наблюдается вплоть до современности. На связь резкого понижения значений $\delta^{18}O$ с повышением температуры воды, а не с её сильным опреснением из-за таяния ледника указывает совпадение этого события с появлением и исчезновением группы атлантических видов фораминифер (см. фиг. 6.6): *Epistominella decorata / Alabaminella weddellensis, Discospirina italica* и *Spirophthalmidium acutimargo* [Rasmussen et al., 2007].

Колонка JM03-373PC2 во многом повторяет литолого-палеонтологические особенности колонки JM02-460PC, несмотря на то, что первая характеризует нижнюю часть батиальной зоны, а вторая – внешний шельф. Весьма неожиданным и чрезвычайно важным фактом является присутствие в рассматриваемом разрезе (интервал 3,9–4,8 м) тонкодисперсных ленточнослоистых глинистых илов, идентичных таковым интервала 3,4–3,8 м колонки JM02-460PC. Помимо литологического сходства и характерной для фаций приливной литорали высокой скорости седиментации (0,11 см/год) эта идентичность подтверждается отчётливым минимумом на графиках магнитной восприимчивости (см. фиг. 6.5), который указывает на пониженное содержание тяжёлых минералов, обусловленное слабой энергетикой среды осадконакопления. Сходство ленточнослоистых глинистых илов и базальных осадков, залегающих непосредственно на границе седиментационного перерыва как на внешнем шельфе, так и в нижней части континентального склона, заключается и в чрезвычайно низкой численности бентосных и планктонных фораминифер, в составе которых преобладают *Cassidulina neoteretis* и *C. reniforme*. Как и в колонке JM02-460PC ленточнослоистые илы подстилаются более грубыми осадками, литологическое описание которых Т.Л. Расмуссен с коллегами не приводят (на зарисовке литологической колонки показаны «гемипелагические» осадки с гравием). Они имеют мощность ~0,3 м и их нижняя часть в обеих колонках отображается отчётливым максимумом на графике магнитной восприимчивости, датированным на континентальном склоне радиоуглеродным возрастом 13,9, а на внешнем шельфе – 13,01 тыс. лет доныне. Эти максимумы указывают на обогащение осадков тяжёлыми минералами, что обычно наблюдается в базальных горизонтах размыва. В пользу такой интерпретации свидетельствует тот факт, что в обеих колонках нижняя граница упомянутых максимумов совпадает с седиментационным перерывом на графиках «радиоуглеродный возраст осадков – глубина от поверхности дна», который в колонке JM03-373PC2 отмечается на глубине 5,2 м между датировками 13930 и 16480 радиоуглеродных лет и охватывает интервал времени 15,7–13,9 (см. фиг. 6.5, 6.8A).

Логика всего предшествующего изложения обязывает признать ленточнослоистые глинистые илы и подстилающий их тонкий слой более грубых осадков, документированные колонкой JM03-373PC2 в интервале 3,9–5,2 м (1488,9–1490,2 м ниже современного уровня моря!) осадками приливной литорали, аналогичными таковым в колонке JM02-460PC (интервал 3,4–4,1 м) на внешнем шельфе (см. фиг. 6.5, 6.8A). При этом ленточнослоистые глинистые илы относятся к фации глинистых осушек, а подстилающие более грубые осадки по аналогии с колонкой на внешнем шельфе – к фации бенча, представленной песчанистыми алевритами с гравием, формировавшейся за счёт размыва невысоких абразионных берегов, выработанных в плохо сортированных четвертичных отложениях типа диамиктона. Ленточнослоистые глинистые илы в основании разреза отложений последней морской трансгрессии известны во многих пунктах Баренцева моря, в том числе, на

значительном удалении от его западной окраины (см. подразделы 5.3.1 и 6.3.1).

Таким образом, фациальная принадлежность рассматриваемых осадков в комплексе с серией распределённых по разрезу радиоуглеродных датировок биоты методом АМС, указывают на то, что совсем недавно (~15,7 тыс. радиоуглеродных лет назад) значительная часть нынешнего континентального склона к западу от устья жёлоба Сторфиорда приобрела субаэральное положение в результате тектонического поднятия. Морское осадконакопление возобновилось ~13,9 тыс. радиоуглеродных лет назад, практически одновременно с началом последней планетарной (так называемой гляциоэвстатической) трансгрессии Мирового океана. Исходя из того, что смена литорального режима сублиторальным произошла ~13 тыс. радиоуглеродных лет назад (см. фиг. 6.8А), средняя скорость тектонического погружения составила: 1488,9 м / 13000 лет = 11,45 см/год. Это значение идеально вписывается в закономерность, выраженную уравнением (6.3) (см. фиг. 6.8Б), откуда следует, что погружениями Баренцевоморского шельфа и его западного континентального склона управляет один и тот же тектонический процесс. Механизм вертикальных тектонических движений земной коры, происходящих со столь высокой средней скоростью, неизвестен, поскольку до сих пор не был известен и сам феномен. Можно предполагать, что документально зафиксированные проявления современной сейсмичности на внешнем шельфе и западном континентальном склоне Баренцева моря (см. фиг. 2.27), обусловлены высокими горизонтальными градиентами сосредоточенных в их пределах максимальных скоростей тектонических погружений, начавшихся ~14 тыс. радиоуглеродных лет назад. В свою очередь, сейсмичность послужила причиной зарождения гравитационных дебрисовых потоков от сравнительно небольших до гигантских мощностью в сотни метров, распространявшихся с континентального склона на дно океанических котловин (см. раздел 5.5). В настоящее время большинство исследователей связывает это явление с деятельностью Баренцевоморских покровных ледников, в частности, последнего из них [Andersen et al., 1996; Laberg, Vorren, 1995; Vorren, Laberg, 1997].

Седиментационный перерыв в основании отложений последней морской трансгрессии, так же, как и в колонке JM02-460PC, не был учтён Т.Л. Расмуссеном и его соавторами, поэтому графики изменения различных показателей среды осадконакопления в шкале времени в интервале 15,7–14,0 тыс. лет оказались искажёнными. Например, резкое снижение вверх по разрезу (на 1,2–2,2‰) $\delta^{18}O$ до значений 1,4–2,2‰ по планктонным и гораздо менее значительное (0,5–0,6‰) по бентосным фораминиферам в соответствии с [Rasmussen et al., 2007, см. фиг. 6.5] происходит в интервале ~14,0–15,7 тыс. радиоуглеродных лет доныне, тогда как с учётом хиатуса оно продолжалось от 16 до 15,7 тыс. радиоуглеродных лет доныне, вследствие чего графики изменения $\delta^{18}O$ в этом интервале выглядят гораздо сложнее, чем показано на фиг. 6.7. Как и в колонке JM02-460PC, этот эпизод совпал с распространением заметного количества экземпляров группы атлантических видов, в которую на континентальном склоне входят: *Bulimina costata, Giroidinoides umbonata* и *Sigmoilopsis schlumbergeri* (см. фиг. 6.7). Отсюда следует, что на батиальных глубинах так же, как и в неритической зоне, резкое снижение $\delta^{18}O$ было обусловлено повышением температуры (особенно приповерхностной, в связи с увеличением притока атлантической воды), а не опреснением из-за таяния гипотетического ледникового щита.

Об осадках, перекрывающих ленточнослоистые глинистые илы, авторы сообщают только то, что они являются гемипелагическими. Однако графические материалы позволяют существенно уточнить это определение и разделить рассматриваемые осадки на два слоя. Слой 1 (3,9–2,6 м), накапливавшийся в интервале 13,0–10,0 тыс. радиоуглеродных лет назад, отличается повышенным значением $\delta^{18}O$ (3,0–3,2‰), заметным количеством зёрен крупнее 0,15 мм (фракции ледового рассева) и весьма низким содержанием фораминифер (как планктонных, так и бентосных), унаследованным от подстилающих илов приливной литорали. В составе планктона господствует (до 95%) *N. pachyderma (s).* Из бентосных видов, ныне обитающих в районе западного Шпицбергена глубже 1200 м, в крайне незначительном количестве присутствует лишь *Oridorsalis umbonatus* (см. фиг. 6.7) Учитывая эти факты, а также залегание слоя на литоральных осадках, естественно предположить, что он формировался в начальный период развития морской трансгрессии ещё на неритических глубинах и относится к сублиторальным (шельфовым) фациям. Довольно резкая смена условий

отмечается в подошве слоя 2 (~10 тыс. радиоуглеродных лет назад). Значение $\delta^{18}O$ по планктонным фораминиферам сначала скачкообразно уменьшается на 0,4‰ и затем продолжает плавно снижаться до 1,8‰ на хронологическом уровне ~8 тыс. радиоуглеродных лет (глубина в колонке ~1,8 м), после чего начинает снова расти и у поверхности дна составляет 3,1‰. В сглаженном виде и при бóльших значениях $\delta^{18}O$ (4,0–4,8‰) этот график повторяется по бентосным фораминиферам. В нижней части слоя 2, в интервале 2,5–1,4 м, примерно соответствующему промежутку радиоуглеродного времени 9,8–6,7 тыс. лет, пониженные значения $\delta^{18}O$ коррелированы с резко пониженными содержаниями полярного вида планктонных фораминифер *N. pachyderma s.* и практически полным отсутствием фракций крупнее 0,15 мм. Состав фауны бентосных фораминифер лишь начиная с подошвы слоя 2 указывает на батиальные условия седиментации. Так, резко возрастает количество экземпляров *Oridorsalis umbonatus* и появляются другие виды, ныне в районе Западного Шпицбергена живущие на глубинах более 1200 м: *Cibicidoides wuellerstorfi, Epistominella exigua, Eponides tumidulus*, хотя общая численность фораминифер резко возрастает несколько позже, как и в колонке JM02-460GC, примерно 9 тыс. радиоуглеродных лет назад. Батиальные осадки, накопившиеся за последние 5 тыс. радиоуглеродных лет, содержат незначительное количество зёрен крупнее 0,15 мм (см. фиг. 6.7).

С глубины около 7 м до забоя (847 см) колонка JM03-373PC2 представлена тёмно-серым плохо сортированным глинистым алевритом с грубообломочным материалом, литологически аналогичным диамиктону, слагающему основание колонки JM02-460PC, который был диагностирован авторами как тилл. В данном случае, учитывая расположение колонки в нижней части континентального склона, они интерпретировали диамиктон как продукт деятельности гравитационного дебрисового потока. Ни литология, ни палеонтологическая характеристика этих отложений не изучались. Между кровлей диамиктона и подошвой отложений последней морской трансгрессии (интервал 7,0–5,2 м) залегают отложения, о которых авторы не сообщают ничего, кроме того, что они считают их гемипелагическими. Эти осадки накапливались с 15,7 до 20,0 тыс. радиоуглеродных лет доныне (см. фиг. 6.5, 6.8A) и по литолого-палеонтологическим признакам обнаруживают сходство со слоем 1 отложений последней трансгрессии, отличаясь от него, в основном, бóльшей численностью планктонных и бентосных фораминифер. Как и в упомянутом слое, в составе последних, присутствует лишь один вид, ныне в этом регионе встречающийся ниже глубин 1200 м (*Oridorsalis umbonatus*), а доминирует *Cassidulina neoteretis*, присутствующая в заметных количествах в слое 1 и почти исчезающая в нижней части слоя 2 отложений последней трансгрессии. Содержание фракций крупнее 0,15 мм такое же, а максимумы даже больше, чем в слое 1. Таким образом, отложения, залегающие между кровлей диамиктона и подошвой отложений последней морской трансгрессии, как и слой 1 этой трансгрессии, по-видимому, формировались в условиях неритических глубин, то есть относятся к сублиторальным фациям континентального шельфа. Значения $\delta^{18}O$ по планктону плавно растут вверх по разрезу от 2,8 до 3,5‰, а по бентосу – от 4,0 до 4,7‰. (см. фиг. 6.7). Т.Л. Расмуссен с коллегами синхронизируют эти отложения с последним ледниковым максимумом и переходом к событию Генриха (H1).

Косвенно вывод о накоплении рассматриваемых осадков в неритической области подтверждается следующим высказыванием авторов: «Близкая связь между поверхностной и донной продуктивностью и подобие бентосных фаун шельфа и склона (колонок JM03-373PC2 и JM02-460 GC и PC. – *P.K.*) предполагает, что столб воды был гомогенным до глубины 1500 м и занят единой водной массой. Это заключение подтверждается тем фактом, что **«значения $\delta^{18}O$ по планктону и бентосу были более сходны во время последнего ледникового максимума, чем во время голоцена и ныне»** (выделено мной. – *P.K.*) [Rasmussen et al., 2007, p. 105]. Т.Л. Расмуссен и его коллеги не объясняют, как именно общее похолодание и близость ледникового края обусловили гомогенность водной массы и однообразие условий обитания морского бентоса на изобатах от 390 до 1500 м. Вряд ли такое объяснение вообще возможно. Между тем, в предложенной интерпретации в нём просто нет необходимости, поскольку в период накопления ленточнослоистых глинистых илов и подстилающих их отложений, глубины моря в районе расположения колонки JM03-373PC2 были близки к таковым на современном внешнем шельфе в районе колонки JM02-460 и, следовательно, сов-

ременного континентального склона (по крайней мере его северной части, примыкающей к узкому шельфу Шпицбергена) ещё не существовало. Этот сенсационный вывод предполагает, что современная топография континентального склона, расположенного мористее Шпицбергена, возникла в результате погружения земной коры со скоростью, возрастающей по направлению к океану от 2,5–3,1 см/год на бровке нынешнего шельфа (колонки E21 и JM02-460) до ~11,5 см/год в зоне нынешних изобат порядка 1,5 км (колонка JM03-373PC2, см. фиг. 4.2, 5.9, 6.8A).

Седиментационный перерыв, отделяющий осадки последней трансгрессии (1 ССК) от подстилающих отложений, является таковым только для морского осадконакопления, поскольку местность в соответствующий ему отрезок времени находилась в субаэральном положении и в условиях гумидного климата осваивалась реками, которые выполняли работу по глубинной и боковой эрозии, и накоплению её продуктов в пределах ныне погребённых речных долин. Последние являются затопленными продолжениями долин, разрабатывавшихся в пределах материковой суши на уровне современных I надпойменных террас. Верхний предел радиоуглеродного возраста аллювиальных отложений этой террасы на р. Печора – 10,7–12,7 тыс. лет (см. подразделы 3.2.3, 3.2.4, раздел 5.1), нижний, судя по датировкам археологических объектов в разрезах II надпойменной террасы рр. Печоры и Усы, не моложе 26 тыс. радиоуглеродных лет (см. подраздел 3.2.2). В пределах внутреннего шельфа достоверный разрез рассматриваемого аллювия вскрыт только в прибрежной области, где радиоуглеродный возраст его кровли древнее 12,8, а подошвы – моложе 47,3 тыс. лет (см. фиг. 5.18).

Общее поднятие, вызвавшее врезание рек в поверхность II надпойменных террас, привело к регрессии моря из лиманов, занимавших их нижние течения, а затем и к полному осушению шельфа с распространением в его пределы речных долин, разработанных на уровне современных I надпойменных террас суши. По этой причине возраст подошвы подводных продолжений аллювия I надпойменных террас должен омолаживаться по направлению к границам глубоководных областей, в пределах которых осадконакопление в период упомянутого общего поднятия не прерывалось. Факт такого омоложения демонстрируют разрезы колонок JM02-460PC на внешнем шельфе и JM03-373PC2 на континентальном склоне. Продолжительность седиментационного перерыва между осадками последней трансгрессии моря и подстилающими слоями, которые, судя по радиоуглеродным датировкам, являются стратиграфическими аналогами отложений II яруса рельефа обрамляющей низменной суши, равна 1,8 тыс. радиоуглеродных лет. На протяжении этого короткого интервала времени местность располагалась выше уровня моря, и в её пределах могли существовать речные долины, причём верхняя граница упомянутого интервала (соответственно, 13,0 и 13,9 тыс. радиоуглеродных лет, см. фиг. 6.8A) близка к таковой в зоне прибрежного мелководья (12,8 тыс. лет, см. фиг. 5.18), а подошва гораздо моложе допустимых 26 тыс. радиоуглеродных лет, составляя, соответственно, 14,8 и 15,7 тыс. лет. По всей вероятности, маломощные (0,9 и 1,8 м) отложения, залегающие непосредственно под морскими осадками последней трансгрессии, относятся к регрессивным, а подстилающий их диамиктон – к более глубоководным фациям единого седиментационного цикла, отложения которого формируют II надпойменный ярус рельефа обрамляющей суши. Накопление регрессивных осадков началось ~16,8 и ~20 тыс. радиоуглеродных лет назад, соответственно, на нынешних внешнем шельфе и континентальном склоне, которые тогда представляли собой единую неритическую зону (см. фиг. 6.8A). Эти цифры дают представление о возможном нижнем пределе возраста аллювиальных отложений I надпойменной террасы и погребённых под слабоконсолидированными осадками долин на внутреннем шельфе Баренцева моря.

Если приведенная выше интерпретация фациального состава геологического разреза, вскрытого грунтовой трубкой JM03-373PC2 верна, и закономерность, выраженная уравнением (6.3), валидна для всего континентального склона, то есть до изобат порядка 2000 м, океаническая впадина, заключённая между ним и хребтом Книповича за последние 13–14 тыс. радиоуглеродных лет погружается со средней скоростью порядка 14–15 см/год. Такое предположение безусловно требует проверки, поскольку базируется на результатах изучения единичной колонки донных грунтов, отобранной в нижней части континентального склона. Тем не менее, его можно рассматривать как развитие идей, высказанных ранее некоторыми известными ис-

следователями континентальных окраин Северной Атлантики. Так, по мнению М. Тальвани и О. Эльдхольма в развитии упомянутых континентальных окраин очень важную роль играли вертикальные движения. «Результаты исследований на плато Вёринг позволяют предположить, что осадки, первоначально отлагавшиеся на небольших глубинах, в настоящее время погрузились на глубины, превышающие 1,5 км… Представляется правдоподобным, что кайнозойское поднятие Фенноскандии и восточного побережья Гренландии обусловлено погружением континентальных окраин… Строение осадочной толщи на Норвежском континентальном шельфе можно связывать с постепенным увеличением амплитуды кайнозойского поднятия в направлении суши…» [Тальвани, Элдхолм, 1978, с. 63]. В дальнейшем предположение этих авторов было подтверждено бурением и сейсмопрофилированием на краевом плато Вёринг, выявившим хиатусы между четвертичными и верхнеплиоценовыми, а также верхнеплиоценовыми и верхнемиоценовыми отложениями [Eidvin et al., 1998].

Планетарный характер последней трансгрессии Мирового океана, повсеместно начавшейся практически одновременно, требует выдвижения геотектонических гипотез, что выходит за рамки компетенции автора. Это относится и к механизму парадоксально быстрого погружения Баренцевоморского шельфа и, особенно, континентального склона мористее Шпицбергена. Здесь же уместно высказать лишь некоторые общие соображения о возможных причинах того, что погружение земной коры, вызвавшей эту трансгрессию, происходит с гораздо бóльшей скоростью в пределах так называемого «гляциального» Баренцево-Карского шельфа, чем на подводном склоне тропического острова Барбадос – одной из структур восточной окраины Тихоокеанского подвижного пояса. Не исключено, что этот феномен связан с существенной разницей в возрасте океанических котловин, соседствующих с упомянутыми регионами. Глубоководным бурением в рейсах DSPD 38 и ODP 104, 105, 151, 152, 162 установлено, что к северу от поперечного Шотландско-Гренландского подводного хребта расположены наиболее молодые глубоководные впадины Атлантического океана. Молодость глубоководных котловин западного сектора Арктического океана доказана бурением на хребте Менделеева в сочетании с сейсмопрофилированием в пределах котловин Нансена и Амундсена [Backman et al., 2006, Буценко, 2008]. При признании обширных окраинных шельфов и их континентальных склонов зонами перехода от континента к океану повышенная скорость общего погружения этих областей может быть связана с незавершённостью формирования океанических котловин, которые они обрамляют. Предложенная интерпретация результатов исследований Т.Л. Расмуссена и его коллег [Rasmussen et al., 2007; Rasmussen, Thomsen, 2015] делает вполне вероятным вывод о том, что чрезвычайной молодостью отличается не только континентальный склон, но и современная гипсометрия морского дна в пределах узкой субокеанической впадины, расположенной между Шпицбергеном и хребтом Книповича. Имеются вещественные признаки того, что земная кора упомянутой впадины, во всяком случае, в точке бурения скважины 986 рейса ODP162 (см. фиг. 4.2), остаётся континентальной даже при глубине моря 2051 м [Крапивнер, Абрамов, 2015]. Учитывая также существование погруженных подводных плато с континентальной корой – Вёринг мористее Норвежских гор, Ермак и Моррис-Джессуп к северу от Шпицбергена и Гренландии, можно предполагать, что севернее Шотландско-Гренландского порога в зонах перехода от континента к океану на тектоническое погружение, обусловленное планетарным характером последней трансгрессии Мирового океана, наложилось погружение, связанное с незавершённостью развития океанических впадин. При этом современное или близкое к нему гипсометрическое положение они могли приобрести в разные отрезки геологического времени, начиная от позднего миоцена до последних тысячелетий неоплейстоцена. Последнее, возможно, служит причиной существования переуглублённых фиордов и продолжающих их подводных каньонов на Атлантическом побережье Норвегии.

6.2. Проблема происхождения фиордов

6.2.1. Общие сведения

Фиорды – это норвежское название узких извилистых, часто разветвлённых, глубоко врезанных в сушу морских заливов с высокими скалистыми

берегами. Их происхождение является одной из дискуссионных проблем геологии и геоморфологии полярных областей. В России наиболее исчерпывающий разбор гипотез по этой проблеме был выполнен известным специалистом по геоморфологии морских берегов П.А. Каплиным [Каплин, 1959, 1962], библиография работ, на которые я буду ссылаться ниже, содержится в первой из упомянутых публикаций.

Первоначально, в период утверждения ледниковой теории, главная роль в образовании фиордов отводилась эрозионной деятельности ледников [Ramsay, 1862; Geikie, 1892], в пользу чего некоторые авторы высказывались ещё в середине прошлого века [Эдельштейн, 1947; Бондарчук, 1949; Engeln, 1942; Cotton, 1952; Thornbury, 1954]. Примерно в это же время была выдвинута гипотеза о формировании фиордов главным образом за счёт деятельности текучих вод [Rihthofen, 1886; A. Penk, 1894; Nansen, 1904], которая базировалась на древовидной структуре фиордов с множеством ветвей и также поддерживалась в более поздних исследованиях [Wordie, 1927; Bretz, 1935; Ahlmann, 1941]. Так, в работе [Adams, Cowie, 1953] аргументируются выводы о значительном доледниковом эрозионном расчленении рельефа Гренландии и о весьма важном вкладе в процесс формирования фиордов долинных ледников. Третья точка зрения была обоснована в монографии Дж. Грегори [Gregory, 1913] и (на примере Скандинавии) в статье Дж. Седерхольма [Sederholm, 1913], которые считали, что фиорды образовались в результате сводового тектонического поднятия, сопровождавшегося латеральным растяжением жёстких пород кристаллических щитов с разрывами их сплошности. У этой гипотезы много сторонников [Полканов, 1936; Рихтер,1936, 1955; Зенкович, 1938; Леонтьев, 1955; Kolderup, 1931; Holtedahl, 1940; Ahlmann, 1941], но большинство из них полагало, что современный облик фиордов является результатом моделирования их рельефа плейстоценовыми ледниками. По мнению трёх последних авторов, норвежские фиорды Хардингер, Тронхейм, Берген, Тапа, Парсвенгер и др. приурочены к радиальным разломам, связанным с купольным поднятием Скандинавии. О. Хольтедаль [Holtedahl, 1958] считал, что разломы, с которыми связаны фиорды, являются грандиозными дислокациями на границе между поднимающимся континентом и шельфом. Тем не менее, некоторые норвежские специалисты по четвертичной геологии продолжают пропагандировать представления о возникновении фиордов за счёт ледниковой эрозии. Примером может служить статья [Nesje, Whillans, 1994], в которой утверждается, что самый глубокий в Европе (максимальная глубина 1308 м) Согне-фиорд (Норвегия) образовался путём речной эрозии и впоследствии был переуглублён ледниковой экзарацией. Авторы при этом не затрагивают вопрос о механизме, с помощью которого ледник предполагаемой мощностью до 2 км мог вырезать в скальном субстрате каньон глубиной более 1 км.

П.А. Каплин пришёл к выводу о том, что в строении фиордов в бóльшей или меньшей степени отражены все три перечисленных фактора, причём наиболее трудным является решение вопроса о генезисе фиордов с большими глубинами, особенно тех, у которых дно внутренней части переуглублено по отношению к входу (наличие так называемых ригелей). Он выразил несогласие с господствующим объяснением упомянутого феномена большой экзарационной способностью ледников. Основанием для этого послужили случаи несоответствия мощности ледника и образованного его эрозионной деятельностью переуглубления дна фиорда, аналогичные приведенному выше примеру Согне-фиорда, который также имеет ригель в своём устье. Среди специалистов-гляциологов существуют разные модели физического механизма ледниковой эрозии, из которых следуют принципиально разные выводы о её интенсивности и масштабах. В наибольшей степени это относится к глубинной эрозии, возможности которой, по-видимому, ограничиваются выравниванием рельефа ледникового ложа (см. подраздел 2.2).

Резюмируя обзор по проблеме П.А. Каплин определяет фиорды как затопленные морем тектонические и эрозионные долины, лишь несколько преобразованные в ледниковое и послеледниковое время различными рельефообразующими процессами. Весьма важно его замечание о том, что фиорды характерны для побережий, вовлекавшихся в «послеледниковые» погружения. «Даже если побережье, расчленённое фиордами в настоящее время испытывает поднятие (Норвегия, Новая Земля, Мурманское побережье), то и в этом случае оно является ингрессионным, так как современное поднятие ещё далеко не компенсировало послеледниковую трансгрессию моря» [Каплин,

1959, с. 219]. В соответствии с ледниковой теорией это поднятие является изостатической реакцией земной коры на снятие ледниковой нагрузки (гляциоизостазия). Синтезированные П.А. Каплиным выводы отражены и в справочной литературе: «Фиорд представляет собой древнюю эрозионную или тектоническую долину, обработанную горными ледниками, переуглубившими дно, и подтопленную послеледниковой трансгрессией» [Геологический словарь, 1973, т. 2, с. 362]. Это определение так же, как и представления о происхождении ископаемых эрозионных систем на Баренцевском шельфе [Матишов, 1984; Vorren et al., 1991], отражает недооценку очень молодой (конец неоплейстоцена-голоцен) тектонической активности приполярных регионов, проявления которой принимаются за результат деятельности ледников. Даже если ледниковая эрозия и играет какую-то роль в моделировании фиордов областей современного оледенения, например, Гренландии, это ещё не означает, что оно имело место и в Скандинавии, в пределах которой в Норвежских горах известны лишь небольшие ледники, а плейстоценовые покровные оледенения – лишь продукт гипотез, хотя и весьма популярных.

Ниже будет рассмотрено геологическое строение акватории одного из заливов Кольского полуострова, в кутовой части которого выполнен большой объём геолого-геофизических исследований, иллюстрирующих ошибочность распространённых представлений о влиянии ледников на морфологию фиордов. Обоснование этого вывода потребовало детального анализа фациального состава осадков «послеледниковой» морской трансгрессии, показавшего, что встречающиеся в их разрезе мореноподобные образования не являются ледниковыми моренами.

6.2.2. Губа Орловка (Кольский полуостров)

Миниатюрной моделью фиордов Скандинавии можно считать губу Териберскую, расположенную в ~65 км юго-восточнее устья Кольского залива. На поверхности полуострова в её окрестностях проявлены многочисленные линеаменты, фиксированные прямолинейными долинами рек, ложбинами с цепочками озёр и очертаниями береговой линии. Наиболее отчётливо выражены линеаменты, ориентированные по направлениям с.з. 310–320° и с.с.з. 335–340°, кроме того встречаются линейные структуры, вытянутые по азимутам з.с.з. 290–300°; с.с.в. 05°–13°; с.с.в. 20–25° и другие (фиг. 6.9). Очевидно, что, поскольку основным субстратом линеаментов служат докембрийские породы, они отображают в современном рельефе тектоническую раздробленность кристаллического щита, являющуюся продуктом многократной смены геодинамической обстановки во времени. Существует мнение, что эта раздробленность возникла ещё в докембрии, и при изменениях характера поля напряжений в фанерозое новые разломы практически не возникали, а активизировались благоприятно ориентированные для этого древние дизъюнктивы, причём некоторые из них сейсмически активны и в настоящее время [Munier, 1993]. Вероятно, этот вывод слишком радикален и нельзя исключить возможности заложения разломов в различных геодинамических условиях палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Для обсуждаемой проблемы принципиально важно, что в неотектоническую эпоху синхронные смещения по активизированным разломам столь разных направлений невозможны без компоненты горизонтального сдвига вдоль их простирания, поскольку поверхности сместителей, как правило, не являются абсолютно вертикальными.

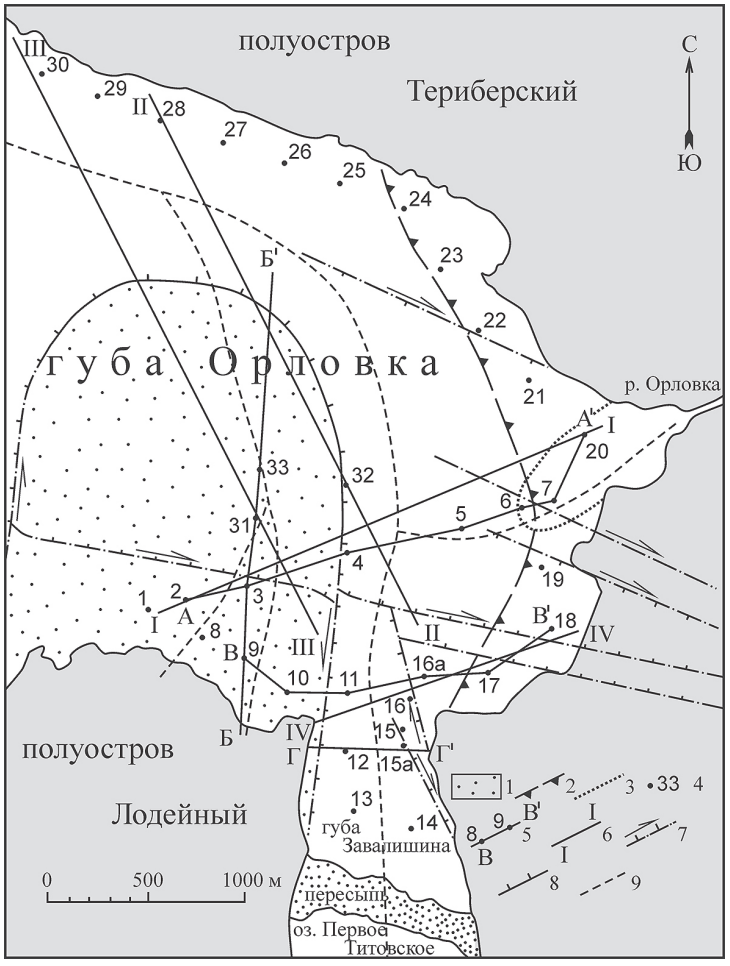
Териберская губа вдаётся в материковую сушу в юго-восточном направлении на 9 км и при ширине между входными мысами 5,4 км сужается до 2 км в кутовой части, где в неё впадает р. Орловка, вследствие чего эта часть акватории получила самостоятельное название (губа Орловка). Глубины моря в её пределах быстро нарастают в прибрежной зоне и на бóльшей части акватории изменяются от 50 до 100 м, высота полусуточных приливов достигает 4 м. Вдоль берегов образуются сезонные припайные льды, хотя основная акватория не замерзает. С юга от Териберской губы ответвляется два субмеридиональных залива – губы Лодейная и Завалишина. Последняя отделена от продолжающего её на юг озера Первое Титовское песчано-галечной пересыпью (фиг. 6.9, 6.10). Перечисленные акватории (за исключением западной части губы Лодейная) обрамлены слабо изрезанными обрывистыми берегами, выработанными в архейских гранитах, поверхность которых под углом 10–15° быстро повышается до абсолютных отметок водораздельного плато (160–200 м).



▲ **Фиг. 6.9.** Териберская губа и её окрестности в плане (космоснимок). **I** – губа Териберская, 1 – губа Орловка, 2 – губа Лодейная, 3 – губа Завалишина, 1 – озеро Первое Титовское. Поверхность докембрийских пород расчленена протяжёнными линейными ложбинами разнообразных (в основном, диагональных и субмеридиональных) ориентировок, к которым приурочены цепочки озёр



▲ **Фиг. 6.10.** Песчано-галечно-валунная пересыпь между губой Завалишина и озером Первое Титовское. Фото Д.А. Костина

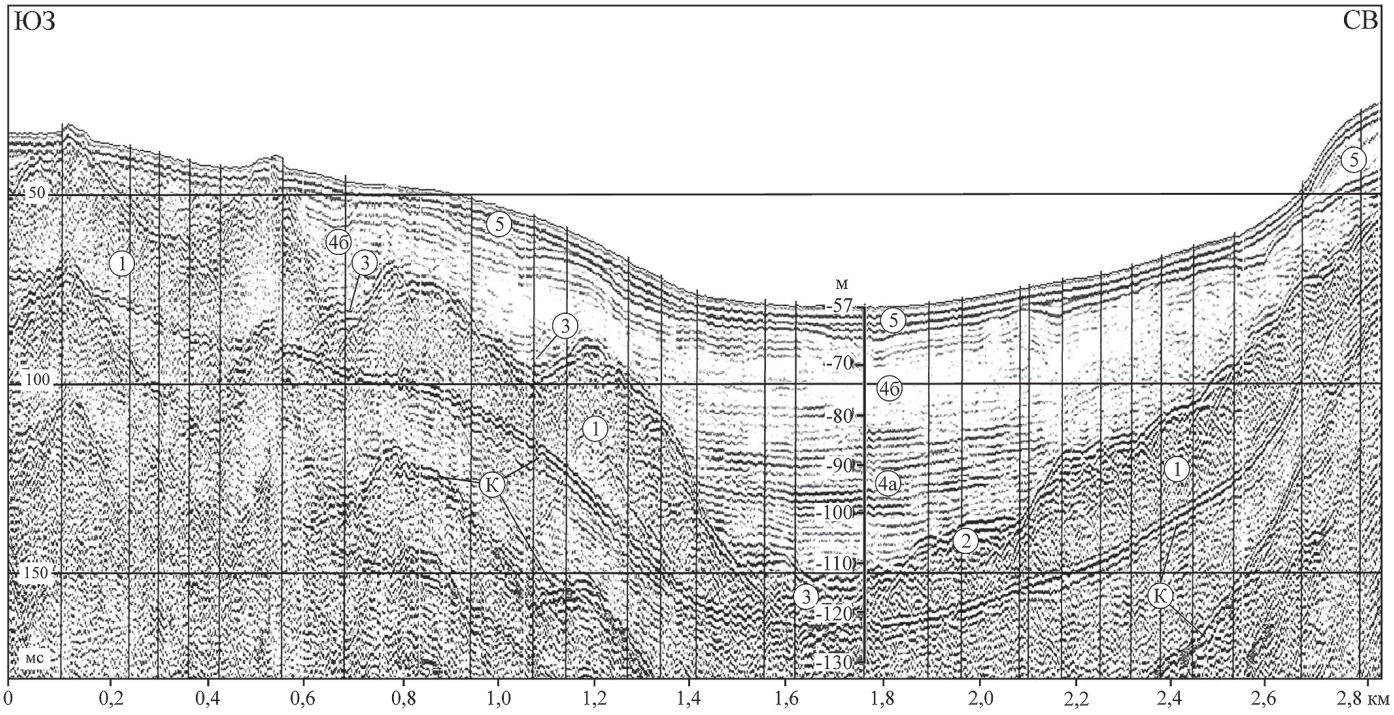


▶ **Фиг. 6.11.** Геологическое строение губы Орловка. *1* – погребённое под слабоконсолидированными морскими осадками подводное продолжение полуострова Лодейного, *2* – внешняя граница области распространения диамиктоновых илов, *3* – граница современной дельты р. Орловка, *4* – скважина и её номер, *5* – линия геологического разреза, составленного по данным бурения, *6* – линия НСП, *7* – неотектонически активное разрывное нарушение, стрелкой показано направление относительного сдвигового смещения, *8* – граница выступа докембрийских пород – подводного продолжения полуострова Лодейный, *9* – тальвеги подводных продолжений речных долин

Губа Орловка была детально изучена инженерно-геологическими исследованиями в 2007, 2008 гг. [Назаренко, Куликов, 2008]. Она пересечена 15-ю линиями НСП (на фиг. 6.11 показаны только те из них, на которые имеются ссылки в тексте), на её площади пробурено 33 скважины глубиной до 15–25 м (максимально до 47 м). К сожалению, работы не сопровождались изучением ископаемых палеонтологических остатков и радиоуглеродными датировками, поэтому приводимый ниже фациальный анализ осадков базируется на условиях их залегания, физических свойствах (главным образом гранулометрическом составе) и признаках седиментационной структуры.

Выяснилось, что полуостров, отделяющий губу Лодейная, от впадины с озером Первое Титовское и губой Завалишина (ниже он для удобства изложения будет называться полуостровом Лодейным) продолжается под водой в виде погребённого под четвертичными отложениями выступа докембрийских пород протяжённостью ~1,9 км. Четвертичные отложения, распространённые на дне акватории, почти повсеместно залегают на архейских гранитах, в кровле которых в ряде случаев предполагается присутствие сохранившихся от размыва «корней» коры выветривания (см. далее). В основании четвертичного разреза по материалам НСП зафиксированы «каньонообразные» эрозионные врезы с крутизной склонов до 9–10°, а в губе Завалишина до 22° и глубиной до 70–90 м, интерпретируемые как подводные продолжения долин р. Орловка и её притоков, наиболее крупный из которых дренирует грабенообразную впадину губы Завалишина – озера Первое Титовское и ниже будет называться р. Палео-Титовка (см. фиг. 6.11).

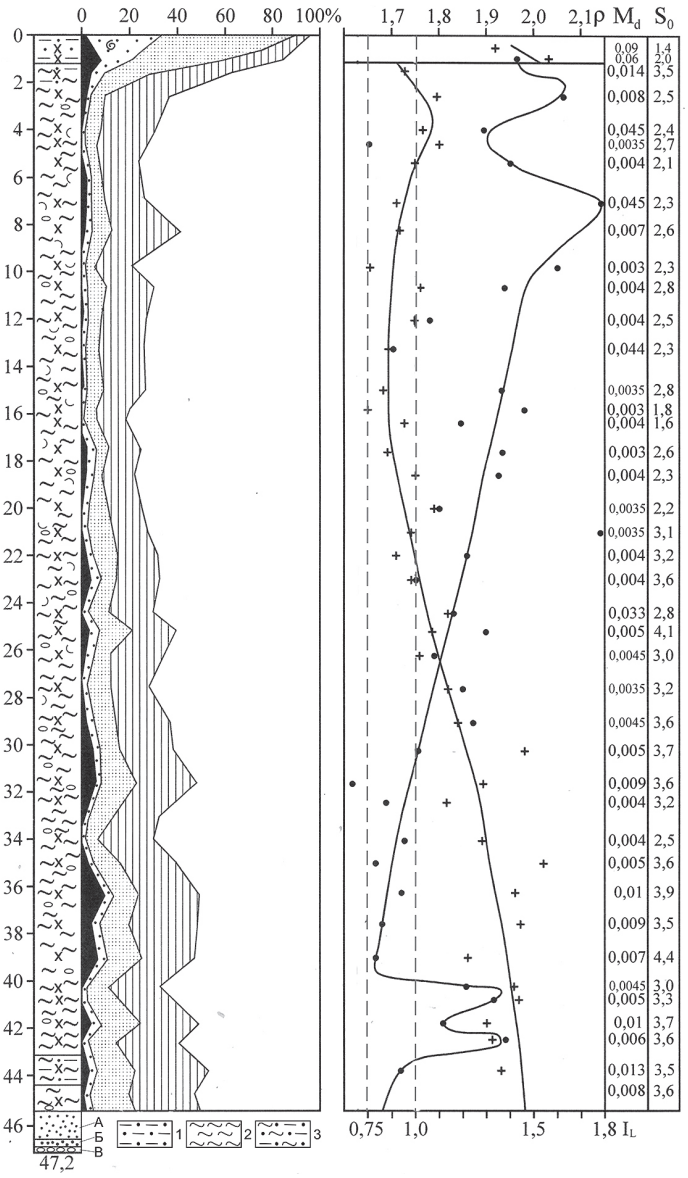
Четвертичный геологический разрез начинается аллювиальными отложениями, залегающими в основании ископаемых эрозионных врезов. На их сейсмозаписях оси синфазности деформированы и смещены друг относительно друга, отличаясь повышенным по сравнению с вышележащими



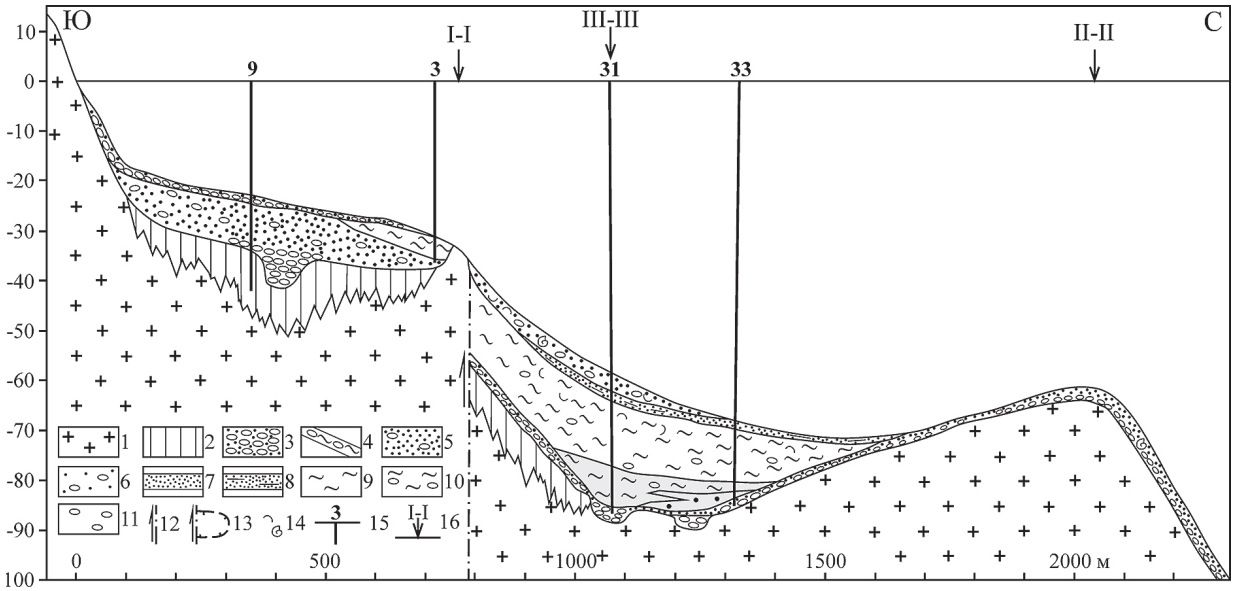
▲ **Фиг. 6.12.** Сейсмоакустический разрез по линии I-I (местоположение см. на рис. 6.11, литологическая интерпретация – по данным бурения). 1 – докембрийские породы, 2 – прибрежные осадки волнового поля (в основном, гравийно-галечно-валунные отложения), 3 – русловой аллювий (преимущественно грубообломочный материал), 4 – слабоконсолидированные морские осадки с акустически прозрачным слоистым (4а) и однородным (4б) сейсмоизображением, 5 – регрессивные осадки (пески и песчанистые алевриты). К – кратное отражение

морскими илами коэффициентом отражения, тогда как последние бóльшей частью характеризуются выдержанной по латерали горизонтальной акустической слоистостью (фиг. 6.12). Русловой аллювий вскрыт двумя скважинами: № 5 в осевой зоне губы в погребённой долине р. Палео-Орловки (фиг. 6.11–6.13) и № 31 в долине её левого палео-притока, врезанной в поверхность затопленной северной части Лодейного полуострова (фиг. 6.14). Скважины проникли в эти отложения на глубину 1,2–1,8 м, хотя по данным НСП максимальная мощность ископаемого аллювия, при скорости сейсмических волн V_p = 1,6–1,7 км/с, изменяется от первых метров до 8–8,5 м. Для столь небольших мелководных рек с крутым продольным уклоном (0,012 для нижнего течения р. Орловка), подобная мощность русловых отложений является аномально высокой. Объяснить этот феномен можно либо унаследованным характером эрозионных врезов конца неоплейстоцена – начала голоцена с присутствием под ними частично сохранившегося от размыва более древнего аллювия, либо избыточным накоплением русловых отложений в начальную фазу тектонического погружения непосредственно перед ингрессией моря, либо обоими этими факторами. Основная по мощности базальная часть аллювиального разреза, вскрытая на глубину от 0,2 до 1,2 м, представлена галечником с содержанием фракций крупнее 1 см до 60–72%. В долине Палео-Орловки (скважина № 5) грубообломочный материал представлен породами разнообразного петрографического состава, а в погребённой долине её левого палеопритока – исключительно местными гранитами. Галька имеет размер от 1–2 до 10 см и окатанность 1–2 балла, встречаются небольшие (0,15–0,20 м) валуны. Заполнителем служит разноразмерный гравий и грубозернистый песок.

Вполне вероятно, что с глубиной размер и количество крупных обломков в составе этого аллювия увеличивается и вследствие этого значение M_d растёт, поскольку выше по разрезу наблюдается обратная картина. Так, в самой глубокой (47,2 м) скважине № 5 (см. фиг. 6.13) на галечнике вскры-



▶ **Фиг. 6.13.** Литологический разрез колонки скважины 5, глубина моря 56,5 м (местоположение см. на фиг. 6.11). Вертикальные пунктирные линии на графике изменения значений показателя текучести (I_L) ограничивают интервал текучепластичной консистенции. Они показывают, что несмотря на значительную мощность морских илов этот показатель остаётся в рамках текучей и текучепластичной консистенции, демонстрируя весьма слабую консолидацию и её зависимость не только от гравитационного уплотнения, но и от гранулометрического состава осадков. *1* – песчанистый алеврит, *2* – глинистый ил, *3* – алевритоглинистый ил. В основании колонки: А – песок, Б – гравийник, В – галечник. Остальные обозначения см. на фиг. 6.17



▼ **Фиг. 6.14.** Геологический разрез по линии ББ' (местоположение см. на фиг. 6.11). *1* – докембрийские породы, *2* – предполагаемая кора выветривания, *3* – галечник, *4* – галечный-гравийник с песчано-алеврито-глинистым заполнителем, *5* – гравийник с галькой, *6* – разнозернистый песок с гравием и галькой, *7* – мелкозернистый песок, *8* – заиленный мелкозернистый песок, *9* – глинистый ил, *10* – гемидиамиктоновый ил, *11* – диамиктоновый ил, *12* – неотектонически активное разрывное нарушение, стрелкой показано направление относительного вертикального смещения, *13* – область динамического уплотнения гемидиамиктоновых и диамиктоновых илов, *14* – раковины морских моллюсков и их обломки, *15* – скважина и её номер, *16* – пересечение геологического разреза с линией НСП и её номер ▼

той мощностью 0,2 м (M_d = 12 мм) залегают хорошо сортированные, последовательно сменяющие друг друга снизу вверх слои, представленные: гравийником (0,4 м, M_d = 2,2 мм), крупнозернистым гравийным песком (0,3 м, M_d = 0,72 мм), среднезернистым (0,3 м, M_d = 0,33 мм), мелкозернистым (0,3 м, M_d = 0,17 мм) и алевритистым (0,3 м, M_d = 0,09 мм) песком, причём переходы между слоями постепенные. Аналогичная картина наблюдается в скважине № 31 (см. табл. 6.2). Подобное утонение гранулометрического состава обломочного материала вверх по разрезу является характерной чертой русловых отложений.

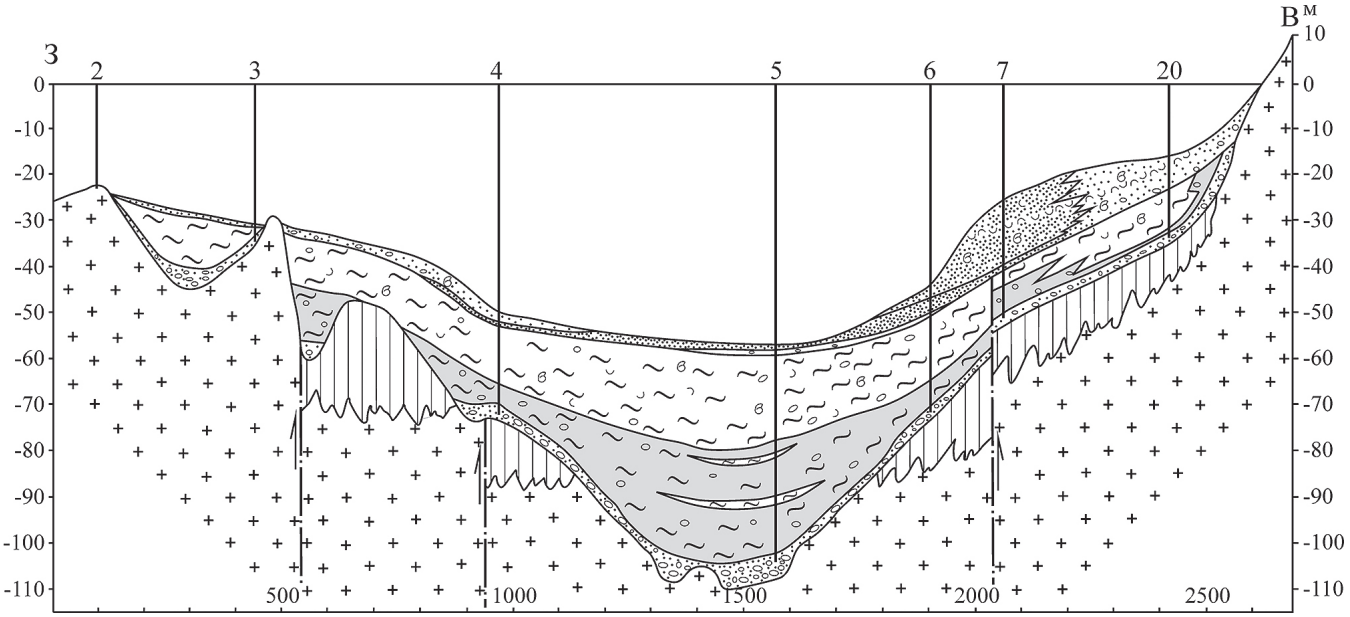
Базальные галечники по соотношению медианного диаметра обломков (M_d = 9–14 мм) и коэффициента сортировки по Траску (S_0 = 1,4–1,6) хорошо сортированы [Лисицын, 1966], что исключает возможность признания их континентальной мореной. Последнее вытекает и из сочетания «каньонообразного» поперечного сечения эрозионных врезов с их плановым рисунком: выводной ледник в губе Орловка не должен был огибать подводное продолжение полуострова Лодейного, так как оно не могло служить препятствием для его продвижения, поскольку максимальная относительная высота этого выступа докембрийских пород не пре-

Таблица 6.2

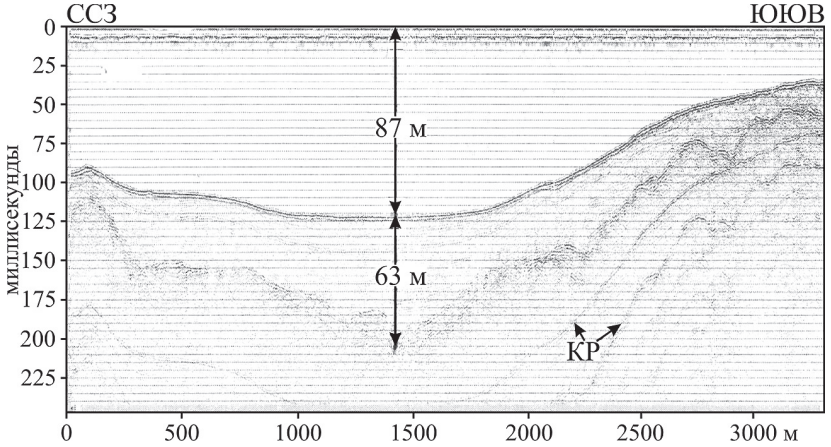
Изменение гранулометрического состава погребенных аллювиальных отложений в скв. 5 и 31 (губа Орловка)

Скв. №	Литология	Интервал бурения, м	Гранулометрические фракции, мм											M_d	S_0
			галька	гравий			песок			алеврит		пелит			
			>10	5–10	2–5	1–2	0,5–1,0	0,25–0,5	0,1–0,25	0,05–0,1	0,01–0,005	0,005–0,01	<0,005		
5	Песок алевритистый	45,5–45,7	0	0	0	0	0,2	0,3	44,8	41,0	7,4	3,7	2,6	0,09	1,4
	Песок мелкий	45,7–46,0	0	0	0	0,1	0,3	19,7	68,8	11,1	0	0	0	0,17	1,4
	Песок средний	46,0–46,3	0	0	0	0,4	9,3	66,0	20,4	3,9	0	0	0	0,33	1,3
	Песок крупный	46,3–46,6	0	0,3	10,6	22,6	43,6	18,4	2,3	1,8	0	0	0	0,72	1,5
	Гравийник	46,6–47,0	4,1	14,0	34,4	27,2	14,3	3,7	1,0	1,3	0	0	0	2,2	1,9
	Гравийный галечник	47,0–47,2	59,6	16,9	13,8	5,4	2,6	0,5	0,4	0,8	0	0	0	12	1,65
31	Песок мелкий	27,0–27,3	0	0	0	0,2	4,7	20,1	54,0	17,4	0,5	2,1	1,0	0,14	1,4
	Песок крупный	27,3–27,5	0	0	0	1,5	70,0	21,8	4,8	1,9	0	0	0	0,56	1,2
	Песок крупный	27,5–27,8	0	0,1	4,7	52,9	38,0	3,0	0,5	0,8	0	0	0	1,0	1,5
	Гравийник	27,8–28,0	0	2,0	64,4	17,0	9,9	3,6	1,5	1,6	0	0	0	2,3	1,4
	Гравийный галечник	28,0–28,2	48,1	23,7	21,2	3,2	1,1	0,7	0,4	0,9	0,3	0,3	0,1	9,2	1,5

вышает 100–120 м (фиг. 6.11, 6.13, 6.15), тогда как постулируемая мощность льда в период последнего ледникового максимума на этом участке Кольского полуострова на порядок величины больше и по одной из последних численных моделей оценивается в ~2250 м [Svendsen et al., 2004]. Таким образом, погребённые под толщей илов эрозионные врезы, образующие разветвлённую сеть в кутовой части губы Териберская, представляют собой подводные продолжения речных долин, подобные таковым в Печорском море и Обской губе (см. подраздел 3.2). Их существование на окраине постулируемого ледниковой теорией Скандинавского центра покровного оледенения, определяющая роль которого в поздневислинское (поздневалдайское) время признаётся даже сторонниками зарождения ледниковых куполов на Баренцево-Карском шельфе [Svendsen et al., 2004], не находит удовлетворительного объяснения в рамках традиционных представлений. Абсолютные отметки подошвы аллювиальных отложений р. Палео-Орловка последовательно понижаются вниз по её течению, составляя: на буровой линии А-А' – 110 м (см. фиг. 6.15), на линиях НСП I-I, II-II и III-III, соответственно, –120, –143 и –150 м (см. фиг. 6.12, фиг. 6.16). Очевидно, что формирование палеодолин осуществлялось в субаэральных условиях. Альтитуды днища эрозионных врезов и радиоуглеродные датировки подошвы слабоконсолидированных осадков на разных гипсометри-



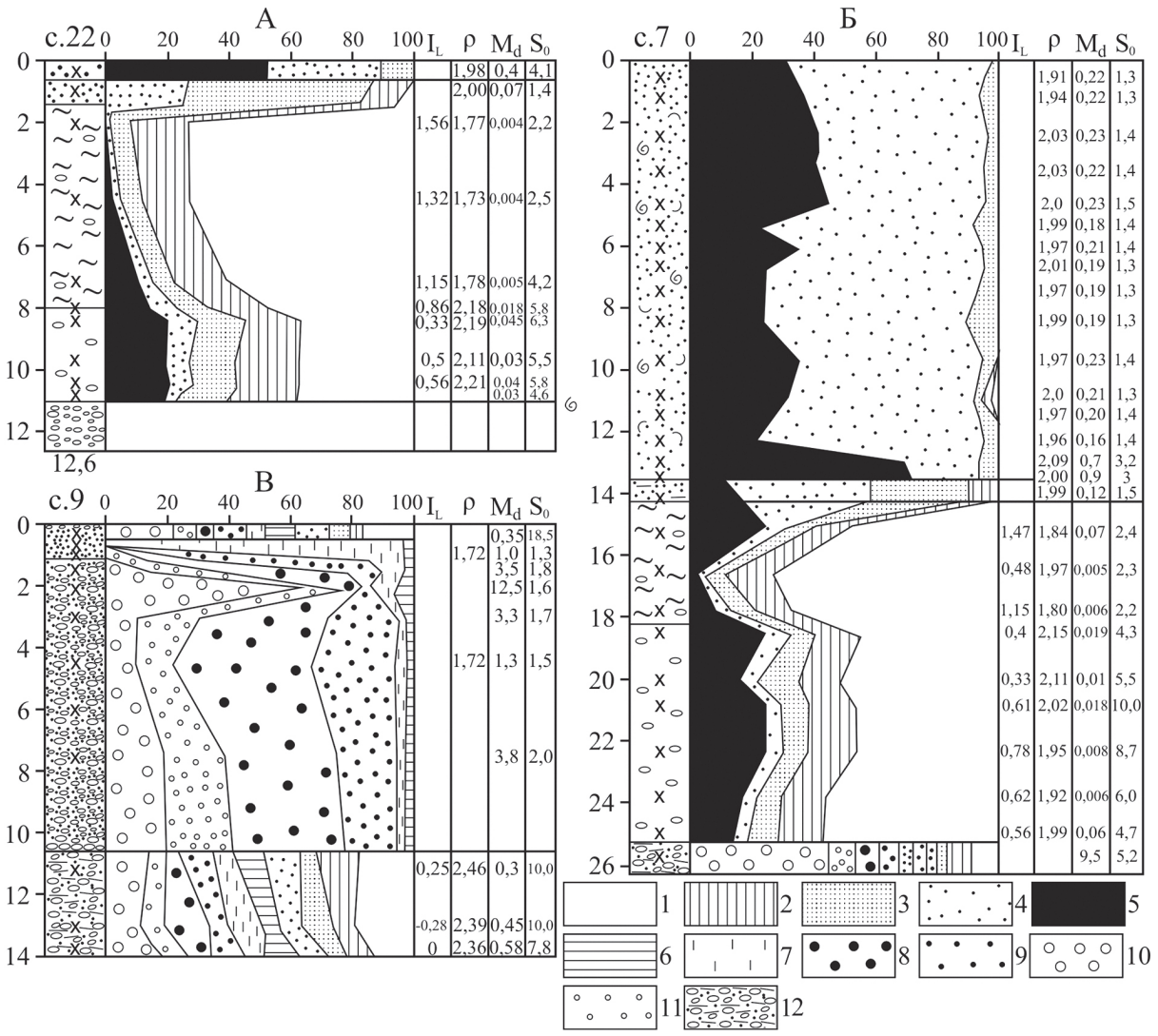
▲ **Фиг. 6.15.** Геологический разрез по линии АА', местоположение см. на рис. 6.11, условные обозначения – на фиг. 6.14



▶ **Фиг. 6.16.** Сейсмоакустический разрез по линии НСП III-III', местоположение см. на фиг. 6.11. Кр – кратные отражения

ческих уровнях в разных районах Баренцевского шельфа не позволяют связывать эти условия с гляциоэвстатическим понижением уровня Мирового океана (см. подразделы 5.2,2 и 6.1.3). По этой причине следует признать альтернативный вывод: в период формирования погребённых в губах Орловка и Завалишина подводных продолжений речных долин поверхность нынешнего Кольского полуострова по крайней мере в пределах нынешней прибрежной зоны занимала гораздо более высокое гипсометрическое положение, чем ныне. Таким образом, в отрезок времени, отведенный ледниковой теорией для последнего ледникового максимума, рассматриваемая местность испытывала не гляциоизостатическое погружение, а тектоническое поднятие, в которое была вовлечена вся площадь современного Баренцевского шельфа (см. разделы 5.1, 5.2).

В соответствии с датировками слабоконсолидированных осадков этого шельфа ~14 тыс. радиоуглеродных лет назад началось его общее погружение, которое, возможно несколько позднее, охватило и Кольский полуостров, во всяком случае его прибрежную часть. На первой стадии оно привело к возникновению между вершиной нынешней губы Орловка и ещё не затопленной частью полуострова Лодейный локальной впадины, погружение которой, могло сопровождаться избыточным накоплением руслового аллювия. Эрозионные и эрозионно-тектонические склоны речных долин, учитывая вероятное существование в их тальвеге погребённого аллювия более древних генераций, могут иметь допоздненеоплейстоценовый возраст и в любом случае в процессе развития последней трансгрессии моря были переработаны абразией. На это указывает развитый в их пределах горизонт хорошо и средне сортированных песчано-гравийных и гравийно-галечных отложений, материал которых представлен продуктами размыва местных гранитов. Мощность его с учётом данных НСП обычно не превышает 3 м, из-за сложности проходки в нем были остановлены почти все скважины. В ряде случаев (скважины №№ 4, 7, 12, 20, 23 и др.) в основании разреза четвертичных отложений вскрываются плохо сортированные отложения с медианным диаметром зёрен от 0,1 до 1,1 (максимально до 9,0) мм, содержащие существенную примесь пелитовых и мелкоалевритовых частиц (суммарно от 12–15 до 20% и более). Так, скважина № 21 в интервале 3,3–3,8 м вскрыла под хорошо сортированными крупнозернистыми песками (M_d = 0,8 мм, S_0 = 1,4) галечник, состоящий более чем на 60% из окатанных (I-II балла) обломков гранита размером до 8 см, залегающий непосредственно на граните (вскрытая мощность последнего 1,4 м). Матрица галечника представлена диамиктоном полутвёрдой консистенции (I_L = 0,19), с почти одинаковым содержанием частиц пелитовой (24.4%), алевритовой (25,6%), песчаной (21,5%) и гравийной (22,1%) размерности (M_d = 0,1 мм, S_0 = 11,3). Сходный по составу горизонт мощностью около 1 м вскрыт в основании разреза четвертичных отложений скважиной № 7 (его гранулометрический анализ, приведенный на фиг. 6.17Б, фиксирует состав не матрицы, как в скважине № 21, а галечника в целом). Происхождение и возраст этих плохо сортированных грубообломочных отложений с песчано-алеврито-глинистым заполнителем, проблематичны. Их отнесению к морене покровного оледенения противоречит исключительно местный петрографический состав обломочного материала и его окатанность. Совместное нахождение гидравлически несовместимых гранулометрических фракций, возможно, является результатом деятельности дебрисовых гравитационных потоков (возможно, сейсмогенных), продуктами питания которых служил материал реликтовых участков коры физического и химического выветривания гранитов. В пользу такой интерпретации свидетельствует литология отложений, пройденных скважиной № 9 на террасовидной площадке подводного склона южной части губы Орловка. С глубины 10,4 м до её забоя (14,0 м) здесь вскрыт диамиктон с широким набором гранулометрических фракций, включающих материал пелитовой (15–19%), алевритовой (15–25%), песчаной (24–28%), гравийной (21–29%) и галечной (11–16%) размерности (M_d = 0,3–0,58 мм, S_0 = 7,8–10). Окатанность обломков галечного и мелковалунного (до 12 см) размера I балл. Порода содержит гнёзда гравийного крупнозернистого песка, обладает полутвёрдой или твёрдой консистенцией (см. фиг. 6.17В) и отличается чрезвычайно высокой плотностью (2,36–2,46 г/см^3), промежуточной между её максимальными значениями для четвертичных отложений региона и удельным весом гранитов. Весьма вероятно, что она представляет собой перемещённую на незначительное расстояние и слегка преобразованную кору выветривания гранитов типа сапро-



▲ **Фиг. 6.17.** Литологические колонки скважин 22(А), 7 (Б) и 9(В) в бухте Орловка, местоположение см. на фиг. 6.11. Гранулометрические фракции (мм): *1* – <0,01, *2* – 0,01–0,05, *3* – 0,05–0,1, *4* – 0,1–025, *5* – >0,25, *6* – 0,25–0,5, *7* – 0,5–1,0, *8* – 1,0–2,0, *9* – 2,0–5,0, *10* – 5,0–10,0, *11* – >10, *12* – диамиктон, вероятно представляющий собой перемещённую на незначительное расстояние и слабо преобразованную кору выветривания гранитов. Остальные обозначения см. на фиг. 6.14

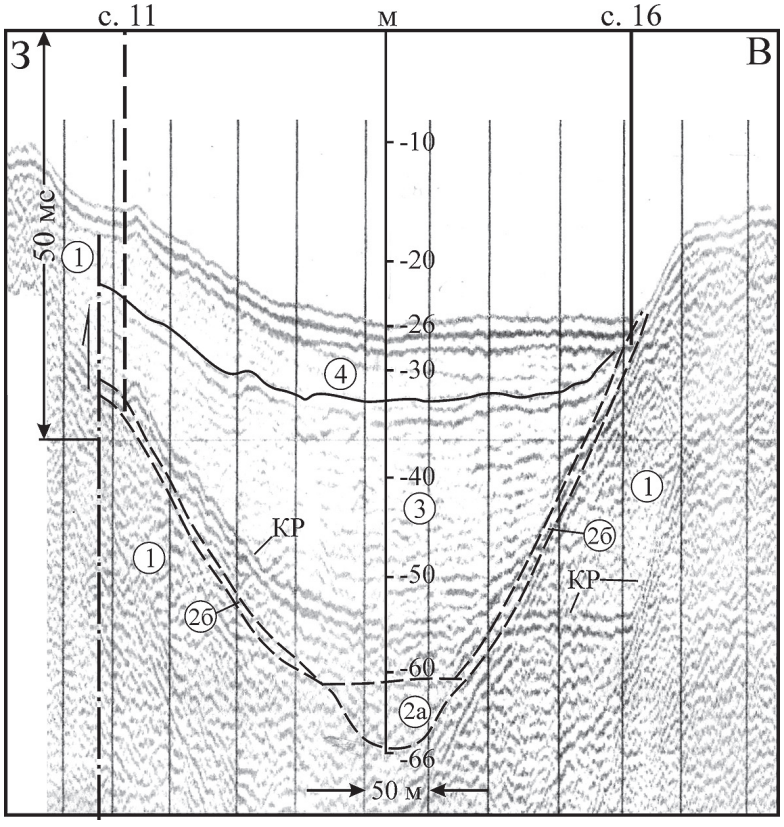
лита. Предполагаемая кора подверглась существенному размыву в конце неоплейстоцена–голоцене, в результате чего на северном подводном склоне современного полуострова Лодейный была выработана террасовидная площадка шириной ~450 м, перекрытая необычно мощным (10 м) хорошо сортированным базальным гравийником морской трансгрессии этого периода (см. фиг. 6.14).

Основная часть разреза упомянутой трансгрессии представлена алеврито-глинистыми и песчано-алеврито-глинистыми осадками, которые имеют низкую степень консолидации и обладают акустически прозрачным (слоистым или однородным) сейсмоизображением, что позволяет считать их илами (см. подраздел 4.2.6). Толща илов маскирует расчленённый эрозионный и эрозионно-тектонический рельеф докембрийского субстрата, поэтому её мощность весьма непостоянна. В пределах погребённого подводного выступа докембрийского основания – затопленного продолжения полуострова Лодейный – она изменяется от 3–5 до 15–20 м, а местами илы вообще выпадают из разреза (см. фиг. 6.14). В ископаемой долине р. Палео-Титовка максимальная мощность илов изменяется от 25–27 до 40 м (фиг. 6.18, 6.19), но наибóльших значений она по данным НСП до-

стигает в погребённой долине р. Палео-Орловка на выходе из одноимённой губы (см. фиг. 6.16). Вверх по склонам ископаемых речных долин мощность илов, как и четвертичных отложений в целом, плавно сокращается (см. фиг. 6.12, 6.14, 6.15, 6.18–6.20).

В опорном разрезе (скважина № 5) рассматриваемые осадки пройдены в интервале 1,2–45,4 м (см. фиг. 6.13), характеризуясь до глубины 35 м текучей, а далее до подошвы текучепластичной консистенцией и плотностью, возрастающей вниз по разрезу от 1,72 до 1,98 г/см^3. Илы имеют зеленовато-серую с коричневатым оттенком окраску, содержат примазки гидротроилита и в нижней части (25–45,4 м) тонкие прослои мелкого алевритистого песка. Изредка встречаются гравий и разноразмерная галька различной окатанности и в верхней части (до глубины 20 м) фрагменты раковин морских моллюсков.

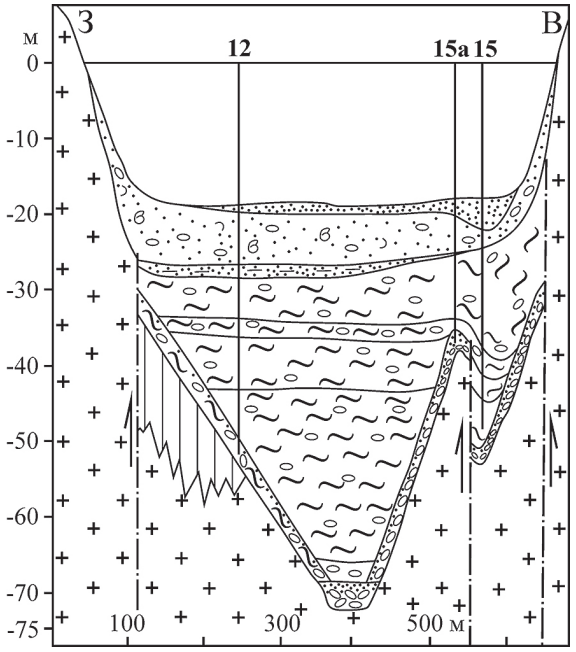
Гранулометрический состав илов отображает трансгрессивно-регрессивное строение их разреза, трансгрессивная часть которого гораздо мощнее регрессивной. От подошвы толщи до глубины ~18,5 м весовые содержания частиц, осаждающихся из взвеси, растут, а их размерность уменьшается. Суммарное содержание пелитовых и мелкоалевритовой фракций увеличивается от 80 до 93%, причём относительная роль пелитового материала возрастает от 50 до 80%, тогда как мелкоалевритового вдвое сокращается (от 28 до 14%). Медианный диаметр частиц в этом интервале уменьшается от 0,008 до 0,0035–0,004 мм при средней ($3 < S_0 < 5$), реже хорошей ($S_0 < 3$) сортировке по А.П. Лисицину [Лисицын, 1966]. В результате, почти вся трансгрессивная часть разреза (до глубины 20,5 м) представлена гемидиамиктоновым илом – переходной фацией от плохо сортированного диамиктонового ила к хорошо сортированному глинистому осадку. На этом фоне до глубины 25 м отмечаются существенные колебания (амплитудой 10–20%) в содержании пелитовых фракций, причём их период увеличивается, а амплитуда уменьшается вверх по разрезу. Вместе с распространением в упомянутом интервале тонких прослоев песка они указывают на некоторую неустойчивость режима седиментации, ослабевающую по мере развития трансгрессии. В интервале 18,5–5,0 м, соответствующем её максимуму, осадки представлены глинистым илом: содержание пелита и мелкого алеврита достигнув макси-



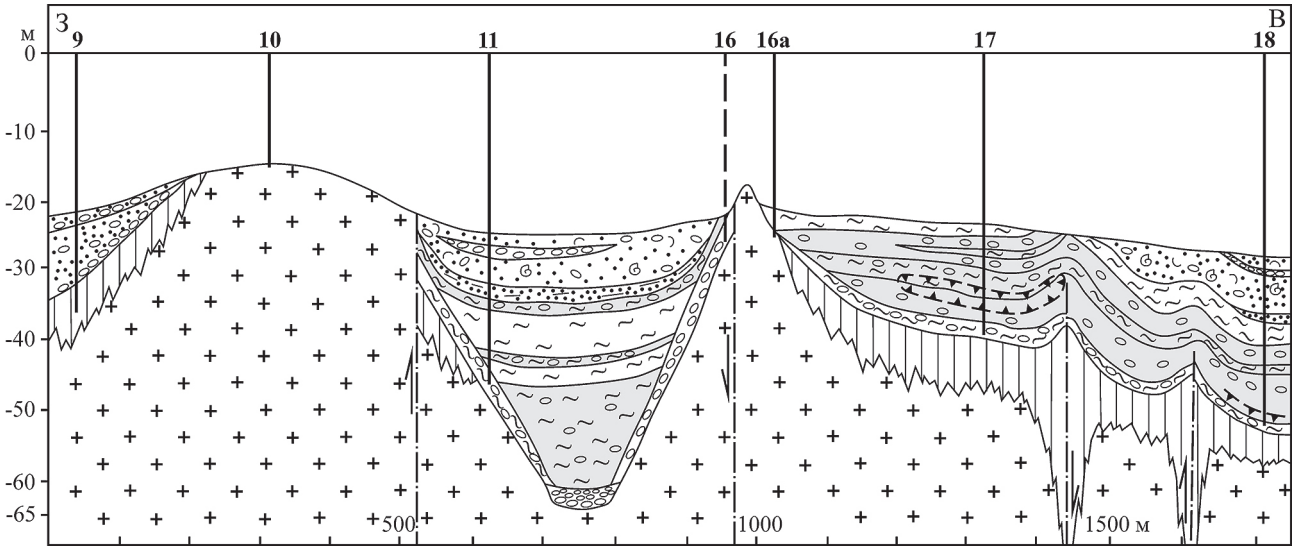
◀ **Фиг. 6.18.** Сейсмоакустический разрез по линии IV-IV (юго-западная часть), местоположение см. на фиг. 6.11. Цифры в кружочках: 1 – докембрийские породы, 2а – аллювиальные отложения погребённой долины Палео-Титовки, 2б – прибрежные осадки волнового поля, 3 – морские илы, 4 – регрессивные осадки волнового поля. КР – кратные отражения. Остальные обозначения см. на фиг. 6.14

мума почти не изменяется, составляя суммарно ~90–92% и изредка возрастая до 95–96%. Медианный диаметр частиц бóльшей частью находится в интервале 0,003–0,004 мм при хорошей гранулометрической сортировке (S_0 = 1.6–2,8). В регрессивном интервале разреза (5,0–1,2 м) происходит сначала медленное, а затем быстрое уменьшение роли пелитовых, (с глубины 2,5 м и мелкоалевритовых) фракций и на глубине 1,2 м глинистые илы сменяются песчано-алевритовыми.

Содержание крупноалевритовой фракции (0,05–0,1 мм), часть которой подобно более мелкодисперсным частицам также накапливается путём осаждения из взвеси, последовательно уменьшается вверх по разрезу от 16–17% в основании толщи до 9–11% в кровле трансгрессивного интервала. С глубины 18,5 м оно редко превышает 6–8% и лишь в самом верхнем образце (1,8 м) в зоне постепенного перехода в песчано-алевритовый ил возрастает до 17%. Количество материала ледового рассева, включающего часть зёрен крупного алеврита (условно крупнее 0,075 мм, см. подраздел 4.2.2), а также мелкий песок (0,1–0,25 мм) и более крупные обломочные фракции, уменьшается параллельно снижению содержаний крупного алеврита от 10–18% в основании толщи (45,4–35 м) до 7–10% (изредка до 14–16%) в остальной части её трансгрессивного разреза. Начиная с глубины 18,5 м оно не превышает 4–6%, в единичных случаях возрастая до 7–9% и только в зоне перехода в перекрывающий песчано-алевритовый ил достигает 18%. Во всех случаях рост количества песчаных и более крупных зёрен компенсируется уменьшением количества частиц пелитовой размерности Таким образом, содержание не только пелитовых частиц, но и фракций ледового рассева



▲ **Фиг. 6.19.** Геологический разрез по линии Г-Г’, местоположение см. на фиг. 6,11, условные обозначения – на фиг. 6.14



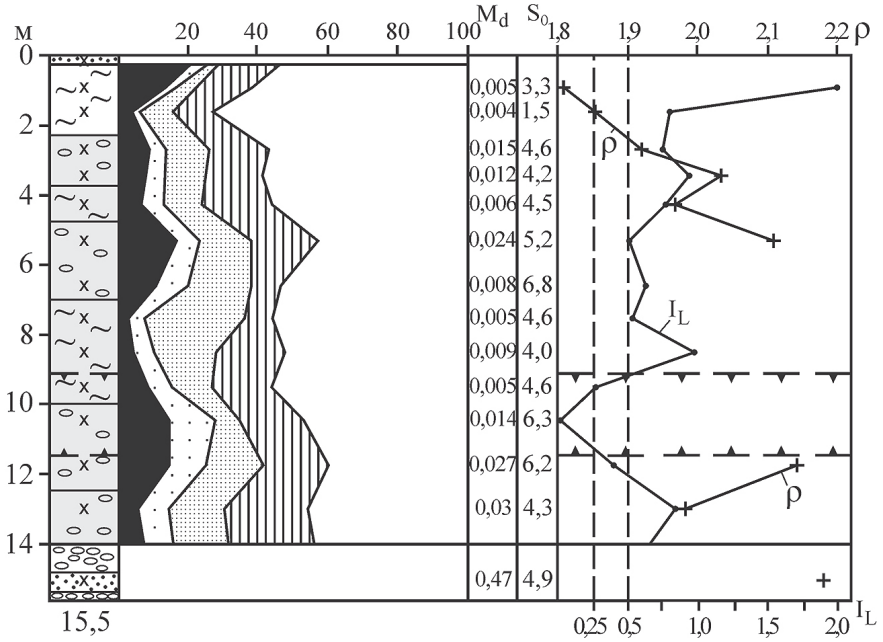
▲ **Фиг. 6.20.** Геологический разрез по линии ВВ’, местоположение см. на фиг. 6.11, условные обозначения – на фиг. 6.14

обнаруживает тесную связь с глубиной бассейна седиментации, в первом случае прямую, во втором – обратную (см. фиг. 6.13).

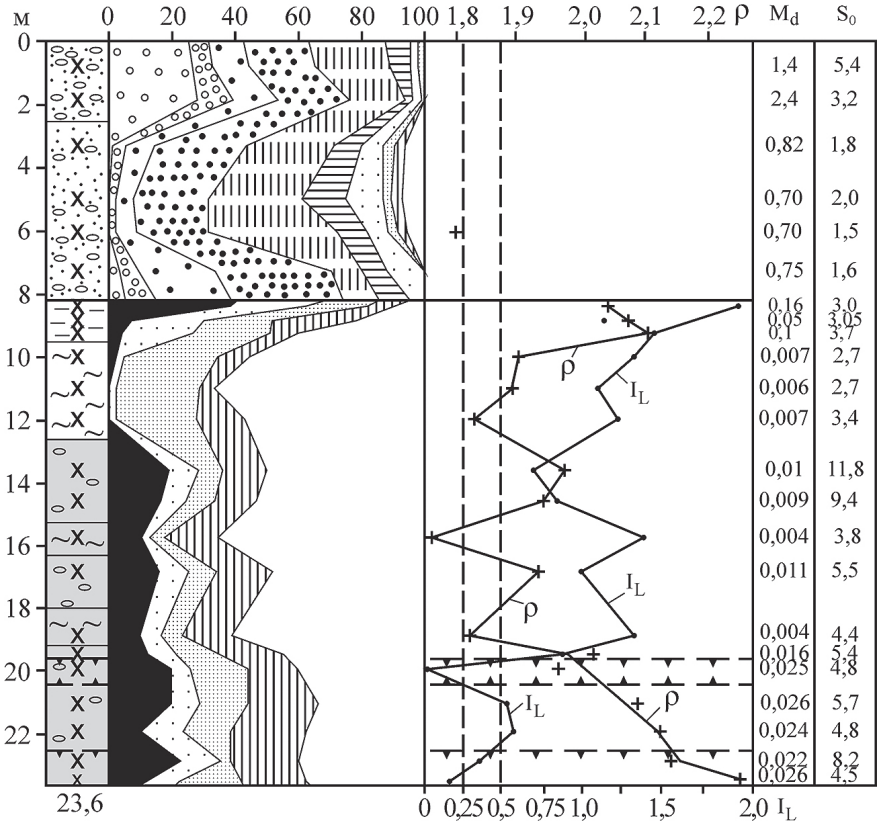
Важные закономерности, указывающие на местное происхождение материала ледового рассева, существуют и в его распределении по латерали. В изголовье губы Орловка между районом скважины 24 и входным мысом в губу Завалишина (см. фиг. 6.11), где подводный склон отличается, в целом, наименьшей крутизной, содержание частиц крупнее 0,05 мм, основная масса которых относится к фракциям волнового поля и ледового рассева, значительно выше, чем на бóльшем удалении от берега. Так, в скважине № 7 (глубина моря 24 м) оно изменяется от 28 до 40%, а в скважине № 22 (глубина моря 29 м) от 22 до 44%, уменьшаясь в интервалах, соответствующих максимуму морской трансгрессии до, соответственно, 12% и 8–12% (см. фиг. 6.17А,Б). Толща илов здесь, несмотря на снизившуюся мощность, сохраняет своё трансгрессивно-регрессивное строение, но гранулометрический состав её нижней части местами существенно меняется. Резкое увеличение роли фракций волнового поля и ледового рассева (в том числе грубообломочных) и соответствующее снижение содержания пелитовых и мелкоалевритовых частиц (суммарно до 60–70%) приводит к тому, что гранулометрическая сортировка осадков становится по А.П. Лисицыну [Лисицын, 1966] плохой: при M_d = 0,1–0,01 мм $S_0 > 4$, а при $M_d < 0{,}01$ мм $S_0 > 5$ (см. фиг. 6.17А,Б). В результате, они приобретают более плотную упаковку и, вследствие этого, повышенную плотность и способность к более быстрой консолидации, характерную для диамиктоновых илов (см. раздел 4.2), каковыми эти осадки и являются. В вершине губы Орловка (см. фиг. 6.20, скважины №№ 17, 18) диамиктоновые илы слагают основную по мощности (10–12 м) нижнюю часть разреза. Они содержат прослой (от 1 до 3 м), обладающий средней гранулометрической сортировкой (гемидиамиктоновый ил) и лишь в самой верхней части разреза сменяются хорошо сортированными глинистыми илами текучей консистенции. В северо-восточном углу акватории роль диамиктоновых илов в строении геологического разреза быстро снижается (см. фиг. 6.17А,Б): соотношение их мощности и мощности перекрывающих глинистых илов равно 4/8 (скважина № 7) и 3,6/6 (скважина № 22). График зависимости показателя консистенции I_L от глубины опробования обнаруживает связь с колебаниями гранулометрического состава осадков и, в целом, указывает на их неравномерное уплотнение с глубиной. В отдельных интервалах, по-видимому, проявлено динамическое уплотнение илов, вследствие чего они достигают тугопластичной и даже полутвёрдой консистенции, представляя собой в этих случаях консолидированный диамиктон (фиг. 6.20–6.22, см. следующий подраздел).

По положению в разрезе диамиктоновые илы губы Орловка имеют такое же происхождение как и аналогичные осадки южной части Печорского моря (см. подразделы 4.2.2, 5.4.1). Они накапливались в зонах формирования наиболее обширных полей припайных льдов путём осаждения под их защитой мелкодисперсных частиц из взвеси, а в периоды деградации и отсутствия припая − за счёт ледового рассева и отложения мелкопесчных и крупноалевритовых зёрен в слабом волновом поле. Относительная роль двух последних факторов снижалась по мере удаления от берега, вследствие чего в процессе развития трансгрессии медианный диаметр осадков уменьшался, а их гранулометрическая сортировка улучшалась. В результате, диамиктоновые илы в сторону открытого моря и вверх по разрезу замещались гемидиамиктоновыми, затем алеврито-глинистыми, а в период максимума трансгрессии – хорошо сортированными глинистыми илами (см. фиг. 6.13–6.15, 6.17А, 6.19, 6.20). Таким образом, вертикальное и латеральное распределение фракций ледового рассева и фации диамиктоновых илов в алеврито-глинистых морских осадках указывают на то, что во время их накопления основная часть акватории губы Орловка не замерзала, однако в течение значительного периода развития морской трансгрессии (до её максимума) площадь, занимаемая припайными льдами, была больше современной, что, возможно, указывает на более суровые климатические условия.

Регрессивная часть разреза морских илов завершается горизонтом мелкозернистого алевритистого песка, фиксирующим постепенный переход от фаций осаждения тонкодисперсных частиц из взвеси к осадкам, накапливавшимся в слабом волновом поле. На максимальных изобатах его место занимает крупный песчанистый алеврит с медианным диаметром зёрен от 0,07 до 0,12 мм и содержанием фракции 0,05–0,1 мм до 30–50% и более. Мощность этих осадков незначительна и обычно не превышает 1,5 м.



▶ **Фиг. 6.21.** Литологическая колонка скважины 17 (местоположение см. на фиг. 6.11, условные обозначения – на фиг. 6.14, 6.17). Пунктирные вертикальные линии ограничивают значения туго-пластической консистенции ($0{,}25 < I_L < 0{,}5$), в пределах которой гемидиамиктоновый и диамиктоновый ил становится гемидиамиктоном и диамиктоном, а акустически прозрачное сейсмоизображение сменяется хаотическим. В разрезе скважины 17 график изменения I_L с глубиной отображает динамическое уплотнение осадков в интервале 9,2–11,4 м от поверхности дна



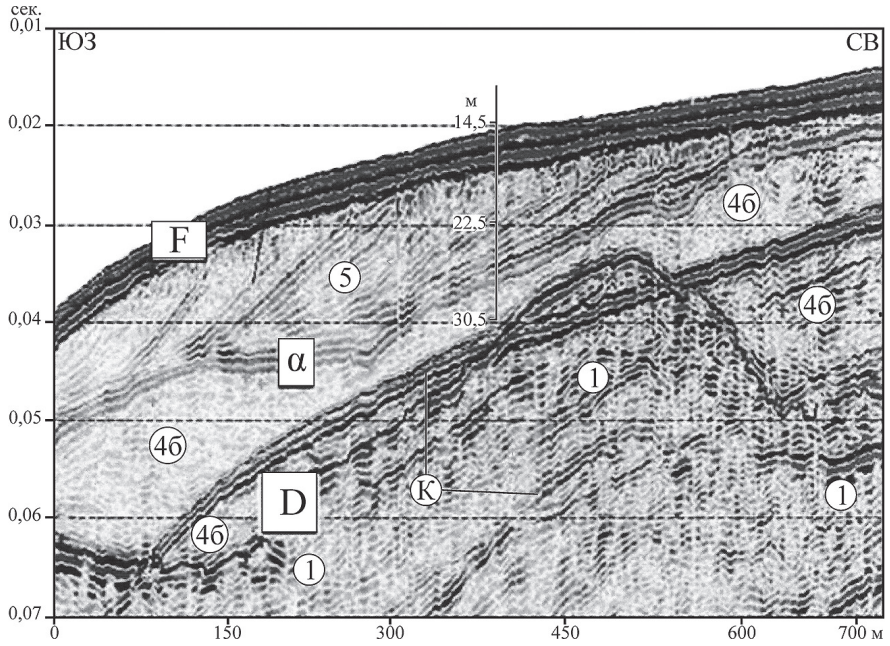
▶ **Фиг. 6.22.** Литологическая колонка скважины 18 (местоположение см. на фиг. 6.11, условные обозначения – на фиг. 6.14, 6.17). В соответствии с графиком изменения I_L динамическое уплотнение илов в этом разрезе фиксируется в интервалах 19,5–20,6 м и 22,7 м – забой скважины

Регрессивные алевритистые пески и песчанистые алевриты, а иногда непосредственно алеврито-глинистые илы на основной площади акватории выше изобат 60–65 м с неглубоким размывом перекрываются более грубозернистыми осадками, представленными незакономерно чередующимися слоями разнозернистых, иногда гравийных песков, содержащих фрагменты и целые створки раковин морских моллюсков (см. фиг. 6.14, 6.15, 6.17А,Б, 6.19). По медианному диаметру зёрен они чаще

всего относятся к средне- или крупнозернистой фракции (0,25–0,5 мм или 0,5–1,0 мм) и местами содержат прослои гравийников или галечников, а иногда и ракушняка. В целом отмечается утонение гранулометрического состава с глубиной, вследствие чего на удалении от берега верхняя часть разреза сложена мелкозернистым песком. Гранулометрическая сортировка осадков чаще всего хорошая (S_0 = 1,4–1,9), реже средняя (S_0 = 2,0–2,7) и в единичных случаях плохая (S_0 > 3,0). Мощность этой в целом грубозернистой песчаной пачки на подводном склоне Териберского полуострова незначительна (от 0,1 до 1,5 м), местами резко возрастая до 8 м. На изобатах менее 25–30 м пески, залегающие в основании покровной пачки, наряду с гравием и редкой галькой содержат существенную примесь мелкоалевритовых и пелитовых частиц (суммарно до 7–29%), что, вероятно, является признаком размыва нижележащих илов. На восточной окраине губы Орловка по обе стороны и против устья одноимённой реки пески образуют её подводную дельту – наложенное на илы аккумулятивное тело мощностью до 14 м с проградационной слоистостью (см. фиг. 6.12, 6.17Б; фиг. 6.23). Пески в проксимальной части дельты среднезернистые, в дистальной мелкозернистые сортированные с существенной примесью фракции 0,25–0,5 мм (см. фиг. 6.12, 6.15, район скважин №№ 6, 7, 20). В основании (0,6 м) они сменяются плохо сортированными мультимодальными гравийными песками с медианным диаметром зёрен 0,7–0,9 мм и $S_0 \geq 3$. Между этими осадками и нижележащим илом от подводного размыва местами сохранился тонкий (до 0,7 м) слой хорошо сортированных алевритистых мелкозернистых песков (см. фиг. 6.15, 6.17Б).

В губе Завалишина (см. фиг. 6.18, 6.19) мощность покровной песчаной пачки более или менее выдержана (6–8 м), а на подводном продолжении полуострова Лодейный изменяется от 1 до 6 м (см. фиг. 6.14). В прибрежной части этого элемента донного рельефа в пределах террасовидной площадки с изобатами 20–30 м мощность пачки уменьшается до 0,3–0,4 м. Здесь она налегает как на глинистые илы, так и на подстилающий их хорошо сортированный галечный гравийник мощностью 10 м. Непосредственно у подножья подводного склона (скважина № 9) тонкий (0,2 м) горизонт песка подстилается слоем (0,2 м) с чрезвычайно широким гранулометрическим спектром осадков: от пелита и мелкого алеврита (суммарно 19,5%) до гальки окатанностью I–II балла (21,4%), что, вероятно, связано с полным размывом глинистых илов периода максимума трансгрессии и, частично, подстилающих их галечных гравийников (см. фиг. 6.14, 6.17В).

Поскольку губа Орловка является кутовой частью расширяющегося к открытому морю залива, распространённые в ней глинистые, алеврито-глинистые (гемидиамиктоновые) и диамиктоновые



◀ **Фиг. 6.23.** Сейсмоакустический разрез подводной дельты р. Орловки. Отражающие границы: F – поверхность дна, α – подошва подводной дельты, D – кровля докембрийских пород. Цифры и буква в кружках см. на фиг. 6.12

илы относятся к покрову слабоконсолидированных осадков, формирование которых на Баренцевском шельфе началось ~14 тыс. радиоуглеродных лет назад (см. подраздел 5.2.2). Терригенный материал (в том числе, материал ледового рассева) поставлялся приливами и небольшими реками, в гораздо меньшей степени – абразией берегов. В результате, в заливе накапливались сначала алеврито-глинистые (гемидиамиктоновые) илы с повышенной примесью фракций ледового рассева и средней гранулометрической сортировкой, а в изголовье губы Орловка – диамиктоновые илы. Форма залива обуславливала гипсометрически высокое положение уровня волновой базы, поэтому осадки формировались при небольшой, периодически менявшейся на фоне общего возрастания глубине моря. После того, как под его воды опустилась северная часть полуострова Лодейный, роль распространявшихся с северо-запада океанских приливов, приносивших обильную тонкодисперсную терригенную взвесь, существенно возросла. Это, по-видимому, произошло на геохронологическом уровне, расположенном внутри иловой толщи на глубинах 31,5, 18,5 и 8,5 м (в скважинах №№ 5, 7 и 22 соответственно), начиная с которых их разрезы фиксируют устойчивый рост содержания пелитовых фракций. Его столь же устойчивое снижение (регрессивная стадия) началось в скважине № 5 с глубины 5 м, а в скважинах №№ 7 и 22 – 16,5 и 2 м (см. фиг. 6.13, 6.17А,Б). Если принять, что в опорном разрезе (скважина № 5) накопление толщи слабоконсолидированных сублиторальных осадков (45,4 м) началось 13–14 тыс. лет назад и продолжалось непрерывно, средняя скорость их седиментации составит 0,32–0,35 см/год, что на порядок величины превышает обычные скорости осадконакопления на сублиторали современного Баренцева моря (см. фиг. 5.9). Столь высокий темп седиментации известен в морских заливах, подверженных воздействию приливов, приносящих большое количество взвешенного в воде материала. Наиболее активно этот феномен проявлен в заливах, сужающихся по направлению к их вершине, или соединённых с открытым морем узким проливом. О.К. Леонтьев [Леонтьев, 1961] приводит примеры заносимости портов в таких акваториях илистыми осадками, скорость накопления которых достигает дециметра и даже метра в год. Губа Орловка продолжительное время, пока роль гидрологического барьера играла ныне затопленная часть полуострова Лодейный, относилась ко второму, а в дальнейшем, как часть более крупной Териберской губы, – к первому типу упомянутых морских заливов.

Присутствие в кровле регрессивной части разреза пачки алевритистых песков или песчанистых алевритов, переходной к более грубозернистым осадкам волнового поля, которые на изобатах менее 50 м зачастую залегают непосредственно на илах, свидетельствует о том, что в период максимума трансгрессии губа Орловка была более глубоководным бассейном, чем ныне. Отсюда следует, что море проникало по долинам рек в область современной суши, реликтовыми свидетельствами чего являются озеро 2-е Титовское и подтопленное морем низовье р. Териберка. Вероятно учитывая подобные геоморфологические признаки П.А. Каплин относил побережье Скандинавского полуострова к ингрессионному типу (см. предыдущий подраздел). На удалении от берега распространены цепочки локальных линейных и, реже, сложных по форме замкнутых впадин, приуроченных к современным элементам эрозионно-тектонического рельефа, потерявшим из-за начавшегося поднятия связь с морем и, поэтому, превратившимся в пресные озёра, ныне расположенные на значительных абсолютных отметках. Примером может служить цепочка крупных озёр, вместе с нижним течением р. Орловка приуроченных к линеаменту запад-северозападного простирания (295°), причём ближайшее к низовьям этой реки крупное озеро расположено в 4 км от её устья и имеет альтитуду уреза воды 50 м (см. фиг. 6.9). Донные осадки подобных озёр вниз по разрезу сменяются илами последней морской трансгрессии (см. подраздел 6.3.3).

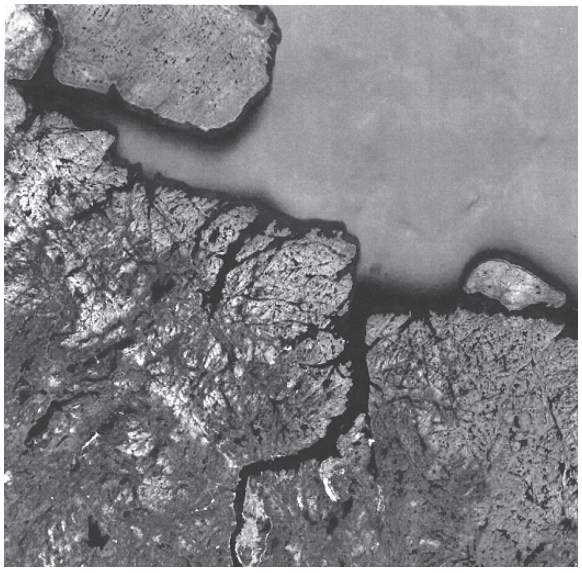
Приведенные выше данные о строении осадков волнового (волно-приливного) поля, перекрывающих алеврито-глинистые илы, вероятно, подтверждают выводы некоторых авторов о существовании в прибрежной зоне Кольского полуострова отложений малоамплитудной трансгрессии, не проявленной в разрезах Баренцевского шельфа и в относительно глубоководной (глубже 60–65 м) части губы Орловка. Дж. Снайдер с соавторами [Snyder et al., 1996] определяют время её максимума в районе пос. Дальние Зеленцы двумя радиоуглеродными датировками – 6,4 и 6,5 тыс. лет назад – и коррелируют с трансгрессией Тапес на побережье Норвегии. В процессе регрессии,

отделившей этот максимум от предшествующего этапа развития позднеплейстоцен-голоценовой трансгрессии, губа Орловка мелела не более, чем на 20–25 м, на что указывает глубина размыва перекрывающих глинистые илы регрессивных алевритистых песков на разных гипсометрических уровнях (см. фиг. 6.13, 6.14, 6.17А,Б, 6.19).

В результате возобновившегося тектонического поднятия море снова регрессировало, а на побережье возникла узкая полоса голоценовой морской террасы относительной высотой до 10–15 м [Snyder et al., 1996] и, вероятно, пересыпь, соединившая борта узкой субмеридиональной тектонической впадины, примыкающей к губе Орловка с юга, что привело к обособлению от губы Завалишина озера Первое Титовское (см. фиг. 6.9, 6.10). Механизм формирования подобных пересыпей рассмотрен В.П. Зенковичем и характерен для заливов с прямыми параллельными берегами и одинаковыми по крутизне подводными склонами [Зенкович, 1962, с. 382, 383].

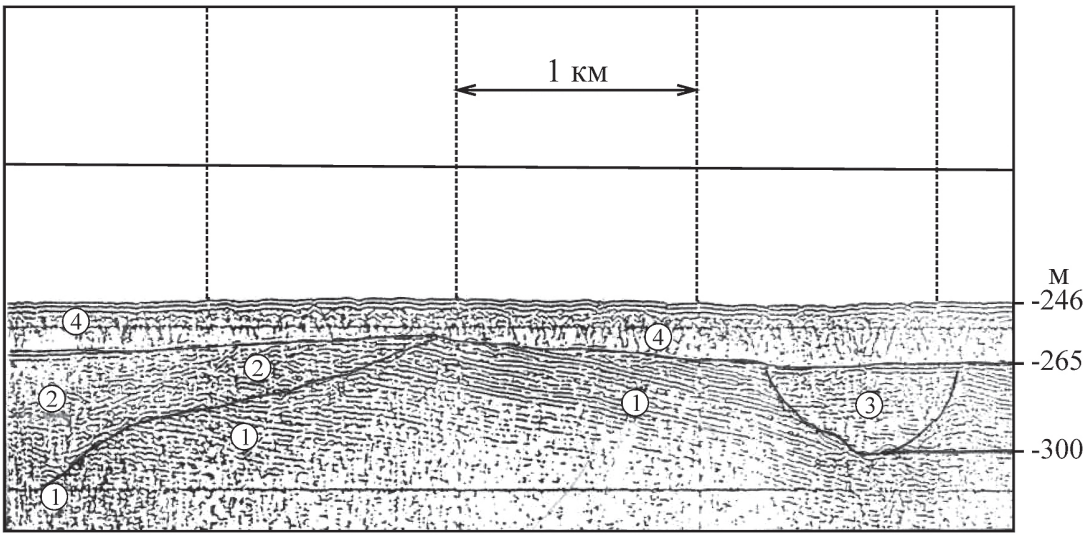
6.2.3. Кольский залив

Принципиальное сходство со строением губы Орловка обнаруживает Кольский залив – самый крупный фиорд Кольского полуострова, который вдаётся в сушу на 57 км при ширине первые километры, лишь между входными мысами достигающей 7 км, и глубине от нескольких десятков метров до 200–300 м. Докембрийские кристаллические породы его окрестностей, экспонированные на поверхности, нарушены многочисленными разрывами различных пересекающихся направлений. Впадина залива представляет собой погребённое под морскими илами затопленное продолжение долины р. Тулома. Её резкие коленообразные изгибы в плане указывают на то, что эта часть долины приурочена к системе разломов восток-северовосточного (60–70°) и меридионального простирания. Анализ современной геодинамической обстановки, выполнявшийся в процессе геолого-геофизических исследований прибрежной части Баренцевского шельфа между полуостровами Рыбачий и Териберский [Кулага и др., 1986], подтвердил опубликованные ранее результаты изучения ориентировок разноранговых разрывных нарушений, выраженных в современном рельефе района бурения Кольской сверхглубокой скважины [Веселов и др., 1984]. Он показал существование в консолидированной земной коре, по крайней мере с конца верхнего неоплейстоцена, сдвигового поля тектонических напряжений с субмеридиональной ориентировкой траекторий одноосного сжатия. В такой геодинамической обстановке разломы диагонального и субмеридионального простираний обладают компонентами, соответственно, горизонтального сдвига и раздвига. Вследствие этого глубина залива в пределах его диагональных отрезков на порядок величины меньше, чем на расположенных ниже по течению субмеридиональных (фиг. 6.24).



▲ **Фиг. 6.24.** Космоснимок Кольского залива и его окрестностей

Высокая прочность докембрийских пород служит причиной того, что в заливе осаждается лишь взвесь, доставленная приливами и впадающими в него реками Тулома и Кола. Несмотря на значительную высоту полусуточных приливов (до 4 м) неширокие скальные осушки встречаются лишь спорадически, что обусловлено приглубостью эрозионно-тектонических берегов. Вследствие этого, накапливающиеся в Кольском заливе синевато-серые глинистые илы обладают в отличие от эстуариевых осадков гомогенной текстурой и по комплексу признаков так же, как и илы губы Орловка, литологически не отличимы от лиманных фаций. По данным НСП максимальная мощность слабоконсолидированных алеврито-глинистых осадков достигает 74 м [Геологическая…, 2008].

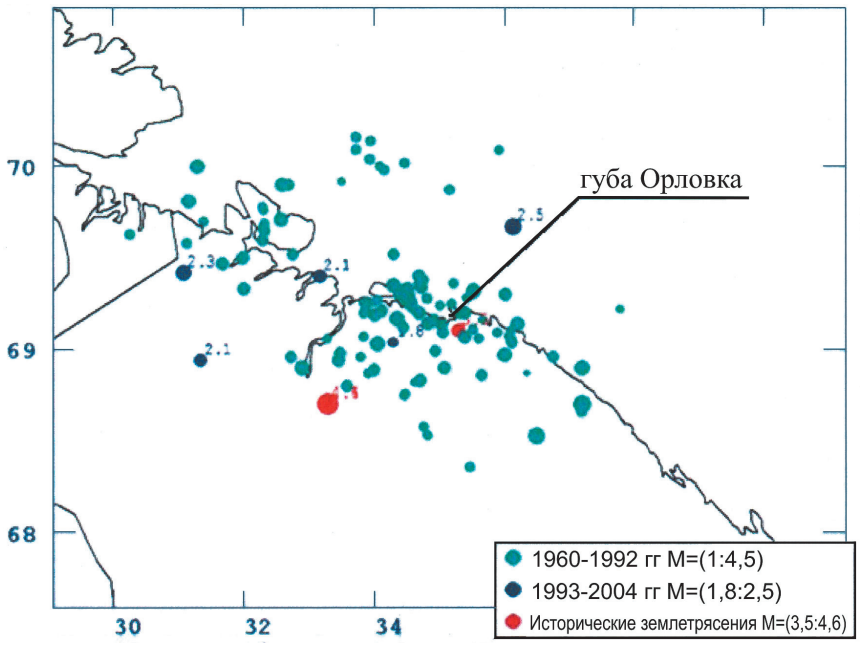


▲ **Фиг. 6.25.** Фрагмент поперечного сейсмоакустического разреза Кольского жёлоба, местоположение см. на фиг. 4.1. 1 – мезозойские слои, 2 – консолидированные новейшие отложения, 3 – предполагаемые аллювиальные и эстуариевые отложения предголоценовой погребённой долины правого притока р. Палео-Мезени, 4 – слабоконсолидированные морские осадки I ССК

В районе города Мурманска мощность этих осадков, пройденных скважинами инженерно-геологического бурения недалеко от берега, составляет 40 м и более. Их подошва вскрыта бурением лишь в прибрежной зоне, где илы подстилаются валунами и глыбами местных гранитов, пройти которые бурением не удалось. Продолжение погребённой долины Палео-Туломы прослежено линиями НСП за пределами Кольского залива до впадения в Палео-Мезень, затопленная долина которой приурочена к Кольскому жёлобу [Кулага и др., 1986]. Днище ископаемого эрозионного вреза, выработанного, по-видимому, одним из правобережных притоков Палео-Мезени непосредственно в мезозойских отложениях, расположено на альтитудах ниже – 300 м (см. фиг. 6.25).

6.2.4. Дислокации слабоконсолидированных осадков и их механизм на примере губы Орловка и губы Завалишина

Слабоконсолидированные осадки и прежде всего морские илы являются двухфазными средами: они содержат гравитационную воду, которую способны отдавать даже под влиянием весьма незначительного давления, обусловленного весом вышележащих слоёв. Как известно, при статических нагрузках деформируются лишь сплошные среды, из которых при напряжениях, достигающих соответствующих прочностных пределов, не удаляются вещества, сохранившиеся в подвижных фазах. Если на морской ил наряду с силой тяжести действует горизонтальная сила тектонического сжатия, он испытывает дополнительное (динамическое) уплотнение, и начнёт деформироваться путём ползучести только после того, как действующая тектоническая сила станет недостаточной для отжатия оставшейся поровой воды, что определяется как величиной, так и длительностью действия этой силы. Очевидно, что алеврито-глинистые осадки приобретают способность к деформации, достигнув в процессе диагенеза пластического состояния, то есть одной из трёх описываемых условным параметром I_L консистенций – текуче-, мягко- или тугопластичной. Какой именно – зависит не только от действующей тектонической силы, но и от способа её приложения, условий залегания, мощности и гранулометрической сортировки уплотняющихся осадков, а также от других причин (содержание глинистой фракции, её минералогия и пр.). В рассматриваемом случае глинистые, гемидиамиктоновые и диамиктоновые илы залегают на архейских метасоматических гранитах, являющихся



◀ **Фиг. 6.26.** Эпицентры землетрясений на побережье Мурмана и примыкающем шельфе за период инструментальных наблюдений 1956–2006 гг. [Николаева и др., 2007]

верхней частью консолидированной земной коры, в которой и продуцируются поля тектонических напряжений, приводящие к возникновению новых и активизации заложенных ранее разломов. Горизонтальное и(или) вертикальное перемещение гранитов в виде тектонического крипа на крыльях активизированных разломов, иногда, вероятно, сопровождающееся сейсмическими толчками, неизбежно вовлекает надразломные участки перекрывающих илов в дифференцированное движение, что и является проявлением упоминавшейся выше тектонической силы. В сдвиговом поле тектонических напряжений с субмеридиональной ориентировкой траекторий наибольшего сжатия (см. предыдущий подраздел) угол между активизированным разломом субмеридионального простирания и траекторией сжимающей силы существенно меньше угла скалывания (который обычно равен 30–35°), вследствие чего стенки разлома в процессе горизонтального смещения его крыльев несколько расходятся и могут приобретать сбросовую компоненту смещения, а перекрывающие илы испытывают латеральное растяжение. Последнее препятствует их гравитационному уплотнению, способствуя сохранению текучей консистенции на бóльших, чем обычно, глубинах. Вследствие этого надразломное смещение илов имеет характер вязкого течения и не может завершиться разрывом сплошности, поскольку они практически не обладают сопротивлением сдвигу.

В противоположность субмеридиональному субширотный разлом образует с направлением сжимающей силы угол гораздо бóльший, чем 30–35°, поэтому его сместитель подвергается поперечному сжатию. Разлом наряду со сдвиговой приобретает взбросовую компоненту смещения и к гравитационной консолидации вышележащих илов добавляется динамическое уплотнение, благодаря чему их консистенция может становиться мягко- ($0{,}75 > I_L > 0{,}5$), или тугопластичной ($0{,}5 > I_L > 0{,}25$), а местами даже полутвёрдой ($0{,}25 > I_L > 0$). В таком состоянии илы в надразломной зоне вовлекаются в пластическое течение, которое может завершаться возникновением разрывного нарушения, продолжающего вверх по разрезу древний разлом в гранитном массиве.

Имеются серьезные основания предполагать, что осадконакопление в губе Орловка сопровождается дифференцированными тектоническими движениями кристалических пород фундамента, в том числе смещениями по разрывам, в которых участвуют и слабоконсолидированные осадки, включая алеврито-глинистые илы. Это предположение согласуется со слабой сейсмичностью региона: в прибрежной полосе вдоль Мурманского берега установлено около 50 эпицентров землетрясений (фиг. 6.26). Одно из наиболее сильных произошло непосредственно в районе пос. Териберка в 1917 г., его интенсивность составила не менее 5 баллов (магнитуда более 4). В среднем

землетрясения с магнитудой 5 случаются здесь раз в 50 лет [Панасенко, 1969]. За период инструментальных наблюдений с 1956 по 2006 г. на северо-западе Мурманской области были зафиксированы сейсмические события интенсивностью 3–4 балла, на отдельных участках – до 5 баллов [Николаева, 2001; Николаева и др., 2015].

К геологическим признакам смещений поздненеоплейстоцен-голоценовых отложений по активным тектоническим разрывам относятся: высокоамплитудные перепады поверхности докембрийского основания на коротком расстоянии (десятки метров), сопровождаемые соответствующим изменением гипсометрии поздненеоплейстоцен-голоценовых слоёв, резкое сокращение (до 0,2 м) мощности регрессивной гравийно-песчаной пачки на мелководных (20–30 м) участках при её налегании, как на морские илы, так и непосредственно на докембрийские граниты, линеаменты на морском дне и, наконец, аномалии в степени консолидации алеврито-глинистых осадков. Молодые разрывные нарушения в акватории простираются по азимутам з.с.з. 290–300°, с.с.з. 335–342° и с.с.в. 10–12°, которые соответствуют ориентировкам линеаментов в пределах сопредельной суши (см. фиг. 6.9, 6.11).

Наиболее достоверный разрыв установлен в губе Завалишина. Здесь на морском дне локатор бокового обзора обнаружил линеамент северо-северозападного простирания (335°) протяжённостью 600 м и максимальной шириной 15 м, в зоне которого была пробурена скважина № 15, а в ~40 м к западу от неё скважина № 15а [Назаренко, Куликов, 2008]. Последняя углубилась на 1,8 м в песчано-галечные отложения волнового поля, вскрыв подошву перекрывающих их алеврито-глинистых илов на 14 метров гипсометрически выше забоя скважины № 15, остановленной в этих илах по штормовому предупреждению, и на 23,5 м выше, чем в скважине № 12, пробуренной в 260 м западнее. В связи с выдержанной мощностью и горизонтальным залеганием регрессивной песчаной пачки аномально высокое гипсометрическое положение подошвы подстилающей иловой толщи в скважине 15а сопровождается резким (почти в два раза) сокращением её мощности (см. фиг. 6.19). Весьма важно, что алеврито-глинистые осадки в керне скважины № 15 по всему разрезу обладают текучей консистенцией: I_L = 1,8–1,04. При вскрытой мощности осадков 30,8 м это является аномалией, вероятно, связанной с их дилатансией в процессе тектонического смещения. Последней способствует не только субмеридиональное простирание разлома в гранитном фундаменте, обеспечивающее наличие раздвиговой компоненты смещения (см. выше), что действительно наблюдалось на побережье Орловской губы (фиг. 6.27), но и расположение скважины

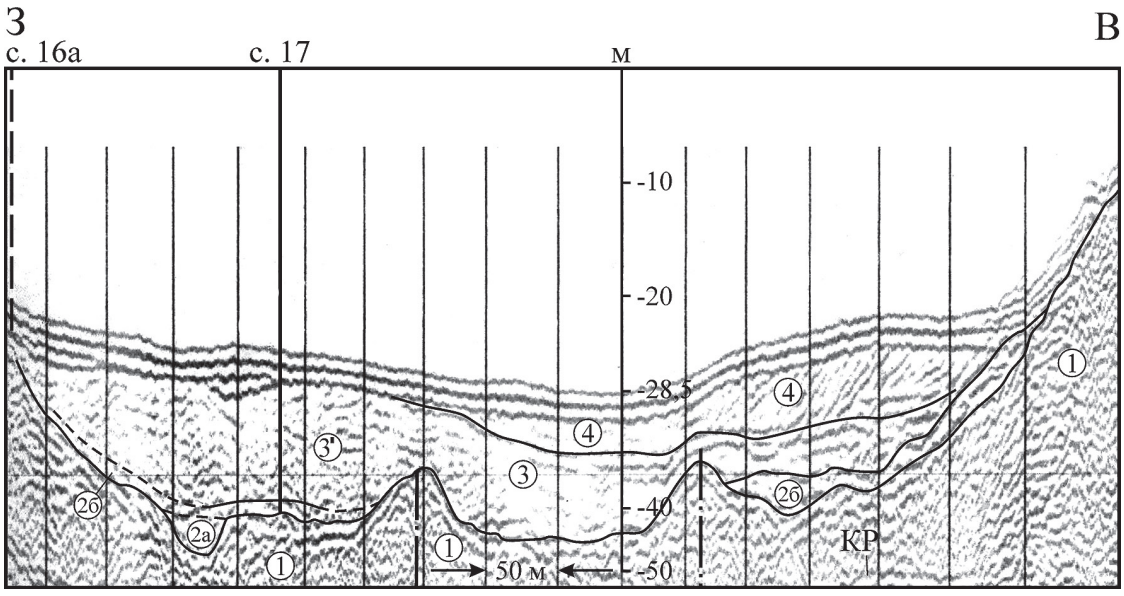


▲ **Фиг. 6.27.** Разлом с раздвиговой компонентой смещения докембрийских пород на побережье Орловской губы (фото Д.А. Костина)

№15. Она была пробурена в дуплексе растяжения между продольными окончаниями двух кулисно подставляющих друг друга разломов с компонентой правостороннего горизонтального сдвига. Первый из них зафиксирован буровой линией ГГ', второй имеет почти такую же ориентировку (с.с.з. 342°) и пересечен линией скважин ВВ' (см. фиг. 6.11, 6.19, 6.20).

Другой субмеридиональный (с.с.в. 10°) разлом, ограничивающий впадину губы Завалишина – озера Первое Титовское с запада, отчётливо выражен в рельефе и продолжается в акваторию губы Орловка, где служит восточной границей выступа докембрийского основания. Он пересекается линией НСП IV-IV (см. фиг. 6.18), на которой в полезной части записи (выше кратного отражения от дна) отображается торцевым сочленением гранитов (хаотическое сейсмоизображение) с морскими осадками (слоистое акустически прозрачное сейсмоизображение). Разлом такой же ориентировки по всей вероятности ограничивает затопленное морем продолжение полуострова Лодейный, с запада (см. фиг. 6.11). Разрыва сплошности текучих илов в зонах активных субмеридиональных разломов докембрийского фундамента не происходит, но их вязкое течение в надразломной зоне вовлекает в движение вышележащие регрессивные пески, внутри которых могут возникать деформации пластического сдвига и разрывные нарушения, проявляющиеся на поверхности как линеаменты.

Важным признаком существования в рассматриваемой акватории активных в голоцене разрывных нарушений запад-северозападного (290–300°) простирания является упоминавшаяся цепочка озёр, приуроченных к ложбине, которая продолжается долиной нижнего течения р. Орловка. Направление последнего трассируется далее вдоль оси Териберской губы в виде линейной зоны максимальных глубин моря (см. фиг. 6.9). Можно предполагать, что в губу Орловка продолжается система разрывных нарушений подобного простирания, занимающих полосу шириной 1,5–2 км. Один из разломов отображён на линии НСП IV-IV (фиг. 6.28) выступом погребённой поверхности докембрийских пород в виде равнобедренного треугольника высотой ~5–7 м со слабо вогнутыми сторонами. Вертикальная ось «треугольника» расположена в ~130 м восточнее скважины № 17 на пересечении линии НСП с трассой, продолжающей в направлении с.с.з. 290° один из поперечных линейных фрагментов береговой линии (см. фиг. 6.11). Ширина основания треугольного выступа поверхности докембрия, учитывая, что его ось пересечена линией НСП под углом 35°, равна ~80 м, а угол наклона боковых сторон достигает 15°. Ещё один сходный по форме попе-



▲ **Фиг. 6.28.** Сейсмоакустический разрез по линии IV–IV (северо-восточная часть), местоположение см. на фиг. 6.11, 3' – хаотическое сейсмоизображение, обусловленное приразломным динамическим уплотнением гемидиамиктоновых и диамиктоновых илов. Остальные обозначения см. на фиг. 6.18

речного сечения выступ поверхности фундамента, но не выраженный в конфигурации береговой линии, расположен в ~220 м восточнее, в 80–90 м от скважины № 18. Природа подобных деформаций поверхности фундамента не вполне ясна и предположительно связана с тем, что смещение по субширотным разломам осуществлялось, в основном, вдоль его простирания и происходило в обстановке латерального сжатия. Выше уже отмечались признаки локального присутствия в кровле массива гранитов коры выветривания. В зонах разломов она, обычно, проникает на бóльшую глубину, где становится линейной. В окрестностях субширотных разломов при поперечном тектоническом сжатии материал линейной коры мог расплющиваться в вертикальной плоскости и выжиматься вверх, что и вызывало возникновение «треугольных» выступов поверхности докембрийского основания, типа зафиксированных на фиг. 6.20, 6.28. В пользу того, что на рассматриваемом участке кора выветривания действительно присутствует, свидетельствует разрез скважины № 17, в основании которого (интервал 14,0–15,3 м) вскрыты предполагаемые продукты её размыва и переотложения, представленные диамиктоном полутвёрдой консистенции (I_L = 0, M_d = 0,47 мм, S_0 = 4,9), резко отличающимся от вышележащих морских осадков вдвое более низким содержанием пелитовых и алевритовых частиц и возросшей в такой же пропорции ролью более грубых фракций (см. фиг. 6.21). «Треугольные» выступы поверхности докембрия формировались под покровом четвертичных отложений, на что указывает аномально высокая консолидация гемидиамиктоновых и диамиктоновых илов, вскрытых скважинами №№ 17 и 18. В первой из них они имеют мощность 11,7 м и уже на глубине 5 м от дна обладают мягкопластичной консистенцией, тогда как во второй такие же илы при вскрытой мощности 11 м имеют текучую и текучепластичную консистенцию до глубины 19,5 м от дна (см. фиг. 6.21, 6.22). В обеих скважинах значения I_L обнаруживают зависимость от гранулометрического состава (увеличиваются с уменьшением содержания пелитовых фракций), резкие нарушения этой закономерности, интерпретируются как результат динамического уплотнения осадков. Так, в скважине № 17 в интервале 9,2–11,4 м отмечается не связанное с их гранулометрией изменение консистенции диамиктоновых илов от текуче- до тугопластичной, а в средней части интервала – полутвёрдой. В таком состоянии этот осадок уже должен называться диамиктоном и литологически не отличим от отложений, принимаемых на северных равнинах за тиллы метериковых оледенений. На его морское происхождение в данном случае указывает плавный переход этого диамиктона в текучепластичный диамиктоновый и гемидиамиктоновый ил не только вверх, но и вниз по разрезу (см. фиг. 6.21). В скважине № 18 (см. фиг. 6.22) подобная аномалия наблюдается в интервале 19,5–20,5 м и от 22 м до забоя (23,6 м). Динамическое уплотнение отобразилось и на сеймозаписи илов: в надразломной зоне и в окрестностях скважины № 17 их однородное акустически прозрачное сейсмоизображение сменилось хаотическим (фиг. 6.28). Основные смещения по субширотным разломам фундамента между скважинами №№ 17 и 18, вероятно, происходили в период отложения регрессивной песчаной пачки. На это указывает поперечный изгиб её подошвы над восточным приразломным выступом поверхности гранитов в сочетании с быстрым сокращением мощности песчаного покрова с востока на запад, так что в пределах поднятого крыла западного приразломного выступа на илы налегает лишь тонкий (0,3 м) слой грубозернистого песка. Сместители разломов в этот период, по-видимому, проникли и в четвертичные отложения, во всяком случае в их нижнюю наиболее консолидированную часть (см. фиг. 6.15, 6.18). Один из них (ближайший к скважине № 18), вероятно, пересекает подводное продолжение полуострова Лодейный: с ним связано ступенчатое понижение морского дна на ~30 м. Не исключено, что затопленная морем часть этого полуострова пересекается и другими разломами субширотного (з.с.з. 290–295°) простирания. По всей вероятности они образуют зону, унаследованную погребённой долиной р. Палео-Териберки с её притоками Палео-Орловкой и др., протягивающуюся параллельно побережью Кольского полуострова и отделяющую его от острова Кильдин (см. фиг. 6.9, 6.24). Если это предположение справедливо, упомянутая тектоническая зона относится к системе активизированного в неотектоничекую эпоху древнего разлома Карпинского, отделяющего архейские и нижне-, среднепротерозойские породы от полого залегающих терригенных отложений рифея, экспонированных на острове Кильдин и полуострове Рыбачий.

Аномалии степени консолидации илов, аналогичные охарактеризованным выше и, вероятно, связанные с активизированными субширотными разломами в гранитном фундаменте, зафиксированы в разрезах скважин №№ 7, 21 и 22 (см. фиг. 6.17А,Б). Скважины №№ 21 и 22 расположены на разных крыльях разлома, который в акватории продолжает направление фрагмента береговой линии (з.с.з 295°), параллельное генеральной ориентировке северо-восточного берега Териберской губы (фиг. 6.11). Простирание предполагаемого разлома, в окрестностях которого пробурена скважина № 7, связи с морфологией береговой линии не обнаруживает. В интервале 18,2–20,5 м от дна диамиктоновый ил имеет тугопластичную консистенцию, которая является аномальной, поскольку ниже по разрезу она становится мягко- и текучепластичной.

6.2.5. Выводы

Приведенные данные не решают проблемы происхождения фиордов, но всё же намечают пути к её решению. Опровержение гипотезы гляциоэвстатического происхождения последней планетарной трансгрессии Мирового океана, а также предшествующей ей регрессии практически снимает ограничение на возможную глубину фиордов и тем самым делает излишним привлечение ледникового фактора для объяснения природы их так называемого переуглубления. Всего лишь немногим более 14 тыс. радиоуглеродных лет назад площади Баренцевского шельфа и, вполне вероятно, значительной части континентального склона находились в субаэральном положении и дренировались реками, устья которых ныне глубоко погружены, возможно, до подножья континентального склона (см. разделы 5.1–5.3 и подразделы 6.1.3, 6.1.4). Столь крупномасштабные общие тектонические движения имели неоднородную по площади скорость и неизбежно сопровождались активизацией разломов консолидированной земной коры. Можно предполагать, что эрозионно-тектоническое расчленение атлантического побережья Норвегии с образованием глубоких подводных каньонов сопряжено с происходившими циклически дифференцированными тектоническими движениями, приведшими к возникновению погруженного на глубину до 1500 м краевого плато Вёринг. Эрозия в областях развития скальных пород пространственно тесно связана с экспонированными на их поверхность разломами и трещинами. Преобразование тектонических нарушений эрозией облегчается, если они обладают раздвиговой компонентой смещения крыльев. Справедливость этого вывода иллюстрируется фотографией одного из субмеридиональных разломов на побережье губы Орловка (см. фиг. 6.27). Он представляет собой сброс-сдвиг с раздвиговой компонентой смещения и обладает крутым (70°) падением с латеральным расхождением крыльев амплитудой несколько дециметров, которая изменяется вдоль его простирания. На участке максимального по величине раздвига висячее крыло разлома обвалилось и возникла более широкая ложбина, дно которой завалено угловатыми глыбами гранита. Подобные ложбины являлись, вероятно, зародышами многих фиордов, так как служили путями стока поверхностных вод и гравитационных дебрисовых потоков. Некоторые из них, вероятно, приурочены к грабенам, или к протяжённым раздвигам, для которых характерны субвертикальное падение стенок разлома и его пологие изгибы в плане. Таково, видимо, происхождение сильно переуглублённых субмеридиональных фрагментов Кольского залива, пространственная ориентировка которых в современной геодинамической обстановке соответствует простиранию трещин отрыва и раздвигов.

Детальное изучение физико-механических свойств четвертичных отложений губы Орловка показало, что встречающиеся иногда в низах их разреза тиллоподобные образования относятся к перемещённой на небольшое расстояние и слабо преобразованной коре выветривания гранитов или к уплотнённым в областях динамического влияния разломов фундамента диамиктоновым и гемидиамиктоновым морским илам. Поскольку неледниковыми являются и грубообломочные отложения, подстилающие морские илы (см. подраздел 6.2.2), это свидетельствует об отсутствии ледниковых образований в четвертичном покрове. Таким образом, ледниковый фактор является лишним звеном в цепи рассуждений при интерпретации природы не только переуглублённых долин и так называемой «гляциоэвстатической» трансгрессии моря на Баренцевском шельфе, но и осадков этой трансгрессии в фиордах.

Большинство исследователей уже давно отказалось от первоначальной гипотезы ледникового

происхождения этих форм рельефа, и распространённые представления о том, что ледники лишь моделировали их рельеф в значительной степени обязаны инерции мышления. Существенную роль в живучести традиционных представлений играют геоморфологические критерии: U-образная форма поперечного сечения фиордов и нередко встречающиеся в их устьях пороги – выступы кристаллического фундамента. Первый из них обычно рассматривается как признак «выпахивания» ледниками склонов речных долин, по которым они двигались. Такая трактовка вступает в противоречие с весьма ограниченными возможностями ледниковой эрозии (см. подраздел 2.2) и в сущности является умозрительной гипотезой, базирующейся лишь на морфологии многих горных речных долин, занятых ледниками. Но присутствие ледников в подобных долинах ещё не говорит о том, что их склоны испытали ледниковую переработку, против чего иногда свидетельствуют непосредственные наблюдения. Так, в 2002 г. на Кавказе произошёл сход ледника Колка, который со скоростью более 100 км/час прошёл долину р. Геналдон и упёрся в ущелье Скалистого хребта. Д.Ю. Большиянов [Большиянов, 2006], анализируя фотографию долины после этого катастрофического события, отмечает, что рельеф её склонов остался неизменным до малейших деталей, с V-образным поперечным профилем без каких-либо намёков на трогообразность. С поверхности был содран лишь дерновый покров. Такой же результат, но не связанный с сёрджем, задокументирован в Альпах. В.Г. Чувардинский [Чувардинский, 2012а] ссылается на сравнение детальной зарисовки одного из участков крупного Ронского ледника, выполненную швейцарским художником в 1825 г., с фотографией этого же участка, но освободившегося от льда, снятой через 155 лет: в тектоническом ущелье сохранились высокие вертикальные борта, на которых ледником не были срезаны даже тектонические зеркала скольжения. Происхождение «ледниковых» трогов, вероятно обусловлено, в основном, особенностями разломной тектоники, наряду с которыми определённую роль играют и другие процессы, например, морозное выветривание, в результате которого, по мнению ряда авторов, образуются так называемые плечи трога.

Тектонический фактор скорее всего ответственен и за наличие в устьях некоторых фиордов поперечных порогов (ригелей). Дело в том, что неотектоническая эпоха в большинстве регионов характеризуется сдвиговым полем напряжений, в котором оси наибольшего сжатия и растяжения располагаются в субгоризонтальной плоскости [Буртман, 1963; Кучай, Трифонов, 1977; Николаев, 1982; Крапивнер, 1986, 1992а, 2006; Крапивнер, Юдкевич, 1989; Крапивнер, Смирнов, 2001; Крапивнер, Скоробогатько, 2012; Barka, Hancock, 1984; Scheidegger, 1961; Sylvester; Smith, 1976; Sylvester, 1988; Wilcox et al., 1973]. В такой геодинамической обстановке возникают разломы скалывания, ориентированные под углом ~60–70° по отношению друг к другу, и трещины отрыва или раздвиги, параллельные биссектрисе угла между ними. Наряду с возникновением новых возможна активизация древних разломов, образовавшихся в ином поле напряжений, причём в зависимости от их простирания она будет сопровождаться раздвиговой, сбросовой или взбросовой компонентой смещения крыльев (см. подраздел 6.2.4). Таким образом, на площади выработанных в скальных породах морских побережий в неотектоническую эпоху возникают и (или) активизируются разломы разной пространственной ориентировки, простирание которых определяет и их кинематику. Одни из них продуцируют формирование фиордов, другие определяют локализацию береговой линии, с чем может быть связано и возникновение поперечных поднятий (ригелей) в устьях фиордов. Примером такого поперечного поднятия служит подводное продолжение полуострова Лодейный, хотя оно и образовалось не в устье, а ближе к кутовой части Териберской губы (см. фиг. 6.9, 6.11).

В целом, фиорды являются результатом линейной эрозии, осуществлявшейся на фоне общих колебательных и дифференцированных тектонических движений. В неотектоническую эпоху, когда, в частности, формировался рельеф современных морских побережий, первые продуцировали регрессии и трансгрессии моря, вторые – возникновение и активизацию разломов. В такой интерпретации эрозионное расчленение скальных пород докембрия и палеозоя континентального и островного обрамления Северной Атлантики происходило неоднократно, но самое молодое из них, обычно ассоциируемое с последней «гляциоэвстатической» регрессией моря, было одним из наиболее глубоких. В этой связи склоны тектонически обусловленных речных долин, погребённых

в фиордах под голоценовыми морскими осадками, гораздо древнее возраста последних эрозионных врезов, вследствие чего они выположены и местами террасированы.

Тектонические движения сопровождались сейсмическими событиями, магнитуда которых иногда была достаточной для возникновения сейсмогенных гравитационных потоков разжиженного терригенного материала. Геологические свидетельства подобных событий, в том числе, в Норвежском море, приведены в подразделе 5.5.1. Сейсмогенные гравитационные потоки способны эродировать морское дно (см. подраздел 5.5.2), поэтому не исключено, что существенное переуглубление по крайней мере некоторых фиордов обусловлено деятельностью таких потоков в затопленных морем речных долинах.

6.3. Ледниковая теория и гляциоизостазия

6.3.1. Общие сведения

Установленный геофизическими измерениями факт изостатической уравновешенности Земной коры под Гренландским и Антарктическим ледниковыми покровами был воспринят многими исследователями как подтверждение гипотезы Т. Джемиссона, выдвинутой для объяснения присутствия поднятых морских террас на побережьях областей четвертичных материковых оледенений (см. подраздел 1.1). По этой причине роль одного из важных постулатов ледниковой теории приобрёл тезис об изостатических погружениях и поднятиях топографической поверхности Балтийского и Канадского щитов в четвертичное время под влиянием периодически возникающей и исчезающей ледниковой нагрузки. Между тем, против идеи гляциоизостатического «всплывания» Фенноскандии выступали такие видные учёные как Х. Штилле и А.Д. Архангельский, а по отношению к Канадскому щиту – Г. Джеффрис, доводы которых использовал в критическом анализе этой гипотезы известный советский геофизик Е.Н. Люстих [Люстих, 1956, 1957]. Вкратце они сводятся к следующему.

1) Гипотеза «всплывания» стала популярной в то время, когда гравиметрия только зарождалась и первые измерения как будто ей благоприятствовали, удерживается же она по традиции, хотя структура поля силы тяжести эти представления не подтверждает.

2) Величина всякой изостатической аномалии, какой бы причиной она ни была вызвана, непосредственно определяет избыток или недостаток нагрузки на земную кору. Однако, соотношения знаков гравиметрических аномалий и вертикальных движений, требуемое изостатической гипотезой, в природе встречаются 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 положительными аномалиями, и в этом отношении, а также и по величине изостатических аномалий он не отличается от других районов Восточно-Европейской платформы, испытывающих тектоническое поднятие.

3) Балтийский щит представляет собой тектоническую провинцию платформы, обособившуюся ещё с древнейшего палеозоя в виде возвышенной, по отношению к окружающей местности, территории, которая временами испытывала частичное или полное погружение ниже уровня моря. Послеледниковые и современные эпейрогенические движения Фенноскандии лишь наследуют эту тенденцию.

4) Размеры области поднятий Скандинавии (~1000×1500 км) по порядку величины соответствуют размерам площадей эпейрогенических движений остальной (то есть не подвергавшейся оледенениям) части внеальпийской Средней Европы.

6.3.2. Физический механизм гляциоизостазии и проблема времени

По существующим представлениям гляциоизостатическое опускание поверхности Земли возможно потому, что породы верхней мантии обладают текучестью и выдавливаются под тяжестью ледника, перетекая в горизонтальном направлении. Процесс твёрдотельного течения в мантии описывается как деформация ползучести, для которой характерны девиаторное напряжение (σ), не превышающее определённого предела (предела ползучести), и низкая скорость ($\dot{\varepsilon}$). Ползучесть кристаллических пород бывает диффузион-

ной или дислокационной, для первой зависимость скорости от напряжений имеет вид $\dot{\varepsilon} \sim \sigma$ (ньютоновское течение), для второй – $\dot{\varepsilon} \sim \sigma^n$. Какой из этих механизмов деформации управляет течением в мантии неизвестно, но Д. Тёркот и Дж. Шуберт [Тёркот, Шуберт, 1985] приводят соображения в пользу первого из них. Эти авторы подчёркивают, что гораздо более важное влияние на мантийное течение оказывает одинаковая для обоих видов ползучести зависимость коэффициента эффективной динамической вязкости η (а, следовательно, и скорости процесса изостатической компенсации) от температуры и давления. В верхней подлитосферной части мантии (в астеносфере) соотношение между давлением и температурой таково, что наиболее легкоплавкие компоненты этой оболочки частично расплавлены. Последнее служит причиной её относительно пониженной вязкости, хотя астеносфера в целом остаётся твёрдой (пропускает поперечные сейсмические волны). Решение обратной задачи – определение вязкости астеносферы по скорости «послеледникового» поднятия Фенноскандии приводит к противоречивым результатам. По мнению Х. Милоша [Melosh, 1980] оно указывает на неньютоновское течение вещества в мантии ($\dot{\varepsilon} \sim \sigma^n$), тогда как другие данные свидетельствуют в пользу линейной зависимости между $\dot{\varepsilon}$ и σ с $\eta \approx 10^{21}$ Па·с [Mörner, 1979]. Количественные оценки вязкости астеносферы, играющей, как считается, главную роль в процессе гляциоизостазии, различаются у разных авторов на 4 порядка (от 10^{19} до 10^{23} Пас) [Сорохтин, 2002; Тёркот, Шуберт, 1985].

Исходящие из гипотезы гляциоизостатического поднятия Балтийского и Канадского щитов расчёты вязкости астеносферы, базируются на весьма спорных представлениях о механизме её ползучести, который уподобляется ламинарному течению в канале с параллельными стенками. Они справедливы для жидкости, тогда как материал астеносферы, характеризующийся субсолидусными температурами, не является таковым, а лишь деформируется как жидкость при определённых условиях. Для возникновения вызванного ледниковой нагрузкой центробежного, а после её исчезновения центростремительного перемещения вещества астеносферы, оно должно обладать прочностью, необходимой для преодоления изгибной жёсткости упругой литосферы в той её области, куда нагнетается выжимаемый материал. С сопротивляемостью литосферы изгибу над ядром нагнетания астеносферы Н.-А. Мёрнер [Mörner, 1979, 1981] связывает интенсивное образование трещин и разломов, а также современную сейсмичность Скандинавии. Последнее опровергается данными о том, что изменение энергии землетрясений во времени (с осреднением в 5 лет) происходит однотипно как в Скандинавии, так и в Срединно-Атлантическом хребте, и в пределах Земного шара в целом [Кропоткин и др., 1987]. При анализе процессов гляциоизостазии речь может идти не о свободном течении, а о компрессионной ползучести материала, обладающего в комплексе оболочек Земли особыми свойствами. Е.Н. Люстих, отрицавший гляциоизостазию Балтийского и Канадского щитов, не признавал и валидность базирующихся на ней расчётов реологических свойств подлитосферной мантии. По его мнению, либо вязкость астеносферы на несколько порядков выше, чем определяют эти расчёты, либо (что более вероятно) предельное напряжение на сдвиг («твёрдость») её вещества такова, что вертикальная нагрузка порядка 10^2 кг/см^2 ещё не может вызвать течения [Люстих, 1956, 1957]. На современном уровне знаний возможно существенное уточнение выводов этого автора, учитывающее тот факт, что под Гренландским и Антарктическим ледниковыми покровами поверхность изостатически прогнута.

Миниатюрной природной моделью процесса твердотельного течения материала астеносферы под влиянием дополнительной ледниковой нагрузки может служить складчатость нагнетания в осадочном чехле, крайним структурным выражением которой служат диапиры и криптодиапиры. Механизм формирования складчатости этого типа изучался автором на конкретных примерах и по литературным источникам [Крапивнер, 1979, 1986, 1990, 1992б, 1997, 2004, 2007]. Выяснилось, что определяющую роль в процессах нагнетания играет не вязкость или «твёрдость» материала слоёв осадочного комплекса, а соотношение этих параметров, то есть период релаксации напряжений: $T_r = \eta/G$, где η – коэффициент динамической вязкости, а G – длительный модуль сдвига материала. Большинство горных пород представляет собой вязко-упругий материал (в механике его называют телом Максвелла). Любая деформация такого материала (ε) содержит упругую (ε_e) и вязкую (ε_v) компоненты, соотношение между которы-

ми разное у разных пород. Если при постоянной деформации ($\varepsilon = \varepsilon_e + \varepsilon_v = \text{const}$) породный массив находится под не превышающим его прочность напряжением (σ) длительное время, то за период t напряжение σ_t уменьшается по сравнению с его начальным значением σ_0 экспоненциально:

$$\sigma_t = \sigma_0 \cdot \exp(-t/T_r) \qquad (6.4)$$

При $t = T_r$ $\sigma_t = \sigma_0/e$, а при $t \to \infty$ $\sigma_t \to 0$, где e – основание натуральных логарифмов.

В таком же соотношении уменьшается и упругая компонента деформации (ε_e)

$$\varepsilon_{(e)t} = \varepsilon_{(e)0} \cdot \exp(-t/T_r), \qquad (6.5)$$

тогда как вязкая компонента (ε_v) из-за постоянства общей деформации (ε) растёт. Однако вязкое поведение твёрдого тела и почти полная редукция его упругости могут проявляться и при накоплении большой конечной деформации, если только оно осуществляется с очень малой скоростью, так что на протяжении отрезков времени t, соизмеримых с периодом релаксации T_r, приростом деформации можно пренебречь. В таких условиях для практически полной редукции упругости деформируемых пород требуется время, многократно превышающее продолжительность периода релаксации напряжений. В соответствии с концепцией реидной тектоники деформационное поведение горных пород можно считать вязким, то есть адекватным поведению жидкости, при $t \geq T_r \cdot 10^3$ [Спенсер, 1981]. Таким образом, для того, чтобы твёрдая горная порода деформировалась как жидкость необходимо выполнение двух условий: 1) начальное девиаторное напряжение должно быть ниже предела установившейся ползучести деформируемого материала; 2) продолжительность деформации должна многократно превышать характерный параметр этой породы – период релаксации напряжений T_r.

Перечень природных материалов, которые играют активную роль в формировании складок нагнетания на разных уровнях осадочного чехла вплоть до приповерхностного (см. подраздел 2.4.1), свидетельствует о том, что свойством, объединяющим эти материалы, является способность образовывать под влиянием постоянных нагрузок, не превышающих их длительной прочности, большую конечную деформацию в сочетании с относительной (при данной глубине залегания) несжимаемостью, позволяющей преодолевать сопротивление деформированию со стороны вышележащих слоёв. Такое сочетание фундаментальных свойств породного материала (вязкости и прочности) определяется особенностями его вещественного состава и строения, обеспечивающими при низких напряжениях возможность динамического разновесия между разрушением внутренних структурных связей на одних участках деформируемой породы и их восстановлением на других. Это означает практическую несжимаемость материала, характерную для стадии установившейся ползучести, только с помощью которой и возможно накопление большой конечной деформации. При этом, последняя относится к типу дислокационной ползучести, осуществляемой путём вязко-пластического или катакластического течения [Крапивнер, 1986; 1992б; 1997]. В астеносфере под Гренландией и Антарктидой такое течение, возможно, обусловлено фазовыми переходами её материала (плавление и повторное отвердение) под влиянием ледниковой нагрузки. В субсолидусных условиях они возникают на участках локального снижения и возрастания девиаторного напряжения при динамическом сохранении постоянного соотношения между обеими фазами.

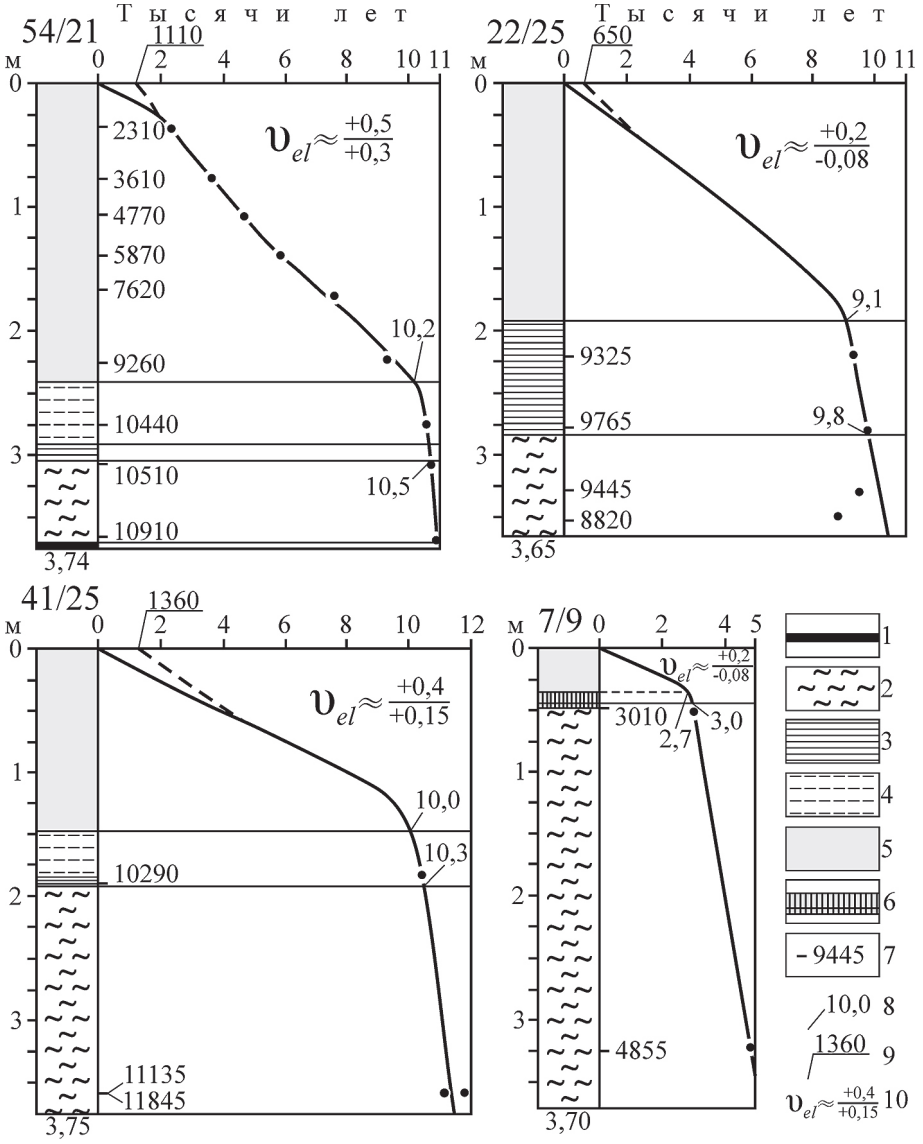
Из уравнений (6.4) и (6.5) следует, что в серии слоёв, испытывающих дополнительную статическую нагрузку, деформироваться путём установившейся ползучести начинает слой, обладающий благоприятным для этого сочетанием упомянутых фундаментальных свойств, то есть наименьшим по сравнению с другими слоями (которые сохраняют упругое состояние) периодом релаксации напряжений. В работах по реологии разных оболочек Земли чаще всего используются теоретические расчёты К.Е. Буллена и Р.А. Хэддона [Bullen, Haddon, 1967], в соответствии с которыми период релаксации напряжений T_r в литосфере составляет $\sim 3 \cdot 10^{11}$ с (~10000 лет), в астеносфере – $\sim 10^{10}$ с (порядка 1000 лет), в нижней мантии – $\sim 10^{12}$ с (порядка 100000 лет). Эти расчёты согласуются с аналитической апробацией гипотезы гляциоизостазии, из которой следует, что значение коэффициента вязкости астеносферы на 2–4 порядка величины меньше, чем в среднем для верхней мантии [Артюшков, 1979]. Таким образом, для того, чтобы астеносфера под дополнительной ледниковой нагрузкой начала деформироваться как жидкость, требуется, чтобы ледник существовал непрерывно на протяжении времени порядка

1 млн лет ($T_r \cdot 10^3$). Столь большой запас времени есть у ледниковых щитов Гренландии и Антарктиды, возраст которых заведомо больше упомянутой цифры, а площадь не испытывала существенных изменений в периоды так называемых межледниковий (см. подраздел 2.3.2). Вместе с тем, продолжительность постулируемых четвертичных материковых оледенений и межледниковий измеряется первыми десятками тысячелетий (для последнего оледенения не более 15–17 тыс. лет), поэтому изостатическая компенсация ледниковой нагрузки в Гренландии и Антарктиде не может свидетельствовать о том, что Балтийский и Канадский щиты по крайней мере на протяжении последнего миллиона лет периодически испытывали гляциоизостатические погружения и поднятия. Объективно в пользу этого говорят и выводы некоторых исследователей, не отрицавших гляциоизостазию упомянутых регионов как феномен недавнего геологического прошлого. Так, В.Н. Глазнев и А.Б. Раевский [Глазнев, Раевский, 1982] исходя из плотностной модели земной коры Балтийского щита и изостатической природы его современного поднятия получили для астеносферы величину параметра T_r, равную $(4{,}5\pm0{,}6) \cdot 10^4$ лет, которая почти на порядок величины отличается от результатов ($T_r = (5–8) \cdot 10^3$ лет), опубликованных в других работах [Магницкий, 1965; McConnel, 1968]. Гляциоизостатической природе поднятия Скандинавии и связанных с ним сейсмических событий противоречит стабильная ориентировка максимального горизонтального сжатия в эпицентрах землетрясений, которая совпадает с направлением спрединга в северной части Срединно-Атлантического хребта [Gregorsen, 1992]. Н.А. Мёрнер [Mörner, 1979, 1981] в противоположность ряду других авторов (например, [Тёркот, Шуберт, 1985] считал, что действие гляциоизостазии уже прекратилось, поскольку режим современного поднятия Фенноскандии, установившийся, по его мнению, около 8000 лет назад, связан с гораздо более вязким слоем мантии, отвечающим мезосфере. Поднятие характеризуется неравномерностью во времени и пространстве и связью с древними тектоническими структурами, то есть обладает признаками дифференцированных тектонических движений. Ниже тектоническая природа поднятия Фенноскандии, не связанная с гляциоизостазией будет обоснована на примере Кольского полуострова.

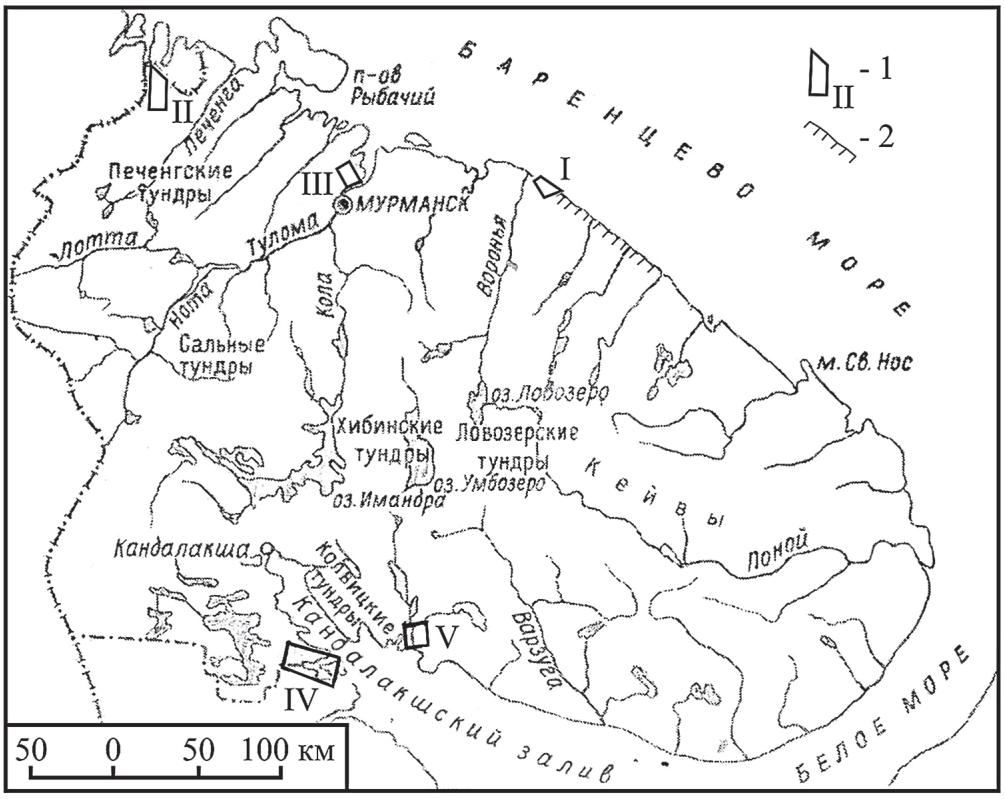
6.3.3. Природа «послеледникового» поднятия Кольского полуострова

В соответствии с ледниковой теорией на некотором этапе дегляциации на освободившуюся от материкового ледника площадь проникает гляциоэвстатическая трансгрессия моря, сменяющаяся затем гляциоизостатическим поднятием территории [Имбри Д., Имбри К., 1988], амплитуда которого пропорциональна мощности исчезнувшего глетчерного льда. Приведенный палеогеографический сценарий базируется на результатах повторного нивелирования, выполнявшихся в Финляндии с 1892 по 1910 г. и с 1937 по 1950 г. [Гутенберг, 1963], и наблюдениях за гипсометрическим положением поднятых береговых линий и морских террас на побережьях Балтийского и Канадского щитов, которые считаются центрами Скандинавского и Лаврентийского ледниковых покровов. В период обоснования этих выдвинутых ещё в 1865 г. представлений (см. подраздел 1.1), для Фенноскандии впервые выполненного в 1892 г. Г. де Геером [Былинский, 1996], состав и строение новейших отложений в окружающих Скандинавию морях были практически неизвестны. К настоящему времени положение изменилось. Длительный хиатус, разделяющий на Баренцевском шельфе периоды накопления слабоконсолидированных морских осадков и подстилающего диамиктона, обычно принимаемого за тилл последнего оледенения, (см. подраздел 5.2), не совместим с представлениями о гляциоизостатическом «всплывании» Скандинавского полуострова в отрезок времени, отведенный ледниковой теорией на последнюю дегляциацию. Так называемая поздне-послеледниковая трансгрессия Мирового океана началась примерно 14 тыс. радиоуглеродных лет назад и имеет геократическую природу (см. подразделы 6.1.2, 6.1.3). Обусловившие её тектонические погружения были наложены и на окраины областей устойчивого поднятия, таких как Фенноскандия (см. подраздел 6.2), а также на островные орогенные сооружения Баренцевского шельфа. На основной площади Баренцева моря эти погружения продолжаются доныне, причём их амплитуда и скорость нарастают по мере удаления от материковой и островной суши – вдоль окраин орогенов на порядок быстрее, чем по отношению к низменным аккумулятивным равнинам (см. подраздел 6.1). Погруженные участки ороге-

нов и, в том числе, Фенноскандии, уже ~9–10 тыс. радиоуглеродных лет назад начали выступать из-под уровня моря (фиг. 6.29), и в дальнейшем их тектонический режим отображал борьбу между тенденциями к поднятию и погружению с последовательным увеличением роли первой. В рамках ледниковой теории это интерпретируется как связанные с последней дегляциацией и изменениями климата колебания уровня моря, которым присваиваются названия по руководящему виду



▲ **Фиг. 6.29.** Колонки отложений, отобранные со дна пресноводных озёр на побережье Кольского полуострова в районе губы Ярнышная [Snyder et al., 1997 с дополнениями и изменениями], местоположение см. на фиг. 6.30, 6.31. *1* – диамиктон; *2* – слой 1, сублиторальные фации лиманов и бухт, приуроченные к эрозионно-тектоническим ложбинам (алевритовые и песчано-алевритовые глины с остатками морской биоты); *3*, *4* – слои 2 и 3, регрессивные осадки приливной литорали в мини-эстуариях; *3* – слой 2, проксимальная фация (тонкослоистые алевриты и глины с диатомовой флорой переходного типа), *4* – слой 3, дистальная фация (переслаивание глинистого алеврита с песчанистым, в составе диатомовой флоры доминируют индифферентные виды); *5* – слой 4, озёрные осадки (органогенный ил с пресноводной диатомовой флорой); *6* – маломощный горизонт в слое 4 с диатомовой флорой переходного типа; *7* – радиоуглеродная датировка; *8* – радиоуглеродное время начала и конца формирования осадков приливной литорали; *9* – радиоуглеродный возраст образца озёрных осадков, отобранного с поверхности дна; *10* – в числителе средняя скорость поднятия местности, окружающей озеро, после завершения регрессии моря, в знаменателе средняя скорость поднятия (+) или погружения (–) днища озера за это же время



▲ **Фиг. 6.30.** Участки отбора колонок четвертичных отложений со дна озёр прибрежной зоны Кольского полуострова. 1 – границы участка и его номер: I – район губы Ярнышной [Snyder et al., 1997, 2000], II – район р. Паз (Патасойка), III – район г. Полярный, IV – юго-западный берег Кандалакшского залива, район г. Лесозаводск, V – северо-восточный берег Кандалакшского залива, район пос. Умба [Колька и др., 2005; Евзеров и др., 2007]. 2 – участок рекогносцировочного обследования голоценовых морских террас на Баренцевоморском побережье Кольского полуострова [Snyder et al., 1996]

моллюсков (трансгрессии Портландия, Фолас, Тапес, Тривия и Острея, регрессия Литторина и др.). Трансгрессиям соответствуют морские террасы и береговые линии, зачастую датированные по содержанию ^{14}C в морских раковинах [Арсланов и др., 1974]. Изменения их абсолютных высот трактуются как результат гляциоизостатического «всплывания» территории, причём сведения по четвертичной геологии сопредельного шельфа, в частности, хорошо изученного Баренцева моря, практически игнорируются. Это позволяет усомниться в адекватности геолого-геоморфологического анализа, служащего фактологической основой гипотезы гляциоизостазии, физический механизм которой, как было показано в предыдущем подразделе, делает её по отношению к Балтийскому и Канадскому кристаллическим щитам неприменимой.

Сравнительно недавно в различных районах побережья Кольского полуострова и на одном из участков южного берега Кандалакшской губы были выполнены реконструкции амплитуд позднe-послеледникового «гляциоизостатического» поднятия территории (фиг. 6.30). Они базировались на радиоуглеродном датировании в осадочных колонках современных озёр «момента» перехода от морских условий осадконакопления к озёрным [Колька и др., 2005; Евзеров и др., 2007; Snyder et al., 1996, 1997], а также в прослеживании гипсометрического положения голоценовых морских террас между устьем р. Воронья и мысом Красный [Snyder et al., 2000]. Наиболее обстоятельно геологическая информация о выполненных исследованиях изложена в публикациях по побережью Мурмана [Snyder et al., 1996, 1997], что позволяет оценить корректность сделанных авторами выводов и обосновать изменения фациальной природы некоторых выделенных ими литостратиграфических подразделений.

Побережье Мурмана в районе губы Ярнышная

В полосе побережья Мурмана шириной от 2 до 5 и протяжённостью около 15 км было исследовано 4 озера, урезы воды которых расположены на абсолютных высотах, равных: 54 м (оз. Ярнышное-3, максимальная глубина H_m = 21 м); 41 м (оз. Ярнышное-1, H_m = 25 м); 22 м (оз. Подрахинское, H_m = 25 м) и 7 м (оз. Глубокое, H_m = 9 м). Для удобства дальнейшего изложения, озёра и отобранные из них колонки донных грунтов ниже обозначаются, как и у авторов публикаций первоисточников, цифрами, соответствующими абсолютной отметке уреза озёрной воды (фиг. 6.29). Топографическая поверхность выработана в кристаллических породах докембрия, а ориентировка долин и морфология береговой линии, как справедливо отмечают авторы [Snyder et al., 1996, 1997], контролируются многочисленными разрывными нарушениями. Б.И. Кошечкин [Кошечкин, 1969] относит Баренцевоморское побережье Кольского полуострова к областям умеренного и слабого неотектонического поднятия с густой сетью разломов, которые отображаются в рельефе в виде линейных депрессий с расположенными внутри них долинами рек и чётковидных систем озёр. По космоснимку можно выделить три группы наиболее распространённых тектонических направлений: с.з. 312–320°, с.с.з. 340–350° и с.с.в. 20–30°. Реже встречаются разрывы, простирающиеся по азимутам з.с.з 295–308°, с.с.в. 10°, с.в. 55–65° и др. Разломы подобных ориентировок были зафиксированы и в окрестностях губы Териберка, расположенной в ~30 км западнее (фиг. 6.9). Недра прибрежной зоны Кольского полуострова и восточной части Баренцевского шельфа по крайней мере с конца позднего неоплейстоцена характеризуются сдвиговым полем тектонических напряжений с субмеридиональной ориентировкой осей наибольшего сжатия [Веселов и др., 1984; Кулага и др., 1986; Крапивнер, 2007; Крапивнер, Скоробогатько, 2012; Зыков, 2015]. В такой геодинамической обстановке разрывные нарушения, простирающиеся по азимутам с.з. 340–350° и с.з. 312–320°, кинематически представляют собой, соответственно, раздвиги или сдвиго-раздвиги и правые сбросо-сдвиги, а ориентированные по направлению с.с.в. 20–30° – левые сбросо- или взбросо-сдвиги. Почти все озёра, в том числе исследованные американскими специалистами, расположены в протяжённых узких (первые сотни метров) прямолинейных ложбинах, чаще всего выстраиваясь на этих тектонических линиях в цепочки соответствующей ориентировки (фиг. 6.31). Чрезвычайная свежесть этого рельефа в комплексе со сведениями о нео-

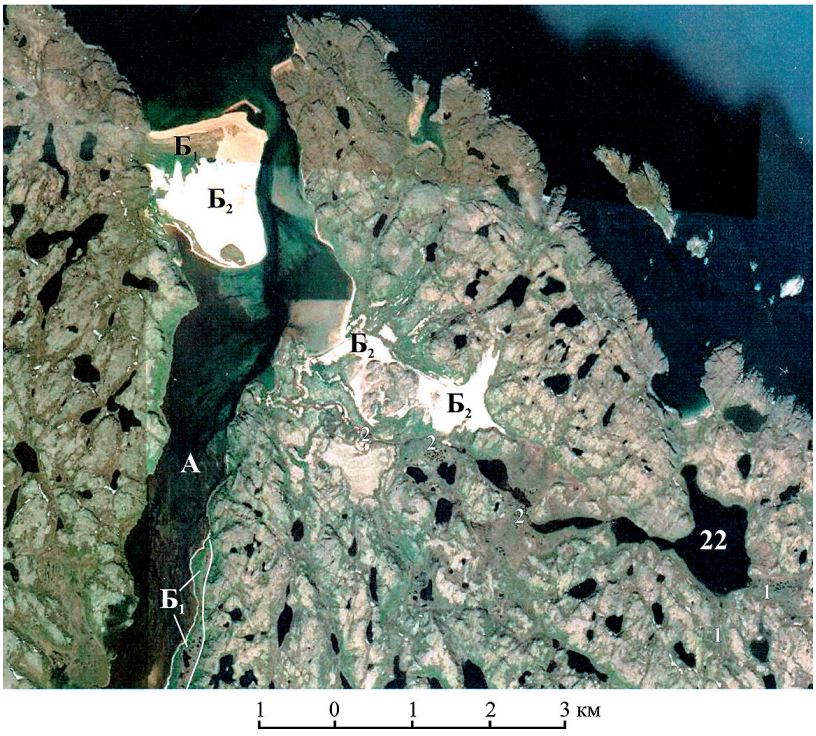


◀ **Фиг. 6.31.** Космоснимок района расположения озёр 7, 22, 41 и 54 [Snyder et al., 1997, 2000] в районе губы Ярнышная (А)

тектонической активности разломов Кольского полуострова [Николаева, 2001; Чувардинский, 2008, 2012а; Колодяжный и др. 2007; Зыков, 2015], подтверждают вывод о том, что эти линеаменты представляют собой разрывные нарушения разных кинематических типов. Водораздельное плато в окрестностях исследованных озёр характеризуется абсолютными отметками 100–200 м. Зафиксированная Дж. Снайдером с соавторами в пределах района поднятая береговая линия, вырезанная в докембрийских породах на абсолютной высоте 48 м, была сопоставлена с Главным позднедриасовым уровнем моря в северной Норвегии.

Колонки донных грунтов длиной 365–374 см были получены бурением со льда с помощью вибропоршневой трубки. Точки бурения приурочены к максимальной глубине каждого озера. Наиболее древние грунты достигнуты в озере 54 и пройдены на глубину 7 см. Они представлены когезивными песчано-алеврито-глинистыми отложениями с повышенным содержанием гальки, происхождение которых из-за скудости данных осталось невыясненным. Скорее всего они представляют собой диамиктон, аналогичный распространённому на внутреннем шельфе Баренцева моря под покровом слабоконсолидированных осадков (см. раздел 5.2). Выше залегают осадки, которые разделены на четыре слоя, пронумерованные снизу вверх, их мощности и радиоуглеродные датировки приведены на фиг. 6.29.

Слой 1. Разнообразные – от песчано-алевритовых с примесью глинистой фракции до глинисто-алевритовых морские осадки, которые в терминах приведенного в подразделах 5.3, 5.4 и 6.2.2 фациального анализа можно считать аналогами диамиктоновых (колонка 54 и 41), гемидиамиктоновых (колонка 22) и глинистых (колонка 7) илов. В настоящее время илами они не являются, потому что в процессе поднятия были в значительной степени обезвожены дренажом в зоне аэрации. Морские отложения характеризуются массивной текстурой, редкими включениями гравия, мелкой гальки. Встречаются макроостатки морских водорослей, агглютинирующие фораминиферы, обломки и целые раковины мелководных морских моллюсков. Диатомовые анализы выполнялись только в зоне их постепенного перехода в вышележащий горизонт. Они обнаружили бедную плохо сохранившуюся флору морских и солоноводных диатомей, в колонке 7 вместе с переотложенными палеогеновыми формами, что характерно для новейших отложений Баренцевского шельфа. По условиям залегания, литологическому облику и геоморфологической позиции эти осадки относятся к группе фаций фиордов и бухт, состав и строение которых детально изучены в губе Орловка,



▶ **Фиг. 6.32.** Космоснимок района эстуария р. Вороньей. А – эстуарий р. Воронья, $Б_1$ – песчаная морская терраса высотой 8 м [Скоробогатько, 1986, 1987], $Б_2$ – перевеянная поверхность морской террасы высотой 8 м, 1 – долина ручья, впадающего в озеро 22, 2 – долина ручья, вытекающего из озера 22

где их максимальная вскрытая мощность достигает 44,2 м. В период максимума трансгрессии фиорд губа Териберка – губа Орловка был несколько глубже, чем в настоящее время (см. подраздел 5.3.3), что указывает на вовлечённость прибрежной зоны Кольского полуострова в тектоническое погружение, охватившее площадь Баренцевского шельфа (см. раздел 6.2, подраздел 6.3.1). В этот период море проникало вглубь полуострова по линейным эрозионно-тектоническим понижениям в его рельефе, вследствие чего фиорды становились гораздо более длинными и ветвистыми. Помимо упомянутых морских осадков существуют и геоморфологические признаки недавнего погружения побережья, которыми могут служить эстуарий р. Вороньей, озеро Первое Титовское на южном продолжении губы Завалишина и подтопленное низовье р. Териберка (см. фиг. 6.9, фиг. 6.32).

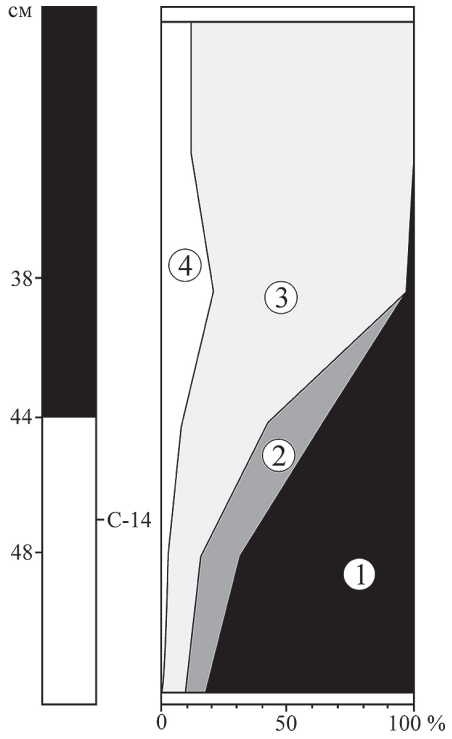
Слой 2. Примерно 10,5; 10,3 и 9,8 тыс. радиоуглеродных лет назад в колонках, соответственно, 54, 41 и 22 накопление морских осадков сменилось формированием горизонта, который Дж. Снайдер с соавторами считают переходным от морских отложений к озёрным (см. фиг. 6.29). Он представлен глинистыми алевритами и алевритистыми глинами мощностью, соответственно, 14; 7 и 92 см, важной отличительной чертой которых является выдержанная тонкая горизонтальная слоистость. В кернах она выражена изменениями цвета и текстуры, а на рентгенограммах – контрастами плотности. В основании слоя в сантиметре осадка насчитывается 10–14 пар слойков, вверх по разрезу их толщина возрастает. Содержание органического углерода (потери при прокаливании) изменяется от менее 2% до 3–6%. Скорость накопления ленточнослоистых алевритов и глин в соответствии с радиоуглеродными датировками в колонке 22, где их мощность максимальна (см. фиг. 6.29), составляет ~0,13 см/год. В осадках изредка встречаются мелкие растительные макрофоссили, а в колонке 22 вблизи их подошвы обнаружен прослой сплошного скопления водорослей (mat), причём в составе содержащихся в нём диатомей доминирует полигалобный (предпочитающий солёность >30‰) вид *Cocconeis scutellum*. По сравнению с подстилающими заведомо морскими отложениями количество непереотложенных диатомей в осадках ленточнослоистого горизонта увеличивается на 1–2 десятичных порядка. Доминируют виды, предпочитающие щелочную обстановку с подчинённым количеством галофилов и мезогалобов (солёность 30–0,2‰), которые исчезают на границе с вышележащими отложениями. Рассматриваемый «переходный» горизонт по ряду признаков гораздо ближе к подстилающим морским осадкам, чем к вышележащим озёрным. Он характеризуется примерно такой же скоростью седиментации, близким содержанием органического углерода и связан с морскими осадками постепенным переходом, вследствие чего в кровле последних иногда проявлены слабые признаки горизонтальной слоистости. По условиям залегания, литологии и составу диатомовой флоры этот горизонт относится к регрессивным фациям приливной литорали, трансгрессивные аналоги которых часто встречаются в разрезах покрова слабоконсолидированных осадков Баренцевского шельфа (см. подраздел 5.3.1). Показательно отсутствие «переходного» горизонта в колонке, отобранной на озере 7. Дж. Снайдер с соавторами связывают это с незначительными глубиной и площадью озёрного бассейна, вследствие чего при гляциоизостатическом всплывании побережья морская вода из него быстро удалялась. Подобная интерпретация представляется искусственной, поскольку переходная зона между морскими и озёрными осадками существует и в колонке озера 7 (см. характеристику слоя 4), но литологически она выражена слабо (горизонт с чёрной пятнистостью в интервале 41–47 см [Snyder et al., 1997]) и выделятся лишь по составу диатомовой флоры. Вместе с тем, как будет показано ниже, отсутствие ленточнослоистых осадков слоя 2 в упомянутой колонке вполне естественно, если признать, что они формировались на приливной литорали. В бассейнах озёр 54, 41 и 22 отложение этого слоя закончилось, соответственно, около 10,2; 10,0 и 9,1 тыс. радиоуглеродных лет назад.

Слой 3. В колонках 54 и 41 ленточнослоистый горизонт перекрыт глинистым алевритом мощностью, соответственно, 49 и 36 см, обладающим неравномерной грубой слоистостью. Слои представлены алевритом с меньшей, чем в основной массе, примесью глинистых частиц и бóльшей примесью песка. Толщина песчано-алевритовых слойков достигает 3 мм, а расстояние между ними превышает эту величину. Диатомовая флора изучалась лишь в нижних 12–18 см отложений. В её составе доминируют индифферентные виды с примесью (до 5%) единичных галофильных видов, унаследо-

ванных от ленточнослоистого горизонта. Иногда в крайне незначительных количествах встречаются галофобы (солёность <0,2‰), содержание которых лишь в кровле слоя в колонке 41 достигает 10%. В колонках 22 и 7 рассматриваемый слой отсутствует.

Слой 4. Геологический разрез во всех грунтовых колонках завершается неслоистыми органогенными илами с большим количеством макрофоссильных растительных остатков. Объёмная плотность их высушенных образцов, как правило, меньше 0,5 г/см^3, лишь в колонке 22 иногда незначительно превышая это значение и из-за столь слабой консолидации самая верхняя часть осадков была потеряна при бурении [Snyder et al., 1997], о чём свидетельствуют их радиоуглеродные датировки в интервалах керна от 0 до 1–2,5 см от дна (см. фиг. 6.29). По сравнению со слоями 1–3 скорость осадконакопления снижается на десятичный порядок (соответственно 0,15–0,3 и 0,015–0,02 см/год). Диатомовая флора изучалась только в колонке 7 в интервале 0–51 см (мощность озёрных илов 44 см). В ней отсутствуют фации приливной литорали (слои 2 и 3), внутри которых происходит переход от морской и солоноводной обстановки к пресноводной, поэтому смена характера диатомовой флоры в этой колонке осуществляется в кровле морских и основании озёрных осадков в интервале 47–38,5 см формирование которого завершилось ~2700 радиоуглеродных лет назад (см. фиг. 6.29). Внутри него количество полигалобных и мезогалобных диатомей, составляющих до 90% диатомовой флоры, последовательно уменьшается вверх по разрезу за счёт роста индифферентных видов (от 20 до до 80%) и галофобов (от 4–5 до 20–23%). В верхней части озёрных осадков (37–0 см) господствуют индифференты (77–90%), а остальные диатомеи представлены галофобами (фиг. 6.33).

Дж. Снайдер с соавторами связывают образование этих осадков с гляциоэвстатической трансгрессией моря и последовавшим за ней гляциоизостатическим «всплыванием» Кольского полуострова. Переход от морского осадконакопления к озёрному, по их мнению, был обусловлен существованием подводных порогов, которые в период формирования тонкослоистых осадков «переходного» слоя 2 обнажились из-за гляциоизостатического «всплывания» местности, тем самым прервав связь бассейнов седиментации с морем.



▲ **Фиг. 6.33.** Изменение состава диатомовой флоры при переходе от морских осадков к озёрным вверх по разрезу колонки озера 7. Чёткая литологическая граница между ними вскрыта на глубине 44 см от поверхности дна. Диатомовая флора является морской до глубины 47 см и пресноводной – с глубины 38,5 см, в интервале 38,5–47 см она имеет переходный характер. Виды диатомей: 1 – полигалобные, 2 – мезогалобные, 3 – индифферентные, 4 – галофобы

Такое объяснение, традиционное для гляциогеологических реконструкций, не учитывает возможности молодых дифференцированных движений земной коры, признаки которых запечатлены в современном рельефе местности. Оно, кроме того, противоречит поздненеоплейстоцен-голоценовой геологии Баренцевского шельфа (см. начало настоящего подраздела) и не имеет серьёзного обоснования в рамках традиционных взглядов на историю последнего оледенения Кольского полуострова. В его северной части известна только прерывистая «морена», положение границы последнего ледникового щита является объектом дискуссии, а её связь с позднедриасовой береговой линией лишь постулируется авторами. Кстати, реальность самóй этой береговой линии в районе пос. Дальние Зеленцы не подтверждена какими-либо характерными геолого-геоморфологическими признаками (грубозернистые прибрежные

отложения с фауной, и т.п.). Единственным документом является фотография, отображающая перегиб склона водораздельного плато к озеру 41, расположенный на высоте 7 м над урезом воды в нём, но сведения о гипсометрической выдержанности этого перегиба по латерали не приводятся. Если морская терраса действительно существует, она, как свидетельствует космоснимок (см. фиг. 6.31), присутствует лишь в виде небольших фрагментов на выработанных в докембрийских породах бортах упомянутых в начале подраздела линейных ложбин, которые определяют рисунок эрозионно-тектонического расчленения современного рельефа территории. Они, подобно желобам, пересекающим пояс мелководных банок на Баренцевском шельфе (см. подраздел 5.2.1), врезаны в субстрат отложений последней морской трансгрессии – в данном случае в докембрийские гранитоиды, прорезая поверхность гипотетической «позднедриасовой» террасы, и выполнены отложениями последней морской трансгрессии, которые в локальных котловинах перекрыты осадками пресноводных озёр. Таким образом, вскрытые под ними морские слои 1–3 гораздо моложе упомянутой проблематичной позднедриасовой террасы и, следовательно, ограничивающая её береговая линия не может служить маркёром для реконструкции амплитуды гляциоизостатического всплывания местности.

Днища упомянутых ложбин обладают продольным уклоном, о чём свидетельствует тот факт, что присутствующие в них озёра часто соединены небольшими водотоками, которые в конце концов впадают в море. Продольный уклон между озёрами 54 и 41, например, равен 0,016, а между озером 22 и берегом моря – 0,015. Подобные факты указывают на то, что в период последней «гляциоэвстатической» трансгрессии море проникало на некоторое расстояние вглубь Кольского полуострова по долинам рек и небольших водотоков, наследовавших систему разрывных нарушений в докембрийских породах. Это согласуется с результатами геолого-геофизических исследований в губе Орловка, расположенной в 30 км западнее губы Ярнышная. Показательно, что на расширенных участках эрозионно-тектонической долины р. Орловка также присутствуют озёра (см. подраздел 6.2.2). В пользу того, что такая же ситуация имеет место и в рассматриваемом районе, указывает и завершение разреза морских осадков в большинстве приведенных выше колонок ленточнослоистыми илами фаций приливной литорали. Они формировались в устьях малых рек типа р. Орловки, приуроченных к узким эрозионно-тектоническим ложбинам, в которые при регрессии моря ещё проникали приливы. Поскольку в области питания малых рек рассматриваемого региона распространены докембрийские гранитоиды, они выносят в море терригенный материал, главным образом, алевритовой и песчаной размерности, тогда как основная масса глинистых частиц доставляется к их устьям приливами. По этой причине латеральное распространение фаций в мини-эстуариях, возникших в подобных условиях, прямо противоположно таковому в устьях крупных рек низменных аккумулятивных равнин: в первом случае более грубый материал приурочен к вершине, а наиболее тонкий – к устью мини-эстуария, во втором – картина обратная. Отсюда следует, что закономерность изменения гранулометрического состава осадков в регрессивном разрезе небольших ископаемых мини-эстуариев рассматриваемого района аналогична таковой в трансгрессивных разрезах палео-эстуариев на Баренцевском шельфе: содержание пелитовой фракции последовательно снижается снизу вверх по разрезу за счёт возрастания роли алевритового, а вблизи кровли и песчаного материала (см. подраздел 5.3.1). Именно такой факт зафиксирован в вертикальном разрезе наиболее мощного (92 см) разреза тонкослоистых эстуариевых осадков на озере 22. В его нижней части глинистая и алевритовая составляющие гранулометрического состава соотносятся как 60 к 35–40. Вверх по разрезу это соотношение плавно изменяется в пользу алеврита, который начинает преобладать с глубины ~0,2 м от кровли слоя 2 и вблизи неё достигает значения 40 к 50–55, причём одновременно возрастает (до 5–10%) и роль песчаной фракции [Snyder, et al., 1997, фиг. 9].

Отсутствие «переходного» тонкослоистого горизонта в колонке, отобранной из озера 7, объясняется тем, что оно расположено в эрозионно-тектонической ложбине, которая переходит в узкий залив (фиорд) протяженностью около 3 км с выходом в открытое море на юго-востоке. Последнее препятствует проникновению в него формирующейся в Северной Атлантике приливной волны (см. подраздел 5.3.1), движущейся вдоль берега Кольского полуострова в юго-восточном направле-

нии. Это усугубляется наличием острова Большой Олений, из-за которого протяжённость «барьера», отделяющего озеро 7 от открытого моря на юго-востоке, возрастает до 8 км. Вместе с тем, озёра 54, 41 и 22, в которых присутствует регрессивная фация приливной литорали, приурочены к линейным ложбинам, «впадающим» в морские заливы, которые открываются навстречу направлению движения приливной волны (см. фиг. 6.31). В колонках 54 и 41, наиболее удалённых от моря, ленточнослоистые глинистые илы приустьевой части ископаемых мини-эстуариев имеют минимальную мощность (14 и 7 см). Вместе с тем, между морскими и заведомо озёрными осадками слоя 4 в них присутствует горизонт глинистых алевритов (слой 3), обладающий отчётливой, но более грубой, чем в подстилающих тонкослоистых илах, горизонтальной слоистостью. Гранулометрический состав этих осадков сходен с составом тонкослоистых глинисто-алевритовых илов верхней части слоя 2 в колонке 22. Так, в колонке 54 соотношение пелит/алеврит составляет 40/60, а в колонке 41 оно изменяется от 25/60 до 30/65 и от 5 до 15% приходится на долю песка [Snyder et al., 1997, фиг. 4, 7]. По текстуре, составу диатомовой флоры, содержанию $C_{орг}$, физическому состоянию (степени консолидации) и скорости осадконакопления слой 3 в колонках 54 и 41 гораздо ближе к подстилающему слою 2, чем к вышележащим озёрным осадкам слоя 4. По всей вероятности, он формировался в тех же небольших эстуариях, что и слой 2, но в их кутовых частях. В пользу такой интерпретации свидетельствует тот факт, что в озере 7, куда в морскую фазу седиментации приливы проникать не могли (см. выше), вместе со слоем 2 отсутствует и слой 3. Таким образом, полная мощность эстуариевых осадков в колонках 54, 41 и 22 равна, соответственно, 64, 43 и 92 см и накапливались они в первых двух случаях в течение ~300, а в озере 22 – ~700 лет (10500–10200, 10300–10000 и 9800–9100 радиоуглеродных лет назад, см. фиг. 6.29).

Последняя трансгрессия на Баренцевском шельфе не связана с дегляциацией и имеет геократическую природу (см. подразделы 5.2, 6.2), поэтому регрессивный характер приведенных выше разрезов слабоконсолидированных морских осадков указывает на седиментацию в обстановке общего тектонического поднятия. В результате, приблизительно 10500 и 10300 радиоуглеродных лет назад (поздний дриас по ледниковой геохронологии) на площади современных озёр 54 и 41 дно эрозионно-тектонических ложбин, в которых происходило морское осадконакопление, достигло среднего уровня моря и продолжало подниматься ещё в течение ~300 лет, оставаясь в зоне приливной литорали. В настоящее время кровля эстуариевых осадков приливной литорали (слоя 3) в этих озёрах расположена, соответственно, на 30,6 и 14,5 м выше среднего уровня моря, откуда следует, что дно упомянутых ложбин поднималось и после их выхода из зоны влияния приливов, то есть после ~10,2 (колонка 54) и ~10,0 (колонка 41) тыс. лет назад со скоростью равной, соответственно, ~0,3 и ~0,15 см/год. Однако, несмотря на то, что море отступило, осадконакопление не прекратилось, а продолжалось в озёрах с незначительным поступлением терригенного материала, вследствие чего оно отличалось низкой скоростью и повышенной ролью автохтонного органического вещества. Между тем, в пределах отрезков эрозионно-тектонических ложбин, расположенных между озёрными котловинами, на поверхность в соответствии с геологическими разрезами колонок 54 и 41 должны быть экспонированы отложения последней морской трансгрессии (слой 3), либо перекрывающий их маломощный аллювий. По этой причине кровля литоральных морских осадков здесь, вероятно, расположена примерно на уровне уреза воды в озёрах, что указывает на скорость поднятия днищ эрозионно-тектонических ложбин равную ~0,5 см/год (район озера 54) и ~0,4 см/год (район озера 41). Таким образом, днища озёрных котловин поднимались в 1,5–2,5 раза медленнее, чем разделяемые ими отрезки ложбин, то есть по отношению к ним погружались со скоростью ~0,2 и ~0,25 см/год.

Одной из самых распространённых причин локализации озёрных бассейнов внутри эрозионно-тектонических ложбин, возможно, является близкая к меридиональной ориентировка их котловин, наиболее благоприятная для формирования раздвигов в существующем сдвиговом поле тектонических напряжений (см. выше). В пользу этого свидетельствуют морфоструктуры типа пулл-апарт в долинах некоторых рек северо-востока Кольского полуострова [Зыков, 2015], а также тот факт, его самые крупные, озёра – Умбозеро (глубина около 100 м), Ловозеро и северная наиболее глубокая (до 67 м) часть озера Имандра приурочены к субмеридиональным разломам. Если это так,

то зона максимальных глубин может иметь субмеридиональное направление даже и в озерах, вытянутых вдоль эрозионно-тектонических ложбин диагонального простирания, фиксируя фрагменты сдвигов с раздвиговой компонентой смещения или короткие кулисно расположенные зоны трещин отрыва и раздвигов. Кроме того, возникновение озёрных котловин в этих ложбинах может быть обусловлена неравномерностью распределения скоростей неотектонических движений вдоль их простирания, а также движениями по разломам поперечного по отношению к вмещающей ложбине направления. Так, озеро 54, вероятно, возникло на участках возрастания раздвиговой компоненты смещения крыльев двух разломов, к которым приурочены вмещающие его ложбины, из-за небольшого отклонения их простираний в сторону меридиональных румбов, а котловина озера 41 приурочена к зоне сочленения разломов северо-западной (312°) и северо-восточной (55°) ориентировок (см. фиг. 6.31). Столь молодые проявления дифференцированных тектонических движений привели к тому, что протекавшие по ложбинам в конце неоплейстоцена перед последней трансгрессией моря небольшие речки при его регрессии распадались на разделённые озёрами фрагменты, днище которых сложено голоценовыми морскими осадками или аллювием неглубоко врезанных в них ручьёв и небольших речек.

Наиболее отчётливо признаки дифференцированной голоценовой тектоники проявлены в районе озера 22, самого крупного из 4-х исследованных бурением. Судя по ориентировке его прямолинейных берегов оно находится во впадине, ограниченной активными разломами, простирающимися по азимутам с.с.з. 340°, с. 360° и с.в. 60°. В конце неоплейстоцена до начала последней трансгрессии Баренцева моря к этой впадине было приурочено слияние нескольких стекавших с юга и юго-востока небольших речек, объединившихся в правый приток р. Вороньей протяжённостью около 6 км, погребённая долина которого вытянута по направлению з.с.з 312° (см. фиг. 6.32). Во время трансгрессии море проникало в эту впадину по долине упомянутого правого притока р. Вороньей. Примерно 10 тыс. радиоуглеродных лет назад или несколько ранее погружение прибрежной зоны полуострова в районе нынешнего устья р. Вороньей сменилось поднятием и море начало отступать. На завершающем этапе регрессии, начавшемся 9,8 тыс. лет назад, впадина будущего озера 22 затапливалась лишь водами высоких приливов, формировавшими осадки глинистой осушки (слой 2, см. фиг. 6.29). Начиная с 9,1 тыс. радиоуглеродных лет назад приливы уже не достигали этой впадины. Дальнейшее отступание моря по погребённой долине правого притока р. Вороньей фиксируется цепочкой вытянутых вдоль неё и соединённых узкими протоками озёр. В ~2 км от устья в соответствии с данными геологического картирования [Скоробогатько, 1986, 1987] эта долина переходит в 8-метровую морскую террасу, поверхность которой местами сильно перевеяна. Из последнего в цепочке озера вытекает ручей, впадающий в эстуарий р. Воронья (см. фиг. 6.32). С учётом того, что 9,1 тыс. лет назад впадина будущего озера 22 располагалась ещё в зоне сизигийных приливов, рельеф погребённой под морскими осадками долины правого притока р. Вороньей указывает на то, что за прошедшее с тех пор время амплитуда поднятия местности нарастала по мере удаления от эстуария р. Вороньей. В районе современного озера 22 она достигала ~22 м, а скорость поднятия составила ~0,2 см/год (2200 см/9100 лет). Вместе с тем, кровля регрессивных осадков приливной литорали (слой 2, см. фиг. 6.29), которая 9,1 тыс. лет назад располагалась примерно на среднем уровне моря, в настоящее время находится в 4,9 м ниже этого уровня. Отсюда следует, что за прошедшее с тех пор время днище впадины на фоне общего поднятия местности погрузилось по ограничивающим её разломам примерно на 5 м со скоростью ~0,05 см/год.

Озеро 7 является одним из девяти озёр, образующих цепочку в опущенном крыле хорошо выраженного в рельефе разлома запад-северозападной ориентировки (293°), на восток-юговосточном продолжении которого расположен небольшой фиорд (см. фиг. 6.31). Оно приурочено к зоне сочленения этого разлома с разрывными нарушением, простирающимся по азимуту с.в. 55°. На поверхности его дна, находящегося в двух метрах ниже уровня моря, залегают пресноводные илы (слой 4) мощностью 0,44 м, которые подстилаются морскими осадками (слой 1). Природа этого феномена аналогична таковой в озере 22, но отсутствие в разрезе осадков приливной литорали (слоёв 2 и 3) существенно затрудняет определение скорости общего поднятия местности и относительного погружения дна озера. Если принять, что

накопление ила в интервале 0,47–0,37 м, в котором морская диатомовая флора сменилась пресноводной (см. фиг. 6.29), происходило примерно на среднем уровне моря, то скорость погружения дна озера составит ~0,09 см/год (237 см/2700 лет). Вместе с тем, окружающая местность за это время поднималась со скоростью ~0,26 см/год (700 см/2700 лет).

Другие участки Кольского полуострова и южный берег Кандалакшской губы в районе пос. Лесозаводск

Сотрудники Геологического института Кольского научного центра РАН и университета Тромсё, Норвегия, которые ниже для удобства изложения будут называться авторами, исследовали ещё 4 участка на побережье Баренцева моря и Кандалакшского залива [Колька и др., 2005; Евзеров и др., 2007]. Они отличаются от района губы Ярнышная присутствием прерывистого покрова четвертичных отложений, маскирующего тектоническую структуру докембрийского фундамента, породы которого местами выступают на дневную поверхность (см. рис. 6.30). Исключением является лишь район г. Полярного (участок III), озёра которого приурочены к линейным или изометричным тектоническим (возможно, эрозионно или абразионно-тектоническим) впадинам, выработанным в экспонированных на поверхности докембрийских кристаллических породах. В пределах исследованных участков с помощью вибропоршневой трубки со дна 36 озёр были получены грунтовые колонки, в 32-х из которых выполнялись датировки осадков по ^{14}C. Длина керна изменялась от 0,4–0,6 м до 5,5 м (в одном случае 7 м), чаще всего составляя 2–3 м. На участках II и V исследуемые объекты расположены в виде узкой полосы, субнормальной по отношению к современной береговой линии, то есть поперёк изобаз постулируемого гляциоизостатического поднятия территории, а на участках III и IV эта полоса протягивается субпараллельно берегу, соответственно, Кольского и Кандалакшского заливов.

Озёра находятся на разных гипсометрических уровнях интервала абсолютных высот 7,6–104 м (табл. 6.3). Полный разрез вскрытых вибропоршневой трубкой «позднеледниковых»-голоценовых отложений представлен пятью слоями разной фациальной принадлежности, краткая характеристика которых приводится снизу вверх.

Слой 1. Неслоистая или неяснослоистая алевритистая глина или ленточная глина, залегающая на «морене» или на докембрийских породах. Присутствие в этих отложениях единичных пресноводных диатомей послужило основанием для отнесения их к осадкам приледникового озера периода последней дегляциации, что, естественно, вызывает сомнение.

Слой 2. Осадки начальной стадии позднеледниковой трансгрессии моря, фации переходные от пресноводных к морским: переслаивание (0,5–1,5 см) песка или алеврита со слойками, содержащими до 60% органического материала. Диатомовая флора характеризуется чередованием слоёв с преобладанием мезогалобов и слоёв, обогащённых галофилами.

Слой 3. Морские осадки: разнозернистые алеврит и песок с раковинами морских моллюсков, иногда образующих раковинные банки, с единичной галькой, обычно неслоистые. Диатомовая флора представлена поли- и мезогалобными видами.

Слой 4. Фации, переходные от морских к пресноводным: переслаивание гиттии и алеврита, иногда слоистость отсутствует, иногда неясно выражена. Изменение состава диатомовой флоры от морских условий к пресноводным происходит внутри слоя 4 или сразу над ним. Мощность слоя 1–14 см, а в колонке 6 на участке II достигает 33 см, причём в нём насчитывается порядка 60 пар слойков, что в соответствии с радиоуглеродными датировками близко к годичной периодичности. Последнее свидетельствует в пользу отнесения осадков к фации приливной литорали.

Слой 5. Осадки пресноводного озера: чёрная или тёмно-коричневая гиттия мощностью от 0,2 до 2,5 м (максимально до 4,9 м). В составе диатомовой флоры доминируют пресноводные виды, в небольших количествах встречается солоноватоводные виды и галофобы.

Образцы для радиоуглеродного датирования отбирались, в основном, из переходного горизонта (слой 4) или (в случае его отсутствия) в основании слоя 5. Лишь в единичных случаях датировались и более глубокие интервалы разреза, поэтому голоценовый возраст отложений, непосредственно подстилающих пресноводные озёрные осадки, особенно при отсутствии переходного слоя 4 является не всегда очевидным.

Таблица 6.3

Средние скорости голоценового поднятия Кольсакого полуострова на участках II-V (местоположение см. фиг. 6.30), вычисленные по гипсометрическому положению и радиоуглеродному возрасту границы между морскими и озёрными осадками во впадинах реликтовых озёр

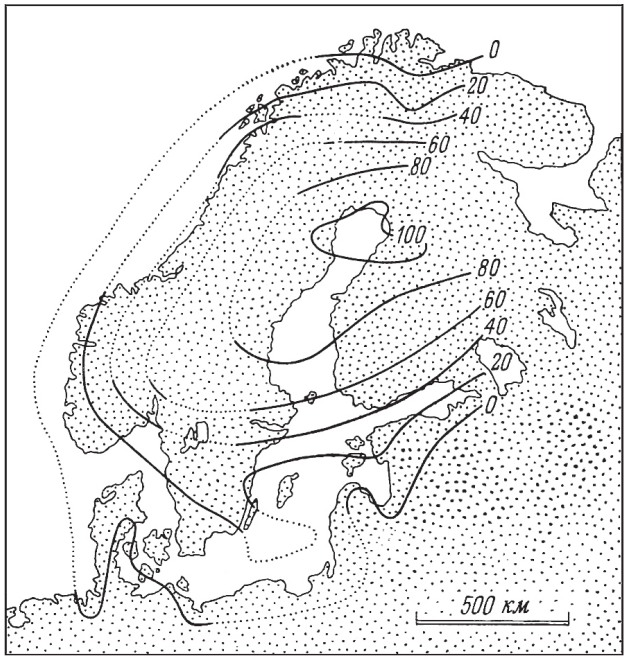
№ участка	№ озера	Абсолютная отметка, м		Абс. возраст (^{14}C) подошвы озёрных осадков (тыс. лет)	Скорость вертикальных движений, см/год
		Уреза воды в озере	Подошвы озерных осадков		
II	7-26 км севернее г. Никель (долина р. Паз)				
	1	13,5	1,0	3,5	0,03
	2	15.5	6.9	4,0	0,17
	3	22,5	12,3	4,6	0,27
	4	28,5	17,6	6,9	0,25
	5	29,5	20,6	6,5	0,32
	6	38,0	24,8	7,4	0,33
	7	56,0	49,7	8,9	0,56
	8	72,0	66,5	5,4	1,23
III	Западный берег Кольского залива, район г. Полярного				
	1	12,0	3,2	4,1	0,08
	2	17,0	11,1	4,9	0,22
	3	22,0	17,5	6,9	0,25
	4	26,0	18,2	8,1	0,22
	5	28,5	25,5	<8,9	<0,3
	6	31,0	19,7	6,9	0,3
	7	41,0	31,3	9,2	0,34
	8	48,5	46,3	9,2	0,50
	9	57,0	55,5	9,2	0,60
IV	Юго-западный берег Кандалакшской губы, район г. Лесозаводский				
	2	7,6	3,0	2,1	0,14
	3	23,0	21,0	4,1	0,50
	4	30,0	26,7	5,0	0,53
	5	38,0	31,5	5,9	0,53
	6	51,3	46,5	7,8	0,60
	7	60,0	57,8	9,2	0,60
	8	72,0	69,0	9,3	0,74
	9	88,0	85,4	10,05	0,85
	10	104,0	96,5	10,15	0,95
V	Северный берег Кандалакшской губы, район пос. Умба				
	1	12,0	5,4	3,3	0,15
	2	18,5	14,8	3,9	0,4
	3	27,0	22,0	5,7	0,4
	4	30,0	24,2	6,2	0,4
	5	36,0	32,0	7,5	0,4
	6	41,0	36,0	9,03	0,4

Большинство скважин вибропоршневого бурения остановлено в морских отложениях слоя 3. Они считаются коррелятными морской террасе, на которой расположено озеро. Последнее, в соответствии с данными по району губы Ярнышная (см. выше), может быть справедливым только для мелких озёр. Морские осадки, вскрывающиеся в большинстве глубоких озёрных котловин, скорее всего моложе террасовых уровней, на которых находятся эти котловины. Граничными, вероятно, следует считать глубины озер, находящиеся в интервале 4–7 м.

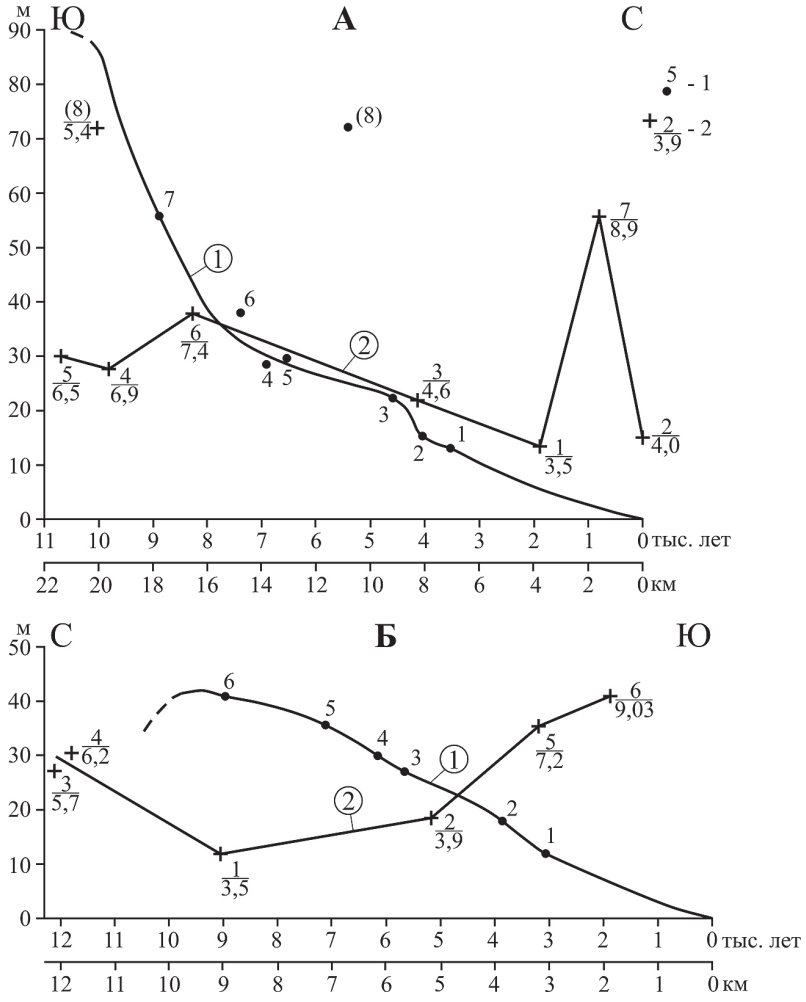
Если осадки слоя 4 относятся к фациям приливной литорали, их контакт со слоем 5 в период формирования располагался примерно на уровне моря, поэтому, современное гипсометрическое положение этого контакта определяет амплитуду поднятия кровли слоя 4. При отсутствии последнего с несколько меньшей точностью о ней можно судить по положению подошвы слоя 5, поскольку в этом случае смена морской диатомовой флоры на пресноводную происходит в основании его разреза. По отношению к поднятию топографической поверхности, по-видимому, остаются в силе соображения, высказанные при анализе публикаций Д. Сандерса с коллегами (см. выше). Исключение составляют колонки мелких, а иногда и глубоких озёр, в которых голоценовый возраст осадков, подстилающих слой 5, сомнителен. В таких случаях возраст нижнего контакта слоя 5 уверенно определяет лишь среднюю скорость осадконакопления в пресноводном озере.

Результаты исследований «поздне-послеледникового» (в стратиграфическом смысле) поднятия Кольского полуострова суммированы в табл. 6.3. Грунтовые колонки в ней, как и в анализируемых публикациях, пронумерованы в порядке возрастания относительной высоты уреза воды в озере, которая ассоциируется с амплитудой гляциоизостатического поднятия. Авторы интерпретируют эти результаты в рамках ледниковой теории, традиционно игнорирующей возможность проявления резко дифференцированных тектонических движений земной коры, и поэтому рассуждают в терминах изменений гипсометрического положения уровня моря, полагая, что гляциоизостатическое поднятие полуострова происходило одновременно с гляциоэвстатическим повышением уровня моря.

Выводы авторов по каждому участку 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, поэтому, чем бóльше амплитуда поднятия. Это диктуется теоретическими соображениями, поскольку гляциоизостатическое «всплывание» освободившейся от глетчерного льда территории начиналось там, где он обладал наибольшей мощностью (в рассматриваемом случае в вершине Ботнического залива), и постепенно распространялось во все стороны к окраинам бывшего ледникового щита, что сопровождается последовательным уменьшением амплитуды компенсационного поднятия (фиг. 6.34). Если этот закон действительно соблюдался, номера озёр и отобранных с их дна колонок донных грунтов с измерением высоты и радиоуглеродного возраста ископаемого уровня моря должны возрастать по мере удаления от начала координат (то есть от современности). Мной на этих же графиках по оси абсцисс под шкалой времени помещена шкала расстояний от берега моря (фиг. 6.35). В такой системе координат никакой закономер-



▲ **Фиг. 6.34.** Изобазы скоростей поднятия Фенноскандии (см/100 лет) по результатам повторных нивелировок с 1892 по 1910 и с 1937 по 1953 гг. [Гутенберг, 1963]



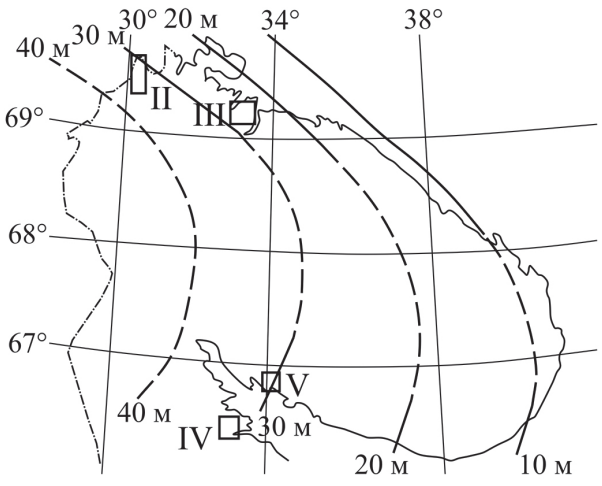
◀ **Фиг. 6.35.** Графики амплитуд поднятия побережий Кольского полуострова на участках, вытянутых субнормально к береговой линии, за последние 11–12 тыс. радиоуглеродных лет. А – участок II, Б – участок V (местоположение см. на фиг. 6.30). 1, 2 – пункты с датированным по ^{14}C гипсометрическим положением границы смены морского осадконакопления озёрным (см. табл. 6.3) на графике осью абсцисс которого служит: 1 – радиоуглеродное время; 2 – расстояние от береговой линии

ности в пространственном расположении точек, фиксирующих абсолютную высоту и радиоуглеродный возраст ископаемых береговых линий не существует. Например, пункт, начавший подниматься раньше других и обладающий наибольшей амплитудой поднятия, может находиться гораздо ближе к современному берегу, чем пункт с минимальным возрастом и амплитудой вертикальных движений. Таким образом, синтетические кривые падения уровня моря, якобы отображающие гляциоизостатическое поднятие местности, подобно таковым гляциоэвстатического повышения уровня Мирового океана (см. подразделы 6.1.2, 6.1.3) служат иллюстрацией лишь 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 реконструировались изобазы гляциоизостатического поднятия Кольского полуострова (фиг. 6.36). Их рисунок согласуется с реконструкцией [Snyder et al., 1996], учитывающей наблюдения за морскими террасами на побережье Мурмана между устьем р. Воронья и мысом Красный (см. фиг. 6.30) и данные по террасам побережья Норвегии. В обоих случаях изобазы поднятия протягиваются субпараллельно северо-восточному берегу полуострова и затем плавно сворачивая на юго-юго-запад пересекают Кандалакшский залив, который является отчётливой структурой молодого погружения шириной до 60–70 км с преобладающими глубинами моря более 50 м (максимально 343 м). Если предположить, что поверхностный слой слабоконсолидированных осадков имеет мощность 7 м, что вполне вероятно для крупных впадин, формировавшихся в конце неоплейстоцена-голоцене (см. подраздел 5.4.2), дно залива, чтобы достигнуть максималь-

ной глубины (343 м + 7 м), должно было в соответствии с фиг. 6.1 погружаться со скоростью 3 см/год. Это, в свою очередь означает, что поверхность субстрата слабоконсолидированных осадков опустилась от среднего уровня моря до его современного гипсометрического положения примерно за 11,7 тыс. радиоуглеродных лет ($350 \cdot 10^2$ см/3 см/год) и, по-видимому, продолжает погружаться в настоящее время. Следовательно, изобазы «гляциоизостатического поднятия» Кольского полуострова за последние 6–6,5 тыс. радиоуглеродных лет не могут пересекать Кандалакшский залив, и меридиональное колено Кольского залива (максимальная глубина 297 м) как постулирует рассматриваемая реконструкция (см. фиг. 6.36). Это относится и к изобазам «гляциоизостатического всплывания» всего Скандинавского полуострова (см. фиг. 6.34), пересечение которыми Балтийского моря, включая Ботнический и Финский заливы, является результатом интерполяции данных по окружающей суше, базирующейся на ошибочной гипотезе. Дно Балтийского моря в период, отведенный ледниковой теорией на последнюю дегляциацию, погружалось с разной скоростью на разных участках в соответствии с закономерностью, установленной для других эпиконтинентальных морей (см. фиг. 6.2).

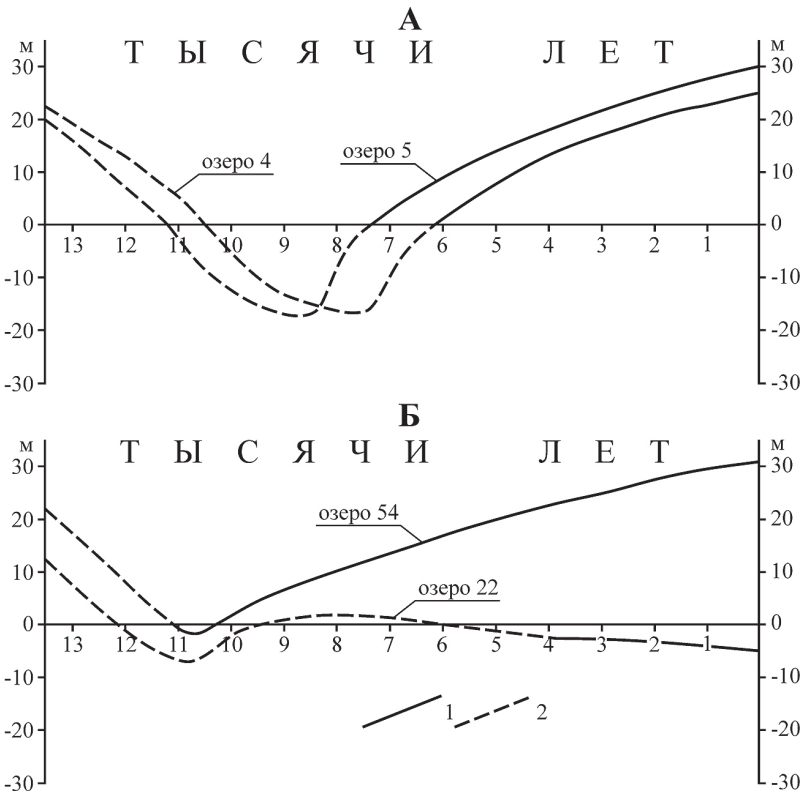
Принятое авторами соотношение между гляциоизостазией и гляциоэвстатической трансгрессией моря существенно отличается от «классического», в соответствии с которым первая по времени существенно отстаёт от второй [Д. Имбри, К. Имбри, 1988]. Оно в какой-то мере лишь качественно отображает геологическую реальность (погружение побережья Кольского полуострова наложено на испытываемое им поднятие), поэтому с его интерпретацией согласиться нельзя. Как и в случае с «гляциоэвстатическими» колебаниями уровня моря понять эту реальность, не укладывающуюся в рамки ледниковой теории, можно только анализируя полные геологические разрезы отложений «поздне-послеледниковой» морской трансгрессии в конкретной точке побережья (см. подраздел 6.1.3). На Кольском полуострове такие разрезы получены и датированы по ^{14}C в озёрах 4 и 5 участка V [Евзеров и др., 2007], а также в озере 54 участка I [Snyder et al., 1997], (см. фиг. 6.29, 6.30, табл. 6.3).

Схематическая реконструкция вертикальных тектонических движений в пунктах отбора грун-



▲ **Фиг. 6.36.** Схема изобаз гляциоизостатического поднятия Кольского полуострова за последние 6 тыс. радиоуглеродных лет [Колька и др., 2005]

товых колонок со дна упомянутых озёр на участке V, основанная на признании переходного слоя 4 осадками приливной литорали, приведена на фиг. 6.37А). Она учитывает геологическую историю Баренцева и Белого морей, которые в конце позднего неоплейстоцена представляли собой сушу и в результате погружений начали затапливаться лишь ~13–14 тыс. радиоуглеродных лет назад (см. подразделы 5.2.2 и 6.1). Несколько позднее это погружение распространилось на побережья Кольского полуострова и всей Скандинавии, о чём свидетельствует строение её фиордов и заливов (см. подраздел 6.2). При построении графиков вертикальных движений побережий Кольского полуострова погружение местности условно отсчитывается от 13,5 тыс. лет назад (см. фиг. 6.37). Как было показано выше, в осевой зоне нынешнего Кандалакшского залива она опустилась до уровня моря примерно 11,7 тыс. радиоуглеродных лет назад. Вскоре после этого ~11,2–10,5 тыс. лет доныне (соответственно, колонки 5 и 4) началось затопление морем северного побережья залива в районе пос. Умба. На участке V (см. фиг. 6.30) в районах озер 5 и 4, расположенных, соответственно, в ~3 км и ~11,5 км от берега, это произошло ~11,2 и ~10,5 тыс. радиоглеродных лет назад. Временной лаг, обусловленный расстоянием озера от берега моря, сохранился и в последующем. Так, в районе озера 5 погружение сменилось поднятием, по-видимому, в интервале 8–9, а в районе озера 4 – 7–8 тыс. радиоуглеродных лет



◀ **Фиг. 6.37.** Схематические графики вертикальных тектонических движений земной коры на побережьях Кольского полуострова: А – на участке V (озёра 4 и 5), Б – на участке I (озёра 22 и 54), местоположение см. на фиг. 6.30. *1* – линия графика вертикальных тектонических движений в радиоуглеродном времени; *2* – то же, предполагаемая

назад; соответственно ~7,5 и ~6,2 тыс. радиоуглеродных лет назад эти районы выступили из-под уровня моря и в дальнейшем продолжали подниматься со скоростью ~0,4 см/год (см. табл. 6.3, фиг. 6.37А).

На побережье Мурмана (участок I на фиг. 6.30) полный разрез осадков последней трансгрессии, датированный по радиоуглероду, вскрыт лишь в озере 54. Здесь ритмичнослоистые осадки приливной литорали завершают морскую седиментацию, начавшуюся ~10,9 тыс. радиоуглеродных лет назад. В соответствии с этим неритические морские условия существовали всего около 400 лет, так как уже ~10,5 тыс. радиоуглеродных лет назад местность находилась примерно на уровне моря в зоне приливной литорали и оставалась в ней на протяжении последующих 300 лет (см. фиг. 6.29), Таким образом, погружение сменилось поднятием несколько ранее 10,5 тыс. лет и местность выступила из зоны влияния приливов 10,2 тыс. радиоуглеродных лет назад. Средняя скорость поднятия за это время составила ~0,5 см/год. В озере 22 на этом же участке подошва осадков последней морской трансгрессии не вскрыта, но условия приливной литорали установились ~9,8 тыс. радиоуглеродных лет назад. Если скорость погружения, завершившегося затоплением местности, была подобна таковой в районе озера 54, море проникло в район озера 22 около 12 тыс. радиоуглеродных лет назад (см. фиг. 6.37А) и примерно через тысячу лет после этого погружение сменилось поднятием, вследствие чего 9,8 тыс. радиоуглеродных лет назад сублитораль здесь сменилась приливной литоралью, а ещё через 700 лет на её месте возникло пресное озеро (см. фиг 6.29). С 9,1 до ~7 тыс. радиоуглеродных лет назад местность возможно, находилась в состоянии тектонического покоя или малоамплитудных движений переменного знака и затем началось медленное погружение, в результате которого кровля осадков приливной литорали ныне опущена ниже среднего уровня моря на 5 м. Приведенный сценарий подтверждается расположением озера 22 вблизи эстуария р. Вороньей (см. фиг. 6.32): эстуарии являются характерным признаком берегов погружения [Леонтьев, 1961].

Таким образом, смена положительного перемещения береговой линии (гляциоэвстатическая трансгрессия или тектоническое погружение?) отрицательным (гляциоизостатическое всплывание или дифференцированное тектоническое поднятие?) происходит в разное время не только на разных участках, но и в разных пунктах в пределах

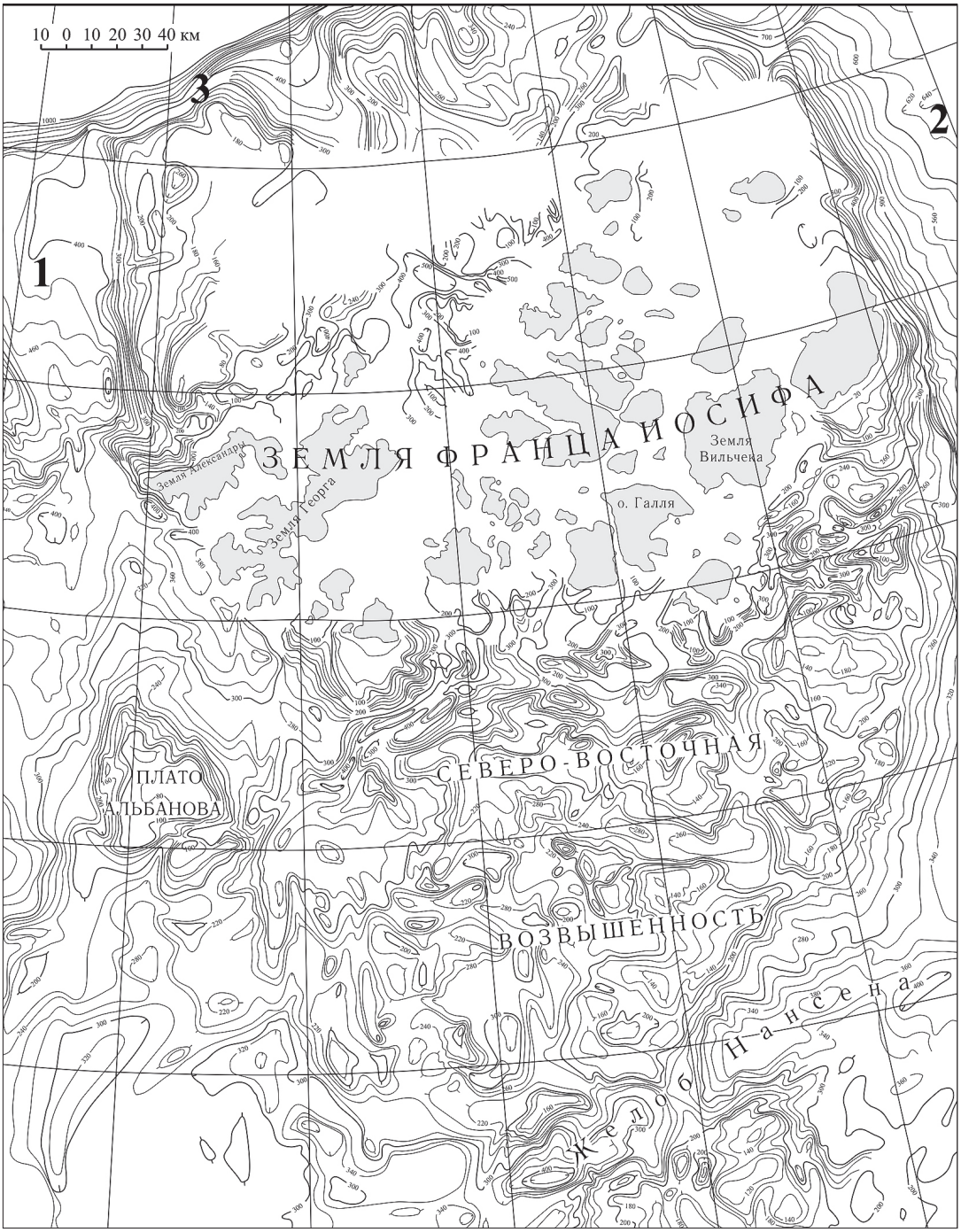
одного и того же участка, что свидетельствует в пользу тектонической природы этого феномена. Гляциоизостазии противоречит, например, тот факт, что компенсационное «всплывание» местности на побережье Мурмана (см. фиг. 6.37Б) началось на ~3 тыс. радиоуглеродных лет раньше, чем на северном побережье Кандалакшского залива (см. фиг. 6.37А), хотя последнее расположено гораздо ближе к зоне максимальных амплитуд такого «всплывания» (см. фиг. 6.34). Сменой гляциоэвстазии гляциоизостазией нельзя объяснить тот факт, что «гляциоизостатическое» поднятие площади озера 22 (участок I), было прервано ~9 тыс. радиоуглеродных лет назад и через ~2 тыс. лет сменилось медленным погружением, продолжающимся до настоящего времени, тогда как площадь озера 54 на этом участке непрерывно поднимается, начиная с ~10,5 тыс. радиоуглеродных лет доныне (см. фиг. 6.37Б).

Приведенные выше сведения свидетельствуют против традиционных представлений о природе «поздне-послеледникового» поднятия Кольского полуострова, как части Фенноскандии. С одной стороны, они вступают в противоречие с реологическими свойствами астеносферы, вследствие чего здесь не применим механизм гляциоизостазии, «работающий» под Гренландией и Антарктидой, с другой, – интерпретация геолого-геоморфологических данных, на которых базируется фактологическое обоснование гипотезы гляциоизостазии, в целом не корректна. Это относится к хронологическим сопоставлениям датированных по ^{14}C морских отложений, подстилающих озёрные осадки, с террасами, на которых расположены озёра. Такому сопоставлению противоречит тот факт, что морские отложения, залегающие под озёрными илами, в ряде случаев явно выполняют эрозионно-тектонические котловины, более молодые, чем поверхность террас, которую они осложняют. В результате дифференцированного характера тектонических движений отдельные фрагменты узких эрозионно-тектонических желобов, по которым в предшествующий период море проникало на бóльшее или меньшее расстояние вглубь полуострова, при его полной регрессии превратились в замкнутые впадины, а затем и в котловины, занятые пресноводными озёрами. Синтетические графики амплитуд гляциоизостатического «всплывания» не учитывают пространственного положения пунктов датирования поднятых береговых линий. Тем самым, игнорируются данные о существенной дифференцированности амплитуд, а в непосредственной близости от берега иногда и знака вертикальных движений поверхности кристаллических пород при отсутствии какой-либо закономерности на расстояниях, измеряемых километрами (см. фиг. 6.34).

Таким образом, поднятие Кольского полуострова в конце неоплейстоцена-голоцене нельзя принимать за проявление гляциоизостатического «всплывания» Фенноскандии как единого целого. Вместе с тем, берега Скандинавии начали подниматься раньше и поднимались быстрее, чем побережья низменных равнин обрамления Баренцева, Балтийского и Северного морей. По этой причине морские отложения с радиоуглеродными датировками, аналогичными таковым для покрова слабоконсолидированных осадков современных акваторий этих морей, 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]. Аналогичная картина наблюдается на архипелагах Баренцева моря. [Большиянов и др., 2009; Шарин, Арсланов, 2011; Гусев и др., 2013]. Дифференцированность вертикальных тектонических движений конца позднего неоплейстоцена-голоцена в их пределах особенно отчётливо демонстрирует Северо-восточная возвышенность Баренцевского шельфа, включающая острова Земли Франца-Иосифа (см. фиг. 4.1).

6.3.4. «Поздне-послеледниковые» вертикальные тектонические движения в пределах Северо-Восточной возвышенности Баренцевского шельфа

Северо-Восточная возвышенность характеризуется резко расчленённым донным рельефом с жёлобообразными впадинами различной ориентировки 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 (фиг. 6.38). 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



▲ **Фиг. 6.38.** Донный рельеф района Северо-Восточной возвышенности Баренцевского шельфа [Батиметрическая карта…, 1965]. 1 – жёлоб Франц-Виктория, 2 – жёлоб Св. Анны

штормовой вал, расположенный на высоте 25–30 м над уровнем моря, содержит обломки древесины с радиоуглеродным возрастом 1,8 и 2,77 тыс. лет, что указывает на поднятие за последние 1,8 тыс. лет со скоростью 1,4–1,7 см/год. В береговом обрыве этого острова на абсолютной высоте от 0 до 60 м экспонированы морские пески с прослоями галечников, реже глин и алевритов и раковинами 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 2,5 м с подоб-

ными радиоуглеродными датировками вскрыты на изобате 360 м и подстилаются осадками фации приливной литорали, накопление которых завершилось 11,2 тыс. радиоуглеродных лет назад (см. фиг. 5.9, колонка П-32). Отсюда следует, что за прошедшее с тех пор время дно пролива погрузилось на 362,5 м со средней скоростью 3,2 см/год. По направлению к островам Земли Франца-Иосифа скорость тектонического погружения снижалась, хотя оно распространялось и на островные побережья, где отлагались, в основном, осадки волнового поля. Нельзя не согласиться с выводами коллектива авторов [Гусев и др., 2013], опубликовавших новые и обобщивших полученные предшественниками радиоуглеродные датировки морских террас Земли Франца-Иосифа. В соответствии с ними начиная с ~8 тыс. радиоуглеродных лет назад погружение этих островов (во всяком случае их побережий) сменилось поднятием. По всей вероятности, оно распространилось и на упомянутые подводные банки, так как некоторые из них стали низменными островами в период от 8 до 2 тыс. лет назад и, следовательно, существующие на этих островах ледники являются новообразованиями, а не реликтами последнего материкового оледенения. Вместе с тем, в этот же отрезок времени в желобах, разделяющих острова и подводные банки, а также в пределах граничащих с Северо-Восточной возвышенностью грабен-желобов (см. фиг. 4.1) продолжалось погружение, о чём свидетельствуют литология и радиоуглеродный возраст их слабоконсолидированных морских осадков (см. фиг. 5.9, колонки П-32, М-880, П-29 и П-45). Столь резкая дифференцированность знака и амплитуд тектонических движений решительно противоречит их изостатической (в том числе гляциоизостатической) природе. На это указывают и радиоуглеродные датировки морских террас архипелага Земля Франца-Иосифа. Е.А. Гусев с коллегами, полемизируя с выводами С.Л. Формана и его соавторов [Forman et al., 2004], отмечает, что последовательного удревнения равновысоких морских террас по мере удаления от постулирумого Баренцевоморского центра оледенения не происходит, а пространственный разброс радиоуглеродных датировок объясняется дифференцированностью неотектонических движений. На подобные факты указывал ещё Дж. Боултон, приложивший немало усилий для гляциологического обоснования ледниковой теории (см. главу 2), и приводивший их в качестве одного из доказательств неледниковой природы диамиктона Баренцевского шельфа [Boulton, 1979a].

Горизонтальные размеры относительно поднятых в пределах Северо-Восточной возвышенности блоков существенно меньше допустимых при гляциоизостазии (сотни километров). По всей вероятности, общее сводообразное поднятие этой возвышенности, происходящее на фоне развития последней морской трансгрессии, обусловлено горизонтальными перемещениями масс не в астеносфере, а на гораздо более высоком гипсометрическом уровне, в консолидированной земной коре. Внутри неё, возможно, существуют относительно мощные толщи пород, обладающих наименьшим по отношению к выше- и нижележащим породам периодом релаксации напряжений, вследствие чего они могут играть активную роль в процессе нагнетания, в результате которого испытывают интенсивный динамометаморфизм. Подобная толща была зафиксирована в районе расположения Кольской сверхглубокой скважины и представляет собой горизонт, в подошве нижнепротерозойского печенгского комплекса, расположенной на глубине ~6,8 км, растекающийся по латерали и в зонах скучивания действующий на вышележащие слои как мягкий штами, вызывающий их поперечный антиклинальный изгиб, тогда как подстилающие архейские породы характеризуются сдвиговым полем напряжений [Веселов и др., 1984].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ледниковая теория зародилась на заре развития геологии первоначально для решения проблемы распространения в некоторых районах Европы и Северной Америки эрратического грубообломочного материала. Она была заложена на весьма шатком основании, ибо декларируемый ею агент транспортировки кристаллических пород Балтийского и Канадского щитов на обрамляющие их с юга равнины подразумевает зарождение и рост мощных ледниковых щитов там, где условия для этого отсутствуют. Признание территорий упомянутых платформенных структур центрами материковых оледенений было первым умозрительным аргументом (постулатом) будущей теории, который фактически оставляет без ответа вопрос о причинах так называемого ледникового периода, до сих пор не нашедший удовлетворительного решения. Между тем, как выяснилось гораздо позже, современные ледниковые щиты Гренландии и Антарктиды практически не эродируют своё ложе. В соответствии с весьма популярной среди профессиональных гляциологов гипотезой И. Виртмана [1961] прослои мореносодержащего льда, спорадически встречающиеся в основании этих ледниковых покровов, образовались за счёт периодического намерзания слабо когезивного терригенного материала на их подошву в периоды неустановившегося режима течения глетчерного льда. Последнее предполагает наличие на ледниковом ложе рыхлого материала, в том числе, как показало бурение в Гренландии и Западной Антарктиде, диамиктона. Таким образом, по всей вероятности, диамиктоны на упомянутых площадях появились ещё до начала их покровного оледенения, что подтверждается и интерпретацией наблюдений Дж. Боултона на побережьях Шпицбергена (см. подраздел 2.3.4). По этой причине присутствие в подобных отложениях на равнинах севера Европы и Америки обломков пород, которые в коренном залегании экспонированы на поверхности Балтийского и Канадского щитов, вообще не требует выдвижения первого основного постулата ледниковой теории.

Новые сведения по этой проблеме появлялись в связи с развитием морских геологических исследований. Ещё в начале их распространения на высокоширотные акватории русскими исследователями было предсказано существование в составе морских отложений этих акваторий мореноподобных образований [Самойлов, Горшкова, 1924]. В настоящее время известно, что грубообломочный материал присутствует в разных типах осадков океанических и шельфовых акваторий умеренных и высоких широт, в том числе, в широко распространённых на Баренцевском шельфе диамиктоновых илах, которые отличаются от диамиктона только гораздо меньшей степенью гравитационной консолидации (см. подразделы 4.2.2, 5.4.1). Несмотря на то, что в конкретных разрезах морские диамиктоновые илы отделены от подстилающего диамиктона границей хиатуса, подчёркнутого резким скачком значений плотности ρ и показателя консистенции I_L, в целом на площади российского сектора шельфа обнаружена прямая связь между этими параметрами, которая выражается уравнением регрессии: $\rho = 2{,}105 - 0{,}29 \cdot I_L \pm 0{,}13$.

Близкая закономерность установлена для хорошо сортированных глин и глинистых илов: $\rho = 1{,}99 - 0{,}22 \cdot I_L \pm 0{,}19$ [Крапивнер, 2009б]. Из приведенных уравнений следует, что в процессе гравитационной консолидации диамиктоновые илы становятся диамиктоном так же, как глинистые илы глиной. Кроме того, их анализ показывает, что при $I_L < 1{,}6$ диамиктоновые илы и диамиктон имеют более высокую плотность, чем глинистые илы и глины, причём эта разница растёт по мере обезвоживания первичного осадка (уменьшения I_L). Таким образом, повышенная плотность диамиктона и диамиктонового ила, водное происхождение которого, бесспорно, имеют общую причину: плохую гранулометрическую сортировку, способствующую их компактной упаковке [Кригер, 1971], и нет оснований объяснять это свойство диамиктона его динамическим уплотнением в теле ледника или в результате дополнительной ледниковой нагрузки. Наконец, диамиктон, так же, как и диамиктоновый ил практически повсеместно содержит фауну фораминифер, образующую закономерные танатоценозы, в составе которых явно переотложенная составляющая, представленная вымершими в плиоцене видами, в целом незначительна (в среднем 14%), хотя в единичных случаях она может доминировать [Крапивнер, 2009б]. В диамиктоне Печорского моря, перекрытом 20-метровой толщей ила, была обнаружена кость ластоногого (см. фиг. 4.1).

Если бы все перечисленные выше факты были известны науке первой трети XIX в., не было бы причины для выдвижения первого аргумента, породившего ледниковую теорию, как и самой этой теории. Интерпретация в её рамках результатов научно-исследовательских и геологоразведочных работ на Баренцево-Карском шельфе потребовала признания того, что в пределах последнего существовали самостоятельные ледниковые щиты, образующие единую динамическую систему со Скандинавским и островными центрами оледенения. Это вынужденное изменение первого постулата ледниковой теории явилось ещё одним признаком её глубокого кризиса в дополнение к резкой несогласованности геологической истории «ледникового периода» континентов и океана (см. Введение). Вступая в противоречие с данными океанического бурения, оно, кроме того, дезавуирует другой её постулат, в соответствии с которым основная (донная) морена отлагается ещё в процессе активного движения ледника (см. подразделы 2.5.2, 2.5.3).

Другие аргументы, представляющие собой теоретическую основу учения о ледниковом периоде, были сформулированы на феноменологическом уровне в том же XIX в. и предполагают наносо- и рельефообразующую деятельность ледников в условиях тектонически стабильной земной коры, что стало причиной фактического превращения ледниковой теории в исторический раздел физической географии. Эти аргументы либо противоречат ряду базовых положений гляциологии, как научной дисциплины, либо служат объектом дискуссии среди профессиональных гляциологов. К важнейшим ошибочным постулатам относится убеждение о существовании горизонтального градиента криостатического давления, который обусловливает напор движущегося ледника на выступы ложа, препятствующие этому движению (бульдозерный эффект), к дискуссионным – представления о влиянии криостатического давления на интенсивность ледниковой эрозии. По поводу последней крайним выражением мнения максималистов является гипотеза, в соответствии с которой кристаллические породы, экспонированные на поверхности современных тектонических щитов, были эксгумированы путём «сдирания» осадочного чехла гондванскими или плейстоценовыми ледниками [White, 1972; Boulton, 1974]. Различие в причинах, вызывающих движение глетчерного льда и воды в русловом потоке, свидетельствуют в пользу гляциологов, отрицающих влияние вертикального давления ледника на его способность к глубинной эрозии, которая, по их мнению, сводится лишь к сглаживанию существующих неровностей рельефа (дискуссия между Дж. Боултоном и Б. Халлетом см. раздел 2.2).

На современном уровне развития структурной геологии продукты постулируемого «ледникового морфолитогенеза», приписываемые воздействию горизонтального ледникового напора или криостатического давления на породы ледникового ложа, интерпретируются как неотектонические образования, возникшие из-за вертикальных и (или) горизонтальных смещений поверхности фундамента на крыльях активизированных или новообразованных в неотектоническую эпоху разломов. Эти дифференцированные смещения продуцируют в перекрывающих осадочных породах локальные поля напряжений, в которых форми-

руются вторичные структуры, локализованные в линейных зонах. Их ширина возрастает вверх по разрезу и на поверхности соизмерима с мощностью осадочного чехла, но может и превышать её [Крапивнер, 1992а]. Вторичные дислокации представлены разрывными нарушениями и складками разных порядков и кинематических типов. Среди первых особую роль играют разрывы со взбросовой компонентой смещения крыльев, а среди вторых – складки нагнетания, крайним структурным выражением которых являются диапиры и криптодиапиры. Активную роль в формировании последних на разных гипсометрических уровнях осадочного чехла играют разные породы: каменная соль, плотные глины сохранившие гидропластичность, опоки, опоковидные глины и песчаники, глинистые мелы, бурые угли, диамиктон, мёрзлые пески и т.п. Вторичные разрывы со взбросовой компонентой смещения вблизи поверхности выполаживаются в сторону опущенного крыла, благодаря чему в верхней части разреза выглядят как надвиги, а в случае продолжения тектонического смещения по топографической поверхности – как шарьяжи. Приповерхностные аллохтонные блоки в таких случаях интерпретируются гляциогеологами как крупные или гигантские ледниковые отторженцы. В складках нагнетания за подобные отторженцы обычно принимаются залегающие вблизи поверхности породы так называемых диапировых шляп [Крапивнер, 1992б; Крапивнер, 1992а]. Как правило эти псевдоотторженцы сопровождаются и другими элементами «ледникового морфолитогенеза», к числу которых относятся «бескорневые» дислокации приповерхностных слоёв, ориентировка удлинённых осей валунов, различные формы гляциального рельефа, включая конечномореные гряды и параллельно-грядовый рельеф, пластовые льды и т.п. На самом деле они представляют собой приповерхностные проявления неотектонической активности земной коры. Их изучение должно входить в состав методов, позволяющих анализировать геодинамические условия в недрах, чему, к сожалению, препятствует поверхностное объяснение фактов в рамках ледниковой теории. Подобное изучение на примере ряда зон дислокаций, в том числе известных как классические проявления гляциотектоники, было выполнено автором и его коллегами на протяжении последних 30 лет. Перечень публикаций на эту тему приведен во Введении и разделе 2.4.

Фациальный анализ слабоконсолидированных осадков последней морской трансгрессии подтвердил вывод, вытекающий из анализа условий их залегания, в соответствии с которым эта трансгрессия никак не связана с постулируемой последней дегляциацией. На формирование этих осадков существенно влияет характер донного рельефа и географическая зональность процессов седиментации. С последней связано присутствие в гранулометрическом составе осадков грубых фракций ледового рассева и осаждение мелкодисперсных частиц из взвеси под защитой сезонного покрова морского льда на площадях, расположенных выше уровня волновой базы. Таким образом, факты, вынудившие гляциогеологов признать существование ледниковых щитов на Баренцево-Карском шельфе, имеют, как минимум, альтернативное объяснение, что в рамках научной объективности исключает распространённую практику априорного признания диамиктонов шельфа ледниковыми образованиями только на основании их литологического облика. Однако, многочисленные публикации результатов современных морских исследований, в которых участвуют не только геологи, но и представители смежных специальностей, в том числе океанологи, палеонтологи и др., в большинстве случаев демонстрируют инерцию мышления. Они обосновывают выводы о существенных изменениях в недавнем геологическом прошлом температуры и солёности водной толщи, условий седиментации, а также обитания разных типов ископаемой биоты и т.п. Эти выводы могут быть во многом справедливыми, но привлечение ледникового фактора (без анализа генезиса диамиктона) для объяснения причины выявленных изменений напоминает рассуждения учёных XVIII в. о теплороде – невесомом флюиде, привлекавшемся для объяснения многих тепловых явлений. В нашем случае роль такого теплорода играют ледники, достигавшие бровки шельфа. Известно, что Л.Д. Ландау делил науки на естественные, неестественные и противоестественные. Выдающийся геолог Е.Е. Милановский расширил эту шутливую классификацию, включив в неё сверхъестественные науки, к которым, несомненно, относится и учение о ледниковом периоде. Его адепты рассматривают ледник как творца, чаще всего не интересуясь механизмом актов творения, если же они задумываются над этим, конструируются умозрительные концепции, вступающие в

противоречие с основными положениями гляциологии и геомеханики. Нередко концепции разных авторов конфликтуют друг с другом, общим для них является лишь принимаемая априори первопричина – деятельность материкового ледника.

Практически всеобщее признание постулатов ледниковой теории, не связанных с морфолитогенезом, обусловлено недооценкой неотектонической активности земной коры в период времени, отведенный этой теорией на последнее материковое оледенение и голоцен. К ним относятся представления о гляциоэвстатических колебаниях уровня океана и проявлении процессов гляциоизостазии на площадях Балтийского и Канадского щитов. Они базируются на ошибочных теоретических предпосылках, а данные, приводимые в их доказательство, являются артефактами. Обоснование геократической природы последней трансгрессии Мирового океана ставит на повестку дня вопросы, решение которых, по-видимому, невозможно без разработки новой геотектонической гипотезы, способной объяснить планетарный характер этой трансгрессии, чрезвычайно высокие скорости обусловивших её тектонических погружений, особенно в высоких широтах, а также повышенную неотектоническую активность обрамления западного сектора Арктического океана, по-видимому, характерную для всей циркумарктической области. Таким образом, подкупающе простые, но ошибочные объяснения многих реальных фактов в рамках ледниковой теории на уровне геологической науки XIX в. являются препятствием в познании позднекайнозойской геологической истории нашей планеты на уровне XXI в. Не столь безобидны и ошибки в интерпретации фактического материала в районах постулируемых четвертичных оледенений, поскольку выводы гляциогеологов базируются по умолчанию на представлениях о незыблемой земной коре. Это особенно важно при геологическом картировании, инженерно-геологических исследованиях, геологоразведочных работах на подземные воды и планировании эксплуатационного бурения на месторождениях углеводородов.

Автор искренне признателен руководству ЗАО «ГИДЭК» за финансирование книги, сотрудников компании А.Н. Петухову, Ф.К. Нахапетяну, Н.И. Молчановой и В.В. Дьяковой за помощь в её оформлении, А.А. Романову (ВСЕГЕИ) за выполнение основного объёма работ по компьютерной графике. Отдельные рассматриваемые в книге вопросы обсуждались с А.Г. Длугачом (Арктическая морская инженерно-геологическая экспедиция) и Б.Г. Поляком (ГИН РАН). Большую помощь в работе над книгой оказали материалы исследований на Российском Севере коллективов под руководством Д.В. Зархидзе (ЗАО Поляргео), Е.А. Гусева (ФГБУ «ВНИИОкеангеология» и В.С. Жаркова (ВСЕГЕИ), которым автор также выражает глубокую благодарность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алиман А. Доисторическая Африка. М.: Изд. иностранной литературы, 1960.

Андросова В.П. Микрофауна Северо-Двинского постплиоцена // Тр. ВНИРО, т. 1, 1935.

Андреев Ю.Ф. О связи линейно-грядового рельефа с тектоническими структурами // Геология и геохимия, вып. 3 (IX). Л.: Гостоптехиздат, 1960. С. 76–94.

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.

Арсланов Х.А., Лавров А.С., Потапенко Л.М. и др. Новые данные по геохронологии и палеогеографии позднего плейстоцена и раннего голоцена на севере Печорской низменности // В сб.: Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 101–111.

Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Лаухин С.А. и др. Применение усовершенствованных вариантов ^{14}C и ^{230}Th методов для обоснования хронологии позднеплейстоценовых отложений Западной Сибири // Фундамент. пробл. квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы V Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. М.: ГЕОС, 2007. С. 18–20.

Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.

Ассиновская Б.А. Механизмы очагов землетрясений северо-восточной части Балтийского щита // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1986. № 1. С. 101–105.

Астахов В.И. Последнее оледенение Арктических равнин России (строение осадочного комплекса и геохронология) // Автореф. дис. … д-ра геол.-мин. наук. СПб., 1999. 41 с.

Астахов В.И., Назаров Д.В., Семёнова Л.Р., Спиридонов М.А., Шкатова В.К. К проблеме картографирования северного плейстоцена // Региональная геология и металлогения. 2015. № 62. С. 20–33.

Афанасьев Б.Л. К истории развития взглядов на палеогеографию четвертичного периода Большеземельской тундры // Проблемы палеогеографии и морфогенеза в полярных странах и высокогорье. М.: Изд. МГУ, 1964. С. 4–17.

Афанасьев Б.Л., Белкин В.И. Проблемы геологии кайнозоя Большеземельской тундры // Кайнозойский покров Большеземельской тундры. М.: Изд. МГУ, 1963. С. 4–9.

Бадд У.Ф. Движение масс льда. М.: Гидрометеоиздат, 1975. 235 с.

Барановская О.Ф., Матвеева Т.А. Условия формирования антропогеновых отложений на о. Колгуев // Северный Ледовитый океан и его побережья в кайнозое. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. С. 278–280.

Бараш М.С., Блюм Н.С. Распространение видов планктонных фораминифер в осадках Атлантического океана в зависимости от температуры воды // Микропалеонтология океанов и морей. М.: Наука, 1974. С. 138–149.

Бардин В.И., Костяев Ф.Г., Сурков А.В. Литологические особенности диамиктоновых пород Антарктиды и Восточно-Европейской равнины (к

проблеме генезиса осадков) // Антарктида. М.: Наука, 1993, вып. 32. С. 58–78.

Баренцево море // Океанографическая энциклопедия. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. С. 59–63.

Батиметрическая карта Баренцева моря (восточная часть), масштаб 1:1 000 000. Автор В.В. Назимов. Редактор Г.Г. Матишов. Мурманск, Трест Арктикморнефтегазразведка, Комплексная тематическая экспедиция, 1965.

Безроднов В.Д. Химический состав солей в валунных суглинках и гидрохимическая зональность подземных вод Печорской низменности // Геология кайнозоя севера европейской части СССР. М.: Изд. МГУ, 1965.

Белкин В.И. О мезозойской коре выветривания на территории Печорского бассейна // Кора выветривания. № 6. Вып. 6. 1963а.

Белкин В.И. О неогеновых отложениях Большеземельской тундры // ДАН СССР. Т. 149. № 3. 1963б.

Белкин В.И. Новые данные по стратиграфии и литологии мезо-кайнозойских отложений центра и востока Большеземельской тундры // Сб. материалов по геол. и полезн. ископ. северо-востока Европ. части СССР. Вып. 5. Сыктывкар: Коми книжн. изд., 1965.

Белкин В.И., Зархидзе В.С., Семёнов И.Н. Кайнозойский покров севера Тимано-Уральской области // Геология кайнозоя севера Европейской части СССР. М.: Изд. МГУ, 1966.

Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962.

Беннисон Дж., Райт А. Геологическая история Британских островов. М.: Мир, 1972. 320 с.

Блажчишин А.И., Квасов Д.Д. Палеомагнитные датировки Баренцева ледникового щита и их значение для теории оледенения // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980. С. 34–40.

Блажчишин А.И., Линькова Т.И. О плиоценовом оледенении Баренцева шельфа // ДАН СССР. 1977. Т. 236. № 3. С. 696–699.

Блажчишин А.И., Линькова Т.И., Кириллов О.В., Шкатов Е.П. Строение плиоцен-четвертичной толщи дна Баренцева моря на разрезе: полуостров Рыбачий – острова Земли Франца-Иосифа // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1979. С. 13–19.

Богацкий В.И., Костюченко С.Л., Сенин Б.В., Соболев С.Ф., Шипилов Э.В. Тектоническая карта Баренцева моря и северной части европейской России (масштаб 1:2 500 000). Редакторы Богданов Н.А., Хаин В.Е. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 1996а.

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. М.: Институт литосферы РАН, 1996б. 94 с.

Богданов Н.А., Хаин В.Е. (ответственные редакторы), Розен О.М., Шипилов Э.В., Верниковский В.А., Драчёв С.С., Костюченко С.Л. и др. Объяснительная записка к Тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири (масштаб 1:2 500 000). М.: Ин-т литосферы внутренних и окраинных морей РАН, 1998. 127 с.

Большиянов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб.: ААНИИ, 2006. 295 с.

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

Борзенкова И.И., Зубаков В.И. Климатический оптимум голоцена как модель глобального климата голоцена XXI века // Метеорология и гидрология. 1984. Вып. 8. С. 9. УДК: 551.583.2.001.572 (1005)

Борисов Б.А. Дальнейшее совершенствование общей стратиграфической шкалы четвертичной системы // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы V Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. М.: ГЕОС, 2007. С. 49–51.

Борисов П.М., Гроссвальд М.Г. Нордкапское течение и оледенение Баренцева шельфа // Материалы гляциологич. исследований: Хроника и обсуждения. М., 1971. Вып. 18. С. 179–183.

Ботт М. Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974. 373 с.

Боуэн Д. Четвертичная геология. М.: Мир, 1981. 272 с.

Бурк Х.Д.М., Ван-Эрде Л.А., Харсвелде Х.М. и др. Геология Нидерландов. М.: Изд. иностранной литературы, 1959. 216 с.

Буртман В.С. Таласо-Ферганский сдвиг и сдвиг Сан-Андреас // Тр. ГИН АН СССР, 1963. Т. 80. С. 128–151.

Буценко В.В. Главные тектонические события истории Арктического океана по сейсмическим данным // Дис. … д-ра геол.-мин. наук. Специальность 25.00.10 – Геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых. СПб, ФГУП ВНИИОкеангеология, 2008. 43 с.

Былинский Е.Н. Влияние гляциоизостазии на развитие Земли в плейстоцене. М.: РАН Национальный геофизический комитет, ЦНИГРИ, 1996. 212 с.

Вайтонис В.П. Связь современного рельефа краевых образований с зонами тектонических нарушений на территории Литовской ССР // Проблемы унаследованности тектонических структур в Прибалтике и Белоруссии. Таллин, 1979. С. 63–64.

Васильев В.Н. Климатические условия Восточной Сибири в плейстоцене // Тр. комиссии по изучению четвертичного периода. Вып. XII. М.: Изд. АН СССР, 1955. С. 22–49.

Васильев В.Н. Реликты и эндемы Северо-Западной Европы // Материалы по истории флоры и растительности СССР. Л., 1963, вып. 4. С. 239–284.

Васильев В.Н. Плейстоцен, каким он был в действительности // БМОИП, отд. Биологии. 1968. Т. 37. № 5.

Васильев В.Н. Ледник открыт «на кончике пера» // Вокруг света. 1974. № 9.

Васильев Б.И., Марков Ю.Д., Царько Е.И., Демидова Т.И. О геологическом строении континентального склона залива Петра Великого (Японское море) // Вопросы геологии дна Японского моря. АН СССР, Тихоокеанское отд. ин-та океанол. Владивосток, 1973. С. 49–57.

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

Верниковский В.А.. Драчёи С.С., Костюченко С.Л., Кузьмичёв А.Б., Розен О.М., Секретов С.Б., Сенин Б.В., Шипилов Э.В. Ред. Богданов Н.А., Хаин В.Е. Тектоническая карта морей Карского и Лаптевых и севера Сибири (масштаб 1:2 500 000). М.: Институт литосферы внутренних и окраинных морей РАН, 1998.

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 и района Кольской сверхглубокой скважины. В кн. Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. С. 357–372.

Водолазская В.П., Опаренкова Л.И., Зархидзе Д.В. и др. Объяснительная записка к Государственной Геологической карте Российской федерации, масштаба 1: 1 000 000 (третье поколение). Лист Q-40. 2013. 366 с.

Войтковский К.Ф. Механические свойства льда. М.: МГУ, 1960. 99 с.

Воллосович К.К. Материалы для познания основных этапов геологической истории европейского северо-востока в плиоцене – среднем плейстоцене // Геология кайнозоя севера европейской части СССР. М.: Изд. МГУ, 1966.

Гейки Дж. Последнее великое Балтийское оледенение. Перевод с английского С.Л. Федоровского // Ежегодник по геологии и минералогии России т.ii, Новая Александрия, 1897–1898, с. 150–156.

Генералов П.П. Новейшие отложения восточного склона Северного и Приполярного Урала и основные проблемы их изучения // Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 71. Тюмень, 1973. С. 5–131.

Генералов П.П. Ярусность рельефа междуречий Западной Сибири и некоторые аспекты ее геологического анализа // Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 101. Тюмень, 1975. С. 94–132.

Генералов П.П. Складчатость нагнетания в приповерхностной части осадочного чехла Западной Сибири // Тр. ЗапСибНИГНИ, вып 167. Тюмень, 1981а. С. 36–50.

Генералов П.П. Параллельно-грядовый рельеф Западной Сибири и основные аспекты его геологического анализа // Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 167. 1981б. С. 51–70.

Генералов П.П. Основные черты строения разреза и палеогеографии неогена и антропогена Западной Сибири // Стратиграфия неогена и плейстоцена севера Западной Сибири. Сб. научных трудов ЗапСибНИГНИ. Тюмень, 1986. С. 5–22.

Генералов П.П. Вопросы использования «абсолютного» датирования четвертичных отложений севера // Критерии прогноза минерального сырья в приповерхностных образованиях Западной Сибири и Урала. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1989. С. 112–123.

Генералов П.П., Кузин И.Л., Зайонц И.Л., Крапивнер Р.Б. Основные черты палеогеографии Печорской низменности и бассейна Нижней Оби в новейшее время // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометиздат, 1970. С. 374.

Генералов П.П., Кузин И.Л. К проблеме оледенений севера Западной Сибири // Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып. 146. Тюмень, 1979. С. 10–25.

Генералов П.П., Сидоренков Ф.И. Конкреции из «мореноподобных» слоев новейших отложений Белогорского материка (Нижнее Приобье) // Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып. 71. Тюмень, 1973. С. 146–159.

Геологическая карта Российской Федерации масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист R-37, 38. Мыс Святой Нос – Канин Нос. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 251 с.

Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 1. 486 с. Т. 2. 456 с.

Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Изд. АН СССР, 1963. 544 с.

Гиббард Ф.Л. Четвертичная система (период) и её основные подразделения // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 682–693.

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. I. Баренцево море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 270 с.

Глазнев В.Н., Раевский А.Б. Геодинамические аспекты плотностной модели земной коры северо-востока Балтийского щита // Геофизические и геодинамические исследования на северо-востоке Балтийского щита. АН СССР, Кольский филиал, Геологический институт. Апатиты, 1982. С. 75–83.

Гляциология Шпицбергена. Ответственный редактор В.М. Котляков. М.: Наука, 1985. 200 с.

Гольберт А.В., Гудина В.И., Зудин А.Н., Сухорукова С.С., Троицкий С.Л., Юдкевич А.И. Новые данные о возрасте и генезисе четвертичных отложений в обнажении Вастьянский Конь на р. Печоре // Плейстоцен Сибири и смежн. областей. М.: Наука, 1973. С. 151–178.

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

Гроссвальд М.Г. Оледенение Баренцева шельфа в позднем плейстоцене и голоцене: (основные положения) // В кн.: Материалы гляциологических исследований: хроника, обсуждения. М.: 1967. Вып. 13. С. 52–77.

Гроссвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов. М.: Наука, 1983. 216 с.

Гурьянова Е.Ф. Особенности фауны Северного Ледовитого океана и их значение для понимания истории ее формирования // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометиздат, 1970. С. 126–161.

Гусев Е.А., Шкарубо С.И. Аномальное строение хребта Книповича // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т. 3. № 2. С. 165–182.

Гусев Е.А., Костин Д.А., Рекант П.А. Проблема генезиса четвертичных образований Баренцево-Карского шельфа (по материалам Госуд. геол. карты Р. Ф. масштаба 1:1 000 000) // Отечественная геология. 2012. № 2. С. 84–89.

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

Гутенберг Б. Физика земных недр. М.: Изд. иностранной литературы. 1963. 263 с.

Данилина Г.С., Крапивнер Р.Б. О двух стадиях так называемой позднеледниковой трансгрессии в Южном Приморье // Изв. высших учебных заведений. Геология и разведка. 1974. № 1. С. 38–46.

Данилов В.П. Отчёт о поисковой разведке угля в Шарью-Заостренской синклинали Печорского бассейна. Ухтинское геологическое управление. Ухта, 1962.

Данилов И.Д. О генезисе толщи серых валунных суглинков Воркутского района // Вопр. географич. мерзлотоведения и перигляц. морфологии. М.: Изд. МГУ, 1962а. С. 141–149.

Данилов И.Д. Плейстоценовые отложения востока Большеземельской тундры и условия их образования // Изв. АН СССР. Сер. географич. № 6. 1962б.

Данилов И.Д. Особенности литогенеза мореноподобных плейстоценовых отложений востока Большеземельской тундры // Кайнозойский покров Большеземельской тундры. М.: Изд. МГУ, 1962в.

Данилов И.Д. Некоторые результаты изучения химического состава плейстоценовых отложений Большеземельской тундры // Кайнозойский покров Большеземельской тундры. М.: Изд. МГУ, 1963а. С. 50–65.

Данилов И.Д. Водораздельные песчано-галечные отложения Воркутского района // Кайнозойский

покров Большеземельской тундры. М.: Изд. МГУ, 1963б. С. 192–210.

Данилов И.Д. Диагенетические нарушения слоистости в морских четвертичных отложениях Большеземельской тундры // Проблемы палеогеографии и морфогенеза в полярных странах и высокогорье. М.: Изд. МГУ, 1964. С. 68–74.

Данилов И.Д. К вопросу о происхождению валунных суглинков Большеземельской тундры // Геология кайнозоя севера Европейской части СССР. М.: МГУ, 1966. С. 114–119.

Данилов И.Д. О генезисе толщ мореноподобных отложений равнин Севера // Исследования прибрежных равнин и рельефа арктических морей». М.: МГУ, 1979. С. 79–135.

Данилов И.Д. Плейстоцен морских субарктических равнин. М.: Изд. МГУ, 1978. 198 с.

Данилов И.Д. Гипотеза позднеплейстоценового Арктического ледникового щита // Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. Л.: Недра, 1983. С. 217–229.

Данилов И.Д., Македонов А.В., Дембская В.Н. Конкреции в толще серых валунных суглинков Воркутского района // ДАН СССР. Т. 144. 1962. № 6.

Данилов И.Д., Недешева Г.Н., Полякова Е.И. Генетическое и стратиграфическое значение комплексов микрофауны и микрофлоры в позднекайнозойских отложениях // Новые материалы по палеогеогр. и стратигр. плейстоцена // Уфа, Башк. филиал АН СССР, 1986. С. 101–109.

Девятова Э.И. Природная среда позднего плейстоцена и её влияние на расселение человека в Северо-Двинском бассейне и в Карелии. Петрозаводск: «Карелия», 1982. 156 с.

Дедеев В.А., Дертев А.К., Заломина Н.Н. Геолого-геоморфологические исследования Малоземельской и Большеземельской тундры и оценка перспектив нефтегазоносности. Л.: ВНИГРИ, 1962.

Дибнер В.Д. «Древние глины» и рельеф Баренцево-Карского шельфа: прямые доказательства его покровного оледенения в плейстоцене // В кн.: Проблемы полярной географии. Л.: Гидрометеоиздат, 1968. С. 118–122.

Длугач А.Г., Антоненко С.В., Потапкин Ю.В. и др. Отчёт по теме: «Изучение основных закономерностей пространственного распространения и строения криолитозоны Баренцево-Карского шельфа в связи с поиском и освоением нефтегазовых месторождений». Арктическая морская инженерно-геологическая экспедиция, Мурманск, 1996.

Дорофеев П.И. Новые данные о плейстоценовых флорах Белоруссии и Смоленской области // Материалы по истории флоры и растительности СССР. Вып. 4. М.: Изд. АН СССР, 1963. С. 5–180.

Евзеров В.Я. Стратиграфия и хроностратиграфия морских отложений микулинского межледниковья и ранневалдайского межстадиала в Беломорской котловине // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Т. 1. Апатиты–СПб., 2011. С. 179–182.

Евзеров В.Я. Позднеплейстоцен-голоценовые трансгрессии на побережьях Мурмана и Белого моря в связи с дегляциацией // Геоморфология. 2012. № 4. С. 53–64.

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. № 67. 2007. С. 54–65.

Ершов И.А., Попова Е.В. О влиянии обводнённости грунтов на интенсивность сейсмического воздействия // Вопросы инженерной сейсмологии. Вып. 19. 1978. С. 117–139.

Жарков В.А. О догмах ледниковой истории развития северных побережий России (бассейн р. Печора) в позднем кайнозое // Вопросы геоморфологии и палеогеографии морских побережий и шельфа. Материалы научной конференции памяти Павла Алексеевича Каплина. М.: Географический факультет МГУ, 2017. С. 54–57.

Загорская Н.Г. Сопоставление некоторых событий в истории фаун и флор севера Евразии, Америки и вод Арктического бассейна с отдельными этапами позднекайнозойской геологической истории тех же регионов // Природная обстановка и фауны прошлого. Вып. 7, 1973. С. 71–78.

Загорская Н.Г., Кулаков Ю.Н., Соколов В.Н. К вопросу о стратиграфии морских четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности // Решения межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности, 1961.

Загорская Н.Г., Кулаков Ю.Н., Соколов В.Н. К вопросу о возрасте отложений Усть-Енисейской серии // Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965.

Зайонц И.Л. Великий глетчер. Конец гипотезы? // Знание – сила. 1967. № 12. С. 11–13.

Зайонц И.Л. Строение ямальской серии в бассейне р. Оби // Материалы к проблемам геологии позднего кайнозоя (сборник статей). Л.: НИИГА, 1969. С. 84–99.

Зайонц И.Л. Геологическое строение района Юганского отторженца // Геология, инженерная геология и гидрогеология. Сб. статей 2 Гидрогеол. упр. Вып. 8. Барнаул, 1972. С. 3–11.

Зайонц И.Л., Зилинг Д.Г., Крапивнер Р.Б. О ярусности аккумулятивного рельефа бассейна р. Оби // Геология позднего кайнозоя Западной Сибири и прилегающих территорий (материалы конференции). НИИГА, 1967.

Зайонц И.Л. Закономерности распределения и изменения фауны в новейших отложениях севера Западной Сибири // В сб. «Природная обстановка и фауны прошлого». Киев: Наукова думка, 1973. Вып. 7. С. 93–100.

Зайонц И.Л., Крапивнер Р.Б. Стратиграфическое расчленение Ямальской серии в свете новых данных // Сборник статей по геологии и инженерной геологии. М.: Недра, 1967. Вып. 6. С. 11–20.

Зайонц И.Л., Демус С.И., Федоров В.В., Семенов И.Н., Кудрин В.И. Проблемы геологического картирования верхнекайнозойских отложений севера Западной Сибири // Стратиграфия неогена и плейстоцена севера Западной Сибири. Сб. научных трудов ЗапСибНИГНИ. Тюмень, 1986. С. 28–38.

Заморуев В.В. О штриховке на гальках и валунах // Литология и полезные ископаемые. 1974. № 4.

Зарецкий Ю.К. Теория консолидации грунтов. М.: Наука, 1967. 270 с.

Зархидзе В.С. Новые данные о строении верхней части кайнозойского разреза Большеземельской тундры // Материалы по геол. и полезн. ископ. северо-востока европейской части СССР, сб. 5. Коми книжн. изд., 1965. С. 156–161.

Зархидзе В.С. История развития Тимано-Уральской области в связи с изучением ископаемых комплексов моллюсков // Геология кайнозоя севера Европейской части СССР. М.: Изд. МГУ, 1966. С. 56–72.

Зархидзе В.С. Падимейская толща западных и центральных районов Тимано-Уральской области // Вопр. стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Вып. 1. Уфа, 1972а. С. 56–66.

Зархидзе В.С. Мореюсская свита (казанцевский горизонт) Тимано-Уральской области // Вопр. стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Вып. 1. Уфа, 1972б. С. 83–86.

Зархидзе В.С. Комплексы неоген-четвертичных моллюсков // Основные проблемы палео-географии позднего кайнозоя Арктики. Л.: Недра, 1983. С. 94–104.

Зархидзе В.С., Мусатов Е.Е. Основные этапы палеогеографического развития Западной Арктики в позднем кайнозое // Критерии прогноза минерального сырья в приповерхностных образованиях севера Западной Сибири и Урала. Сб. научных трудов ЗапСибНИГНИ. Тюмень, 1989. С. 123–140.

Зархидзе Д.В., Гусев Е.А., Аникина Н.Ю., Бартова А.В., Гладенков А.Ю., Деревянко Л.Г., Крылов А.В., Тверская Л.А. Новые данные о стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений бассейна р. Море-Ю (Большеземельская тундра) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона, вып. 7. 2010. С. 96–110.

Зенкевич Л.А. Биология морей СССР. М.: Изд. АН СССР, 1963. 739 с.

Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд. АН СССР, 1962. 710 с.

Зилинг Д.Г. Разрез Белогорского материка в Среднем Приобье по обнажению «Большой Камень» // Материалы к проблеме геологии позднего кайнозоя (Сборник статей) НИИГА. Л., 1969. С. 74–83.

Зубаков В.А. Дискуссионные проблемы геологической истории севера Западной Сибири // Тр. ЗапСибНИГНИ. Тюмень, 1986. С. 38–44.

Зыков Д.С. Геоморфологические признаки проявления горизонтальной компоненты неотектонических движений вдоль границы Балтийского щита и Западно-Арктической платформы (Мурманская область) // Геоморфология. 2015. № 3. С. 27–38.

Иванова Е.В., Мурдмаа И.В., Емельянов Э.А. и др. Послеледниковые палеоокеанологические усло-

вия в Баренцевом и Балтийском морях // Океанология. 2016. Том 56. № 1. С. 125–138.

Иванова Л.В. Фораминиферы в донных осадках Баренцева моря // Природа и хозяйство севера, вып. 12, 1984. С. 36–42.

Имбри Д., Имбри К.П. Тайны ледниковых эпох. М.: Прогресс, 1988. 263 с.

История геологии. М.: Наука, 1973. 388 с.

Калесник С.В. Очерки гляциологии. М.: Географгиз, 1963. 435 с.

Калецкая М.С., Миклухо-Маклай А.Д. О мезозойской коре выветривания на Полярном Урале // ДАН СССР. Т. 139. № 6. 1961.

Кальянов В.П. Основные черты геоморфологии западного побережья полуострова Канина на основании материалов ГОИН'а // Тезисы доклада. Тр. Первого Всесоюзного географического съезда. Вып. 5, 1930.

Кальянов В.П. Морфология и четвертивные отложения среднего течения р. Печоры (между Усть-Усой и Усть-Цильмой) // Землеведение. Т. 38. Вып. 4. 1936.

Кальянов В.П., Андросова В.П. Геоморфологические наблюдения на Канине // Землеведение. Т. 35. № 1. 1933.

Каплин П.А. Проблема происхождения фиордов и фиордовые побережья СССР // Вопросы географии. Вып. 46. 1959. С. 204–220.

Каплин П.А. Фиордовые побережья Советского Союза. М.: Изд. АН СССР, 1962. 188 с.

Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Гляциальная геология. Методическое пособие по изучению ледниковых образований при геологической съёмке крупного масштаба. СПб.: Недра, 1993. 328 с.

Карское море // Океанографическая энциклопедия Л.: Гидрометеоиздат, 1974. С. 222–225.

Карта преобладающих поверхностных течений Баренцева моря, масштаб 1:3 000 000 по параллели 75°. Полярный институт Рыбного хозяйства и океанографии, отпечатано картфабрикой ВМФ, 1961.

Карта современных вертикальных движений земной коры по геодезическим данным на территории СССР. Масштаб 1: 5 000 000. ГУК, 1989.

Келлер Б.М., Лаврушин Ю.А. Великие оледенения в истории Земли. М.: Знание, 1970. 64 с.

Киселёв И.И. Некоторые результаты изучения обломочного материала в «моренах» на западе Кольского полуострова // Природная обстановка и фауны прошлого. Киев: Наукова думка, 1968. Вып. 4. С. 73–78.

Киселев И.И., Чувардинский В.Г. Об отсутствии материковых оледенений Кольского полуострова // Природная обстановка и фауны прошлого. Киев: Наукова думка, 1970. Вып. 5. С. 146–160.

Киселёв Ю.Г. Глубинная геология Арктического бассейна. М.: Недра, 1972. 224 с.

Клёнова М.В. Геология Баренцева моря. М.: Изд. АН СССР, 1960.

Клоков М.В. Основные этапы развития равнинной флоры европейской части СССР // Материалы по истории флоры и растительности СССР. Вып. 4. М.-Л.: Изд. АН СССР, 1963.

Коган Л.И., Маловицкий Я.П., Мурзин Р.Р. Глубинное строение Восточно-Баренцевской мегавпадины по данным широкоугольного глубинного сейсмического профилирования // Геотектоника. 2004. № 3. С. 79–94.

Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Леонов М.Г. Структурно-кинематические парагенезы фундамента и чехла юго-восточной окраины Балтийского щита // Геотектоника. 2007. № 6. С. 3–22.

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.

Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 340 с.

Корякин В.С. Особенности движения льда и морфологии покровного оледенения Новой Земли // Материалы гляциологических исследований. Вып. 6. 1962. С. 61–68.

Костяев А.Г. Отложения покровного комплекса и блочный рельеф восточной части Большеземельской тундры // Кайноз. покров Большезем. тундры. М.: Изд. МГУ, 1963. С. 148–191.

Костяев А.Г., Куликов О.А., Малаева Е.М., Сурков А.В. О пределах, времени и причинах полярной морской трансгрессии на равнинах севера Западной Евразии // Водные ресурсы. 1992. № 4. С. 51–57.

Костяной М.Г. Инженерно-геологические особенности глинистых пород района Каневских дислокаций. Киев: АН УССР, 1963. 174 с.

Кошечкин Б.И. Рельеф Кольского полуострова // Публичные лекции, прочитанные в лектории им. Ю.М. Шокальского. Вып. 9. Л.: Географическое общество СССР, 1969. 25 с.

Крапивнер Р.Б. Проблема соединения бассейнов Камы. Вычегды и Печоры в четвертичное время и перигляциальные отложения бассейна р. Камы // Бюллетень МОИП, отдел геологический. Т. XXXVI (2). 1961. С. 81–101.

Крапивнер Р.Б. Ваттовые отложения бассейнов Печоры и Нижней Оби и их значение для понимания палеогеографии четвертичного периода // Сб. статей по геологии и гидрогеологии. Вып. 4. М.: Недра, 1965. С. 130–155.

Крапивнер Р.Б. Геоморфологический очерк бассейна р. Печоры между устьями рек Щугор и Цильма // Сборник статей по геологии и инженерной геологии. Вып. 6. М.: Недра, 1967а. С. 61–95.

Крапивнер Р.Б. Новые данные о проблеме соединения Акчагыльского и Арктического бассейнов // Изв. Высших учебных заведений. Геология и разведка. № 9. 1967б.

Крапивнер Р.Б. О новейших разломах в бассейне р. Печоры // Вестник МГУ, серия географическая. № 1. 1967в. С. 85–91.

Крапивнер Р.Б. О новейшей тектонике Печорской низменности в связи с общими колебательными движениями // Тектонич. движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967г. С. 201–208.

Крапивнер Р.Б. Новейшие отложения и основные черты новейшей тектоники бассейна р. Печоры (на участке между устьями рр. Щугор и Цильма) / Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. М.: Моск. геол.-развед. институт им. С. Орджоникидзе, 1967д.

Крапивнер Р.Б. Геологическое строение Тобольского материка между городами Тобольском и Ханты-Мансийском // Материалы к проблемам геологии позднего кайнозоя (сборник статей). НИИ геологии Арктики. Л., 1969а. С. 37–57.

Крапивнер Р.Б. Новые данные о геологическом строении Самаровского останца // Материалы к проблемам геологии позднего кайнозоя (сборник статей). НИИ геологии Арктики. Л., 1969б. С. 58–73.

Крапивнер Р.Б. Мореноподобные суглинки Печорской низменности – осадки длительно замерзающих морей // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1973. № 12. С. 28–37.

Крапивнер Р.Б. К вопросу о колебаниях уровня Японского моря в четвертичное время // Проблемы геологии шельфа. М.: Наука, 1975. С. 109–118.

Крапивнер Р.Б. Стратиграфия новейших отложений бассейна р. Печоры от Камо-Печоро-Вычегодского водораздела до устья р. Цильмы // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. АН СССР. Башкирский филиал. Ин-т геологии. Уфа, 1976. С. 90–141.

Крапивнер Р.Б. Самаровский феномен в Западной Сибири. Ледники или тектоника? // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол. Т. 54. Вып. 4. 1979. С. 79–93.

Крапивнер Р.Б. Бескорневые неотектонические структуры. М.: Недра, 1986. 204 с.

Крапивнер Р.Б. Строение и условия формирования приповерхностных неотектонических дислокаций (на примере некоторых районов северной Евразии). Автореф. дис. … д-ра геол.-мин. наук. М.: АН СССР, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, 1990.

Крапивнер Р.Б. Происхождение приповерхностных деформационных структур областей динамического влияния разломов // Геотектоника. № 3. 1992а. С. 27–36.

Крапивнер Р.Б. Новая концептуальная модель складчатости нагнетания // Геотектоника. № 4. 1992б. С. 27–38.

Крапивнер Р.Б. Существуют ли поверхностные дислокации, связанные с напорной деятельностью ледников? // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол. Т. 67. Вып. 6. 1992в. С. 29–41.

Крапивнер Р.Б. Опоковый диапиризм в Западной Сибири // Геотектоника. № 2. 1997. С. 81–94.

Крапивнер Р.Б. Происхождение Самаровских дислокаций в низовьях Иртыша (Западная Сибирь) // Геотектоника. № 5. 2004. С. 53–67.

Крапивнер Р.Б. Быстрое погружение Баренцевского шельфа за последние 15–16 тыс. лет // Геотектоника. 2006. № 3. С. 39–51.

Крапивнер Р.Б. Признаки неотектонической активности Баренцевоморского шельфа // Геотектоника. № 2. 2007. С. 73–89.

Крапивнер Р.Б. Происхождение слабоконсолидированных осадков Баренцевоморского шельфа //

Литология и полезные ископаемые. № 1. 2009а. С. 96–110.

Крапивнер Р.Б. Происхождение диамиктонов Баренцевоморского шельфа // Литология и полезные ископаемые. № 2. 2009б. С. 133–148.

Крапивнер Р.Б. К вопросу о генезисе новейших отложений Баренцевоморского шельфа // Литология и полезные ископаемые. № 4. 2014. С. 306–332.

Крапивнер Р.Б., Абрамов В.Ю. Происхождение уникальной геохимической аномалии в зоне перехода от континента к океану между Шпицбергеном и хребтом Книповича // Литология и полезные ископаемые. № 5. 2015. С. 408–419.

Крапивнер Р.Б., Данилина Г.С. Морские террасы берегов Южного Приморья // Геоморфология и палеогеография шельфа. М.: Наука, 1978. С. 115–123.

Крапивнер Р.Б., Гриценко И.И., Костюхин А.И. Сейсмостратиграфия новейших отложений Южно-Баренцевского региона // Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л.: ПГО «Севморгеология», 1986. С. 7–14.

Крапивнер Р.Б., Рогов И.В., Скоробогатько А.В. Происхождение мореноподобных отложений Западной Камчатки // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. № 9. 1980. С. 26–37.

Крапивнер Р.Б., Скоробогатько А.В. Разрывные нарушения четвертичного чехла как отражения тектоники фундамента (о. Колгуев, Баренцево море) // Геотектоника. № 5. 2012. С. 44–62.

Крапивнер Р.Б., Смирнов И.И. Происхождение Мало-Атлымских и Хуготских дислокаций в нижнем течении р. Обь (Западная Сибирь) // Геотектоника. № 2. 2001. С. 32–40.

Крапивнер Р.Б., Хершберг Л.Б. Геоморфологические и палеогеографические критерии поисков прибрежно-морских россыпей // Известия высших учебн. заведений. Геология и разведка. № 1. 1978. С. 26–43.

Крапивнер Р.Б.. Юдкевич А.И. Происхождение Каневских дислокаций и их значение для гидротехнического строительства // Инженерная геология. № 1. 1989. С. 80–85.

Краснов И.И. Дискуссионные вопросы ледниковой теории и антигляциализм // Проблемы стратиграфии и палеогеографии. Тр. ВСЕГЕИ. Л., 1968. С. 226–251.

Краснов И.И. Сущность современного антигляциализма // Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. Т. 49. № 5. 1974.

Красс М.С. Математическая теория гляциомеханики // Итоги науки и техники. Серия Гляциология. Т. 3. М.: ВИНИТИ, 1983. 142 с.

Кригер Н.И. О причине высокой плотности моренных отложений // Литология и полезные ископаемые. № 4. 1971. С. 124–130.

Кригер Н.И., Долодаренко С.А., Миронюк С.Г. Гляциотектоника и конечные морены западной части Русской равнины. М.: Наука, 1983. 110 с.

Кропоткин П.А. Исследования о ледниковом периоде // Докл. РГО, СПб. 1876. Т. 7. Вып. 1.

Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н., Макеев В.М. Напряжённое состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. 1987. № 1. С. 3–24.

Крылов А.В., Марке Р. Морские моллюски атлантического происхождения из отложений плиоцена-плейстоцена запада Российской Арктики и их биостратиграфическое значение. Моллюски рода *Isocrassina* // Региональная геология и металлогения. № 57. 2014а. С. 27–36.

Крылов А.В., Марке Р. Морские моллюски атлантического происхождения из отложений плиоцена-плейстоцена запада Российской Арктики и их биостратиграфическое значение. Моллюски родов *Astarte, Cyrtodatia, Mya, Panopea* // Региональная геология и металлогения. № 60. 2014б. С. 35–51.

Крылов А.В., Гусев Е.А., Кузнецов А.Б., Зархидзе Д.В. Значение моллюсков рода *Cyrtodaria* для стратиграфии кайнозойских отложений Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. № 4(102). 2014. С. 5–23.

Кузин И.Л. Об отсутствии материковых оледенений в северо-западной части Западно-Сибирской низменности // Тр. ВНИГРИ. Сб. по геологии и геохимии. № 3(IX). 1960.

Кузин И.Л. Геоморфологические уровни севера Западной Сибири // Тр. ВНИГРИ. В. 225. 1963.

Кузин И.Л. О происхождении мореноподобных отложений (на примере Западной Сибири) // Изв. ВГО. Вып. 6. 1981.

Кузин И.Л. О степени обоснованности материковых оледенений // Изв. РГО. Т. 135. Вып. 5. 2003. С. 51–67.

Кузин И.Л. Мифы и реалии учения о ледниковой теории / СПб.: Изд. СЗНИИ «Наследие», 2013. 178 с.

Кузин И.Л., Рейнин И.В., Чочиа Н.Г. Основные черты палеогеографии четвертичного периода на территории Западно-Сибирской низменности в

связи с вопросом об её оледенении // Тр. ВСЕГЕИ, новая серия. Т. 64. 1964.

Кузнецов А.Б., Зархидзе Д.В., Крылов А.В., Маслов А.В. Стронциевая изотопная хемостратиграфия позднекайнозойских отложений Тимано-Уральского региона по раковинам моллюсков: обоснование эоплейстоцена // ДАН. Т. 458. № 6. 2014. С. 687–691.

Кузнецова А.В. Палеомагнитные исследования плиоценовых отложений Республики Коми (скв. Н-86, Немская площадь) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Сыктывкар: Геопринт, 2000. С. 84–88.

Кулага А.И., Крапивнер Р.Б., Агальцова Е.Н., Костюхин А.И. Отчёт о инженерно-геологических исследованиях на Кольском шельфе. Объект № 72. Мурманск, Арктическая морская инженерно-геологическая экспедиция, 1986.

Кулик Н.А. Предварительный отчет о поездке в Большеземельскую тундру летом 1910 г. // Зап. Минералогич. общества, вторая серия, Кч. 51, в. 1, 1923.

Кулик Н.А. О северном постплиоцене // Геол. вестник, т. 5, № 1–3, 1926.

Кульчицкий Л.И., Усьяров О.Г. Физико-химические основы формирования свойств глинистых пород. М.: Недра, 1981. 178 с.

Кучай В.К., Трифонов В.Г. Молодой левый сдвиг в зоне Дарваз-Каракульского разлома // Геотектоника. № 3. 1977. С. 91–105.

Лавров А.С. Субгляциальные компрессионные морены Баренцевоморского ледникового щита // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. № 51. 1981. С. 51–60.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М.: Аэрогеология, 2005. 222 с.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен Печорской низменности и западного Притиманья (стратиграфия, палеогеография, хронология). М., 2012. 191 с.

Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М.-Л.: Изд. АН СССР, 1960. 234 с.

Лаврушин Ю.А. Вопросы стратиграфии и палеогеографии Шпицбергена в позднем плейстоцене // Северный Ледовитый океан и его побережья в кайнозое. Л.: Гидрометиздат. 1970. С. 53–57.

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений М.: Наука, 1976. 237 с.

Лаврушин Ю.А. Гляциальный шельф: строение, осадконакопление, палеогеография // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1989. С. 91–109.

Лаврушин Ю.А., Эпштейн О.Г. Особенности ледового типа седиментогенеза // Бюлл. Московского о-ва испытателей природы. Отд. геол. Т. 75. Вып. 6. 2000. С. 14–29.

Лаврушин Ю.А., Эпштейн О.Г. Геологические события плейстоцена на севере Восточной Европы и в южных частях Баренцева моря (по материалам изучения естественных опорных разрезов) // Бюлл. комиссии по изуч. четвертичн. периода. № 64. 2001. С. 35–60.

Лазуков Г.И. Четвертичные отложения северо-запада Западно-Сибирской низменности // Тр. ВНИГРИ. Вып. 158. 1960.

Лазуков Г.И. О синхронности и метахронности четвертичных оледенений и трансгрессий // Палеогеография четвертичного периода СССР. М.: Изд. МГУ, 1961.

Лак Г.Ц., Лукашов А.Д. Неотектоника в зоне докембрийских разломов южной Карелии // Тектонич. движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967. С. 198–201.

Ламакин В.В. О динамической классификации речных отложений // Землеведение. Новая серия. Вып. 3(43). 1950. С. 161–168.

Лаптева А.М. Геологическая история Кольского полуострова на рубеже плейстоцена и голоцена: следы трансгрессии льда с Баренцево-Карского шельфа // Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. М.: МГГРУ, 2003. 24 с.

Левин (Пинежский) С.А. Кит Пинежья – пришло время внести однозначную ясность. Статья 1. История изучения и реальное местоположение разреза // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы IX Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Иркутск, 2015. С. 259–261.

Левков Э.А. Гляциотектоника. Минск: Наука и техника, 1980. 279 с.

Левков Э.А., Горелик В.А. Связь современного рельефа и неотектонических движений с глубинными структурами территории Белоруссии // Проблемы унаследованности тектонических структур в Прибалтике и Белоруссии. Таллин, 1979. С. 75–82.

Леонов Ю.Г., Хуторской М.Д. Жёлоб Орла (Стуре) – элемент новейшей геодинамики внешней

зоны Баренцевоморского шельфа // Сб. «Строение и история развития литосферы». Гл. редактор Ю.Г. Леонов. М.-СПб.: Paulsen Edition, 2010. С. 156–173.

Леонтьев О.К. Основы геоморфологии морских берегов. М.: Изд. МГУ, 1961. 418 с.

Линдберг Г.У. Недавние крупные колебания уровня океана и биогеография // Землеведение. 1950. 3(43). С. 381–390.

Линдберг Г.У. Крупные колебания уровня океана в четвертичное время и их влияние на бассейн Северного Ледовитого океана // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометиздат, 1970. С. 101–111.

Линдберг Г.У. Крупные колебания уровня океана в четвертичный период. Л.: Наука, Ленинградское отд. 1972. 548 с.

Липенков В.Я., Саламатин А.Н., Екайкин А.А. Палеоклиматические реконструкции по результатам исследования ледяного керна из глубокой скважины и шурфов на станции Восток // Арктика и Антарктика. Вып. 2(36). 2003. С. 85–99.

Лисицын А.П. Закономерности ледового разноса грубообломочного материала // Современные осадки морей и океанов. М.: Изд. АН СССР, 1961. С. 232–284.

Лисицын А.П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966. 574 с.

Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.

Лосева Э.И., Певзнер М.А. Развёрнут ли Васьянский Конь на 180°? // Бюлл. комиссии по изуч. четвертичн. периода. № 47. 1977. С. 130–132.

Ломтадзе В.Д. Физико-механические свойства нижнекембрийских глин северо-западной окраины Русской платформы // Записки Ленинградского горного ин-та. Т. 34. Вып. 2. 1958. С. 154–188.

Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере / Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 460. М.: Наука, 1991. 144 с.

Любимов Б.П. Неотектоника района низовьев реки Печора в четвертичное время // Кайнозойский покров Большеземельской тундры. М.: Изд. МГУ, 1963. С. 74–81.

Люстих Е.Н. О расчете реологических свойств астеносферы по «всплыванию» Фенноскандии // Изв. АН СССР, сер. геофиз. № 3. 1956. С. 360–364.

Люстих Е.Н. Изостазия и изостатические гипотезы // Тр. Геофизического ин-та АН СССР. М., 1957. 89 с.

Люстих Е.Н. О конвекции в оболочке Земли по расчетам Пикериса // Изв. АН СССР, сер. геофиз. № 5, 1957.

Магницкий А.В. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 379 с.

Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в её бассейне. М.: Изд. АН СССР, 1955.

Малаховский Л.Б., Саммет Э.Ю., Котлукова И.В., Грейсер Е.Л. Ледниковые нарушения на северо-западе РСФСР // Ин-т геол. наук АН УССР. № 14. Препринт, 1980. С. 32–34.

Марков К.К., Суетова И.А. Эвстатические колебания уровня океана // Основные проблемы изуч. четвертичн. периода. М.: Наука, 1965.

Матвеев А.В. Отражение структурно-тектонических особенностей Белорусского Полесья в строении и размещении краевых гряд // Ин-т геол. наук АН УССР. № 14. Препринт, 1980. С. 34–36.

Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. Л.: Изд. Наука. Ленингр. отд. 1984. 186 с.

Мерклин Р.Л., Зархидзе В.С., Ильина Д.Б. Определитель морских плиоцен-плейстоценовых моллюсков северо-востока европейской части СССР. М.: Наука, 1979. 96 с.

Мусатов Е.Е. Структура кайнозойского чехла и неотектоника Баренцево-Карского шельфа по сейсмоакустическим данным // Российский журнал наук о Земле. Т. 1. № 2. 1998. С. 157–183.

Назаренко Р.В., Куликов С.Н. Инженерно-геологические условия в районе проектируемого транспортно-технологического комплекса в губе Орловка. Исследования в рамках обустройства сухопутных объектов Штокманского ГКМ // Международная конференция «Нефть и газ арктических шельфов». Серия 2. Мурманск, 2008.

Нансен Ф. Шпицберген. Собр. соч. Т. 4. М., 1938. 410 с.

Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 392 с.

Николаев П.Н. Напряжённое состояние земной коры и его значение для новейшей геодинамики // Неотектоника и современная динамика литосферы: Тез. докл., т. I. Таллин, 1982. С. 57–61.

Николаева С.Б. Палеосейсмические проявления в северо-западной части Балтийского щита и их

геолого-тектоническая позиция // Геоморфология. № 4. 2001. С. 66–74.

Николаева С.Б., Евзеров В.Я., Петров С.И. Сейсмические проявления в рельефе северо-запада Мурманской области. 2015. http//www.kolasc.net.ru/Russian/sever07_5.pdf

Ог Э. Геология. Геологические явления. Изд. шестое. М.: Объединённое науч.-технич. изд-во НКТП, глав. ред. геолого-разведочной и геодезической лит-ры, 1935. 576 с.

Осипов В.И. Природа прочностных и деформационных свойств глинистых пород. М.: Изд. МГУ, 1979. 232 с.

Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики // Тр. ПО «Севморгеология». Т. 190. Л.: Недра, Ленинградское отделение, 1983. 263 с.

Павленко В.В. К вопросу о стратиграфии кайнозойских отложений на Седуяхинском поднятии в пределах Малоземельской тундры // Кайнозойский покров Большеземельской тундры. М.: Изд. МГУ, 1963. С. 12–16.

Павлидис Ю.А., Щербаков Ф.А., Боярская Т.Д. и др. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений и палеогеография южной части Баренцева моря // Океанология. Т. 32. Вып. 5. 1992. С. 917–923.

Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А. и др. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М.: ГЕОС, 1998. 187 с.

Палиенко В.П. Морфоструктурные условия гляциоморфогенеза на Украине // Стратиграфия и корреляция морских и континент. отлож. Украины. Киев, 1987. С. 143–148.

Панасенко Г.Л. Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука, 1969. 184 с.

Патерсон У.С. Физика ледников. Издание 2-е. М., 1972. 311 с.

Пидопличко И.Г. О Ледниковом периоде. Вып. 1. Киев: Изд. АН Украинской ССР, 1946. 172 с.

Пидопличко И.Г. О ледниковом периоде. Вып. 2. Киев: Изд. АН Украинской ССР, 1951.

Пидопличко И.Г. О ледниковом периоде. Вып. 4. Киев: Изд. АН Украинской ССР. 1956. 336 с.

Пидопличко И.Г., Макеев П.С. О климатах и ландшафтах прошлого. В. 1. Киев, 1952.

Погодина И.А. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений Баренцева моря по фораминиферам // Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2000. 22 с.

Поляк Б.Г., Лаврушин В.Ю., Прасолов Э.И. Первые данные об изотопном составе инертных газов (He, Ar) в термальных источниках гряды Чернышова (с.з. Приуралье) // Симпозиум по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова (Тез. докл.), 14–16 ноября 2007 г. М.: ГЕОХИ РАН, 2007. С. 104.

Попов А.И. Некоторые вопросы палеогеографии четвертичного периода в Западной Сибири // Вопросы географии. 1949. № 12. С. 29–54.

Попов А.И. Четвертичный период в Западной Сибири // Ледниковый период на территории европейской части СССР и Сибири. М.: Изд. МГУ, 1959.

Попов А.И. Палеогеография плейстоцена Большеземельской тундры // Вестник МГУ. Сер. геогр. № 6. 1961.

Попов А.И. О псевдомерзлотных образованиях // Вестн. МГУ. Сер. геогр. 1962, № 3.

Попов А.И. Плейстоценовые отложения в нижнем течении р. Печоры // Кайнозойский покров Большеземельской тундры. М.: Изд. МГУ, 1963. С. 24–49.

Попов В.В., Зархидзе Д.В., Иосифиди А.Г. Магнитная стратификация неогена Тимано-Уральского субрегиона. Часть 1: результаты палеомагнитных исследований // Палеомагнетизм осадочных бассейнов Северной Евразии. Сб. статей. СПб.: ВНИГРИ, 2007а. С. 9–18.

Попов В.В., Зархидзе Д.В., Иосифиди А.Г., Цибульская А.Е. Магнитная стратификация неогена Тимано-Уральского субрегиона. Часть 2: Использование анизотропии магнитной восприимчивости для доказательства седиментационной природы естественной остаточной намагниченности // Палеомагнетизм осадочных бассейнов Северной Евразии. Сб. статей. СПб.: ВНИГРИ, 2007б. С. 19–43.

Применение сейсмоакустических методов в гидрогеологии и инженерной геологии. Под ред. Н.И. Горяинова. М.: Недра, 1992. 260 с.

Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1985. 399 с.

Ребиндер П.А. Физико-химическая механика дисперсных структур // Физико-химическая механика дисперсных структур. М.: Наука, 1966.

Резолюция Симпозиума по проблеме «Кайнозойская история Полярного бассейна и её влияние

на развитие ландшафтов северных территорий», состоявшегося в Ленинграде с 1 по 6 апреля 1968 г. // Северный ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидромет. изд-во, 1970. С. 557–562.

Результаты глубоководного бурения в Атлантическом океане в 38-м рейсе «Гломар Челленджера». Литология и петрография. М.: Наука, 1979. 194 с.

Рогожин В.В. Палеогеографическое значение крупнообломочного материала в новейших отложениях северо-запада Средне-Сибирского плоскогорья и прилегающих низменностей в связи с проблемой антропогеновых оледенений // Природная обстановка и фауны прошлого. Вып. 7. Киев: Наукова думка, 1973. С. 62–71.

Розенбаум Г.Э. Палеогеография низовьев долины р. Печоры с верхнечетвертичного времени // Кайнозойский покров Большеземельской тундры. М.: Изд. МГУ, 1963. С. 82–90.

Рокос С.И., Люстерник В.А. Формирование состава и физико-механических свойств плиоцен-четвертичных мореноподобных отложений центральной части шельфа Баренцева моря (Южно-Баренцевская впадина и её структурное обрамление). Киев: Институт геологических наук Украины, препринт 90-19, 1990. 50 с.

Рокос С.И., Люстерник В.А. Формирование состава и физико-механических свойств плейстоценовых отложений южной и центральной частей шельфа Баренцева моря (генетический и палеогеографический аспекты). Киев: Институт геол. наук Украины, препринт 92-11, 1992. 58 с.

Рухина Е.В. Литология моренных отложений. Л.: Изд. ЛГУ, 1960. 142 с.

Рябухин А.Г., Короновский Н.В. Концепция катастрофизма в геологии // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. № 6, 1998. С. 6–15.

Самойлов Я.В., Горшкова Т.Е. Осадки Баренцева и Карского морей // Тр. Плавуч. морск. науч. ин-та. Т. I. В. 14. 1924.

Самойлович Ю.Г., Скоробогатько А.В. Стратиграфическое расчленение новейших отложений Кольского шельфа // Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л.: ПГО «Севморгеология», 1986. С. 15–22.

Самойлович Ю.Г., Каган Л.Я., Иванова Л.В. Четвертичные отложения Баренцева моря. Апатиты: КНЦ РАН. Геологич. ин-т, 1993. 73 с.

Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое Л.: Гидрометиздат, 1970. 562 с.

Семенов И.Н. О находке комплекса третичной микрофауны в рыхлых отложениях Воркутской мульды // Кайнозойский покров Большеземельской тундры. М.: Изд. МГУ, 1963. С. 10–11.

Семенов И.Н. К вопросу о генезисе «ледниковых» отложений на северо-востоке Европейской части СССР // Материалы конф. молодых ученых. Башк. фил. АН СССР. Уфа: Изд. Башк. фил. АН СССР, 1969.

Семенов И.Н. Стратиграфия антропогеновых отложений Большеземельской тундры по фораминиферам. М.: Наука, 1973. 159 с.

Семенов И.Н., Зархидзе В.С., Павленко В.В. О неогеновых отложениях Малоземельской тундры // Материалы по геол. и полезн. ископ. северовостока европ. части СССР. Сб. 5. Коми книжн. изд., 1965.

Серебряный Л.Р. Попурри антигляциализма // Геоморфология. № 3. 1999. С. 101–103.

Скоробогатько А.В. (отв. исполнитель). Отчёт по опытно-методической геологической съёмке шельфа масштаба 1:1 000 000 южной части Баренцева моря в 1982–1986 гг. (лист R-38). Мурманск, МАГЭ ПГО «Севморгеология», 1986.

Скоробогатько А.В. (отв. исполнитель). Отчёт по составлению и подготовке к изданию комплекта карт масштаба 1:1 000 000 по материалам опытно-методической геологической съёмки южной части Баренцева моря (лист R-37). Мурманск, МАГЭ, 1987.

Слободин В.Я., Рогожин В.В. Основные черты палеогеографии позднего кайнозоя севера Западной и Средней Сибири в связи с проблемой антропогеновых оледенений // Природная обстановка и фауны прошлого. Вып. 7. Киев: Наукова думка, 1973. С. 56–71.

Сорохтин О.Г. Развитие Земли. М.: Изд. МГУ, 2002. 506 с.

Спенсер Э.У. Введение в структурную геологию. Л.: Недра, 1981. 366 с.

Статистические методы при геохимических поисках месторождений (приложение 10). Ответств. ред. Михеев Д.А. Препринт. Изд. ИМГРЭ АН СССР – Мингео СССР. М., 1973. 122 с.

Стонкус П.П. О связи гравитационного поля с глубинным строением и рельефом поверхности Южной Литвы // Проблемы унаследованности

тектонических структур в Прибалтике и Белоруссии. Таллин, 1979. С. 69–73.

Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 144 с.

Суздальский О.В. О генезисе моренных суглинков и подстилающих их отложений на севере Западной Сибири // Тр. НИИГА. Т. 143. 1965. С. 180–187.

Суздальский О.В. Палеогеография арктических морей СССР в неогене и плейстоцене. Л.: Наука, 1976. 115 с.

Суздальский О.В., Слободин В.Я. Стратиграфия плиоцена и плейстоцена Западной Сибири в зоне трансгрессий // Материалы к проблемам геологии позднего кайнозоя. Л.: НИИГА, 1969. С. 131–139.

Суздальский О.В., Слободин В.Я. К определению генезиса валунных суглинков севера Евразии // Современное и древнее оледенение равнинных и горных районов СССР. Л., 1978. С. 98–103.

Суздальский О.В., Слободин В.Я., Лев О.Л. История морской фауны и арктических шельфовых бассейнов в антропогене // Природная обстановка и фауны прошлого. В. 7. Киев: Наукова думка, 1973. С. 82–87.

Сулейманова Ф.И., Филиппов В.В., Алимбекова А.И., Яхимович В.Л. Опорный магнитостратиграфический разрез верхнего плиоцена междуречья Северной Двины и Пинеги Архангельской области. Уфа: Препринт БНЦ Уральского отд. РАН, 1992. 28 с.

Суходровский В.Л. О роли ледников в происхождении рельефа Земли Франца-Иосифа // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометиздат, 1970. С. 57–60.

Талалай П.Г. Первые итоги бурения самой глубокой скважины во льдах Гренландии // Природа. № 11. 2005. С. 32–39.

Талалай П.Г. Самый древний лёд Антарктиды: поиски и решения // Природа. № 4. 2011. С. 35–49.

Тальвани М., Элдхолм О. Континентальные окраины в Норвежско-Гренландском бассейне // Геология континентальных окраин. Т. 2. М.: Мир, 1972. С. 49–65.

Тарасов Г.А., Погодина И.А., Матишов Г.Г. История развития Западного Шпицбергена в позднечетвертичное время // ДАН. Т. 387. № 6. 2002. С. 820–822.

Тарноградский В.Д., Каплянская Ф.А. Классификация продуктов гляциотектонической переработки рыхлых пород ледникового ложа // Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Л., 1987. С. 73–78.

Тёркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. Часть 2. М.: Мир, 1985. 349 с.

Третяк А.Н., Вигилянская Л.И., Гриценко И.И., Бахмутов В.Г., Ковалюх Н.Н. Магнитостратиграфические исследования донных осадков Баренцева моря // Геофизический журнал. Т. 15. № 1. 1993. С. 55–62.

Троицкий Л.С. О масштабах оледенения Урала в четвертичном периоде // Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966. С. 202–209.

Троицкий Л.С. К истории оледенения Шпицбергена в верхнем плейстоцене и голоцене // Доклады АН СССР. 1967. Т. 175. № 3. С. 679–682.

Троицкий Л.С., Ходаков В.Г., Михалев В.И. и др. Оледенение Урала. М.: Наука, 1966. 308 с.

Троицкий С.Л. Общий обзор плейстоценовых морских фаун северного побережья Евразии // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое Л.: Гидрометиздат, 1970. С. 179–185.

Троицкий С.Л. Современный антигляциализм. Критический очерк. М.: Наука, 1975. 163 с.

Удра И.Ф. Биогеографическое подтверждение морских трансгрессий и внутриматериковых подтоплений на территории Евразии в антропогене // Изв. РАН, серия географич. № 2. 2009. С. 69–77.

Филиппов В.В. Генетическое исследование отложений верхнего кайнозоя // Геология и полезные ископаемые севера Русской платформы. М., 1987. С. 12–31.

Филлипов В.В. Региональный опорный стратиграфический горизонт верхнего кайнозоя Архангельской области // Геология и полезные ископаемые севера европейской части СССР. Архангельск, 1991. С. 212–222.

Хворова И.В. Фации подводных гравититов // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1989. С. 37–58.

Хольтедаль Х. Геология Норвегии. Т. 1-2. М., 1957. 720 с.

Хосино М. Морская геология. М.: Недра, 1986. 432 с.

Хэллем Э. Великие геологические споры. М.: Мир, 1985. 216 с.

Хуторской М.Д., Леонов Ю.Г., Ермаков А.В., Ахмедзянов В.Р. Аномальный тепловой поток и при-

рода желобов в северной части Свальбардской плиты // Доклады Академии Наук. Т. 424. № 2. 2009. С. 227–233.

Цейнер Ф. Плейстоцен М.: Изд. иностранной литературы, 1963. 502 с.

Цытович Н.А. Механика мёрзлых грунтов (общая и прикладная). М.: Высшая школа, 1973. 446 с.

Чернышев Ф.Н. Орографический очерк Тимана // Тр. геолкома. Т. XII. № 1. 1915.

Чочиа Н.Г., Андреев А.В., Белоруссова Т.П. и др. Геологическое строение, перспективы нефтегазоносности и направление работ на Обско-Пуровском междуречье, Ямале и Пур-Тазовском междуречье. ВНИГРИ, 1962.

Чочиа Н.Г., Евдокимов С.П. Палеогеография позднего кайнозоя восточной Европы и Западной Сибири. М.: Изд. МГУ, 1993. 248 с.

Чувардинский В.Г. К вопросу о материковых оледенениях Фенноскандии // Природная обстановка и фауны прошлого. Вып. 1. Киев: Изд. АН УССР, 1963. С. 66–96.

Чувардинский В.Г. О роли припайных льдов в формировании валунных отложений на примере Кандалакшского залива Белого моря // Геология позднего кайнозоя севера европейской части СССР. М.: Изд. МГУ, 1966.

Чувардинский В.Г. О происхождении так называемого экзарационного рельефа на Кольском полуострове // Природная обстановка и фауны прошлого. Вып. 4. Киев: Наукова думка, 1968. С. 57–72.

Чувардинский В.Г. О чем свидетельствуют радиокарбоновые датировки органических остатков из верхнеантропогеновых отложений Северной Америки и Фенноскандии // Природная обстановка и фауны прошлого. Вып. 5. Киев: Наукова думка, 1970а. С. 121–140.

Чувардинский В.Г. К интерпретации данных радиоуглеродного определения абсолютного возраста органических остатков из верхнеантропогенных отложений Фенноскандии // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометиздат, 1970б. С. 248–252.

Чувардинский В.Г. К пересмотру геолого-геоморфологических критериев ледниковой концепции // Природная обстановка и фауны прошлого. Вып. 7. Киев: Наукова думка, 1973. С. 11–56.

Чувардинский В.Г. Новые данные по геологии плейстоцена восточной части Кольского полуострова // Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики. Л., 1982. С. 141–149.

Чувардинский В.Г. Геолого-геоморфологическая деятельность припайных льдов (по исследованиям в Белом море) // Геоморфология. 1985а. № 4. С. 69–77.

Чувардинский В.Г. К вопросу о морском позднем плейстоцене центральной части Кольского полуострова // Геологические события в истории плиоцена и плейстоцена южных и северных морей. Уфа, 1985б. С. 33–37.

Чувардинский В.Г. К вопросу о тектоническом происхождении озов // Природа и хозяйство Севера. Вып. 14. Мурманское книжное издательство, 1986. С. 6–13.

Чувардинский В.Г. К методике валунных поисков медно-никелевых руд на Кольском полуострове // Природа и хозяйство Севера. Вып. 15. Мурманское книжное издательство, 1987. С. 12–17.

Чувардинский В.Г. Вопросы динамики и геологической деятельности ледников // Природа и хозяйство Севера. Вып. 16. Мурманское книжное издательство, 1988. С. 67–76.

Чувардинский В.Г. Неотектонические разрывные структуры и их роль в формировании рельефа Кандалакшского грабена // Природа и хозяйство Севера. Вып. 17. Мурманское книжное издательство, 1989. С. 34–40.

Чувардинский В.Г. О ледниковой теории. Происхождение образований ледниковой формации. Апатиты: ОАО Центрально-Кольская экспедиция, 1998. 302 с.

Чувардинский В.Г. Разрывная неотектоника и новые поисковые методики // ОАО «Центрально-Кольская экспедиция», Апатиты, 2001. 100 с.

Чувардинский В.Г. Дискуссия с ледниковой системой // ОАО «Центрально-Кольская экспедиция», Кольский филиал Петрозаводского государственного университета. Апатиты, 2004. 120 с.

Чувардинский В.Г. Букварь неотектоники. Новый взгляд на ледниковый период. Центрально-Кольская экспедиция, Кольский филиал Петрозаводского ГУ. Апатиты, 2008. 84 с.

Чувардинский В.Г. Четвертичный период. Новая геологическая концепция. Апатиты: Кольский научный центр РАН, 2012а. 179 с.

Чувардинский В.Г. Результаты сквозного разбуривания ледниковых покровов Арктики и Антаркти-

ды и их значение для решения проблем четвертичного периода // Изв. РГО. Т. 114. Вып. 2. 2012б. С. 28–41.

Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит // Тр. ИГН АН СССР. Вып. 135. Сер. геол. (№ 55). 1951.

Шанцер Е.В. Современное состояние учения о четвертичном оледенении // Тр. комиссии по изучению четвертичного периода. XII. Материалы по истории четвертичной флоры и фауны в связи с развитием четвертичного оледенения. М.: Изд. АН СССР, 1955. С. 5–21.

Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 239 с.

Шарин В.В., Арсланов Х.А. Новые радиоуглеродные датировки морских террас Северо-Восточной Земли (архипелаг Шпицберген) // Вестник СПБГУ. Сер. 7. Вып. 2. 2011. С. 129–134.

Шейнкман В.С., Плюснин В.М. Оледенение Западной Сибири: спорные вопросы и пути их решения // Лёд и снег. 2015. № 1 (129). С. 103–120.

Шепард Ф.П. Морская геология. Л.: Недра, Ленинградское отд. 1969. 425 с.

Шер А.В., Плахт И.Р. Радиоуглеродное датирование и проблемы стратиграфии плейстоцена низменностей Северо-Востока СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 8. 1988. С. 17–31.

Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов. Новосибирск.: Наука, 1983. 112 с.

Шило Н.А., Данилов И.Д. «Великие оледенения»: факты против теории // Наука в СССР. № 4. 1984. С. 44–53.

Шипилов Э.В. Генерации, стадии и специфика геодинамической эволюции молодого океанообразования в Арктике // Доклады АН. Т. 402. № 3. 2005. С. 375–379.

Шипилов Э.В., Тарасов Г. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России, 1998. 306 с.

Штукенберг А. Отчет геологического путешествия в Печорский край и Тюменскую тундру// Материалы для геологии России. Т. V. Вып. 1. СПб. 1875.

Штукенберг А. Геологическое исследование в Печорском крае // Зап. Минералогического общества. Сер. 2. Ч. XI. 1876.

Шумский П.А. К теории движения и колебания ледников // Материалы гляциологических исследований. Вып. 6. 1962. С. 31–41.

Шумский П.А. Динамическая гляциология. М.: ВИНИТИ, 1969. 172 с.

Эпштейн О.Г. Обнажение Вастьянский Конь на Нижней Печоре – разрез мощного конечно-моренного сооружения в активной краевой зоне новоземельского ледникового покрова // Бюлл. комиссии по изуч. четвертичного пер. № 59. 1990б. С. 14–28.

Эпштейн О.Г. Усовершенствованная пятибальная шкала для визуальной оценки окатанности обломочного материала и некоторые полученные результаты // Литология и полезные ископаемые. № 6. 1995. С. 654–666.

Эпштейн О.Г., Гатауллин В.Н. Литология и условия образования четвертичных отложений в восточной (приновоземельской) части Баренцева моря // Литология и полезные ископаемые. № 1. 1993. С. 110–124.

Эпштейн О.Г., Лаврушин Ю.А. Гляциоморская седиментация как особая стадия шельфового осадконакопления // ДАН. Т. 393. № 4. 2003. С. 521–523.

Эпштейн О.Г., Чистякова И.А. Печороморский шельф в позднем валдае – голоцене: основные седиментологические и палеогеографические события // Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода. № 66. 2005. С. 107–123.

Эпштейн О.Г., Длугач А.С., Старовойтов А.В., Романюк Б.Ф. Плейстоценовые отложения восточной части Баренцева моря (районы Центральной впадины и Мурманской банки). Сообщение 1. Условия залегания и основные черты строения // Литология и полезные ископаемые. № 2. 2011а.

Эпштейн О.Г., Длугач А.Г., Старовойтов А.В., Романюк Б.Ф. Плейстоценовые отложения восточной части Баренцева моря (районы Центральной впадины и Мурманской банки). Сообщение 2. Литологический состав и условия образования. // Литология и полезные ископаемые. 2011б. № 3.

Юдкевич А.И., Симонов А.Н. Стратиграфия плиоцена и плейстоцена бассейна р. Печоры // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. АН СССР, Башкирский филиал, ин-т геологии. Уфа, 1976. С. 142–165.

Яхимович В.Л., Зархидзе В.С., Афанасьева Т.А. Опорный магнитостратиграфический разрез верхнего плиоцена Тимано-Уральской области (гряды Гамбурцева и Яранмусюр) Уфа: Башкирсий научный центр Уральского отд. РАН. Препринт доклада. Уфа, 1992. 12 с.

Яшин Д.С., Кошелева В.А. Плейстоценовые отложения Баренцево-Карского шельфа // Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л.: ПГО «Севморгеология», 1986. С. 56–62.

Aksu A.E., Baldauf J., Bohrman G. et al. High-latitude palaeoceanography // Nature. V. 320, 1986. P. 17, 18.

Anderson E.M. The Dynamics of Faulting. S-d ed. Edinburg. 1951. 206 p.

Andersen E.S., Dokken T.M., Elverhøi F. et al., Late Quaternary sedimentation and glacial history of the western Svalbard continental margin // Marine Geology. 133. 1996. P. 123–156.

Astakhov B.I., Svendsen J.I., Matiouchkov A., Mangerud J., Maslenikova O. and Trevanger J. Marginal formation of the last Kara- and Baretnts ice sheets in northern European Russia // Boreas. Vol. 28. № 1. 1999. P. 23–45.

Ashby M.F., Jones D.R.H. Engineering materials – an introduction to their properties and applications. Pergamon Press, Oxford, 1980. 278 p.

Backman J., Moran K., McInroy D.B. et al. Proceedings of the integrated Ocean Drilling Program, Vol. 302. Edinburgh: Iintegrated Ocean Drilling Program. Management International Inc., 2006. 169 p.

Baranovski S. The subpolar glaciers of Spitsbergen seen against the climate of this region // Acta Univ. Wratislavensis 410. Wroclav, 1977.

Bard T., Hamelin B., Fairbanks R.G., Zindler F. Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30000 yars using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals // Nature. Vol. 345. 1990a. P. 405–410.

Bard T., Hamelin B., Fairbanks R.G. U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130000 yars // Nature. Vol. 346. 1990b. P. 456–458.

Barka A.A., Hancock P.L. Neotectonic deformation patterns in the convex-northwards arc of the North Anatolian fault zone // Geol. evol. East. Mediter. Oxford e. a. 1984. P. 763–774.

Barlett W.L., Freedman M. and Logan J.M. Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure // Tectonophyscks. 79. 1981. P. 255–277.

Blankeship D.D., Bentley C.R., Rooney S.T., Alley R.B. Seismic measerements reveal a saturated porous layer beneath an active Antarctic ice stream // Nature. Vol. 322. 1986. P. 54–57.

Bond G., Broecker W., Johnsen S., et al. Correlation between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice // Nature. V. 365. 1993. P. 143–147.

Boulton G.S. On the origin and transport of englacial debris in Svalbard Glaciers // Journal of Glaciology. Vol. 9. № 56. 1970a. P. 213–229.

Boulton G.S. On the deposition of subglacial and melt-out tills at the margins of certain Svalbard glaciers // Journal of Glaciology. Vol. 9. № 56. 1970b. P. 231–245.

Boulton G.S. Modern Arctic glaciers as depositional models for former ice sheets // J. geol. Soc. Lond. Vol. 128. 1972. P. 361–393.

Boulton G.S. Processes and patterns of glacial erosion // Coates D.R. (ed) Glacial geomorphology, Binghamton, NY, State University of New York, 1974. P. 41–87.

Boulton G.S. Proccesses and pattern of subglacial sedimentation: a theoretical approach // Ice Age: Ancient and Modern. Geol. J. Spec. Issue. № 6. Liverpool, 1975. P. 7–42.

Boulton G.S. Glacial history of the Spitsbergen archipelago and the problem of a Barents ice sheet // V. 8, № 1, Boreas 1979 a. P. 31–57.

Boulton G.S. Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis // «Sedimentology». V. 25. № 6. 1978. P. 773–799.

Boulton G.S. Model of Weichselian glacer variation in the North Atlantic region // Boreas. V. 8. № 3. 1979b. P. 373–395.

Boulton G.S. Processes of glacier erosion on different substrata // J. Glaciology. 23 (89). 1979c. P. 15–38.

Boulton G.S. Classification of till // Quaternary Newsletter (London). № 31. 1980. P. 1–13.

Boyle T.A., Edmond J.M., Sholkovitz E.R. The mechanism of iron removal in estuaries // Geochim. et Cosmochim. Acta. V. 41. 1977. P. 1313–1324.

Budd W.F. The Dynamics of the Ice Masses // ANARE Sci. Rpt. 108, Melbourn, Australia, 1969. 216 p.

Budd W.F. Ice flow over bedrock perturbations // J. of Glaciology. Vol. 9. № 55. 1970. P. 29–48.

Bullen K.E., Haddon R.A. Earth model, based on compressibility theory // Phys. Earth Planet. Interiors, 1, 1967. P. 1–13.

Caston V.N.D., Lane M. Tertiary sediments of Vøring plateau, Norwegian sea, recovered by leg. 38 of the Deep Sea Drilling Project // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 38. 1974. P. 761–782.

Chinnery M.A. Secondary faulting. 1. Theoretical aspects // Can. Journ Earth Sci. V. 3. № 2. 1966. P. 163–174.

Chinnery M.A. Secondary faulting. 2. Geological aspects // Can. Journ. Earth Sci. V. 3. № 2. 1966. P. 175–190.

Dansgaard W., Clausen H.B., Gundestrup C.U. et al. A New Greenland Deep Ice Core // Science. Vol. 218. № 4579. 1982. P. 1273–1277.

Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record // Nature. Vol. 364. 1993. P. 218–220.

Depéret Ch. La classification du quaternaire et sa correlation avec les nivaux Prehistoriques // C. R. Soc. Geol. France. № 9. 1921.

Dionne J.C. Drift-ice marks along rocky shores // J. Glaciol. 31. № 109. 1985. P. 237–241.

Dionne J.C. Characteristic features of modern tidal flats in cold regions // Tide Influenced Sediment Environ and Facies: Pap. Symp. Cl. Tidal Deposits // Dordrecht etc. 1988. P. 301–332.

Dionne J.C. An estimate of shore ice action in Spartina tidal marsh, St. Lawrence Estuary, Québec, Canada // G. Coast Res. V. 8. № 2. 1989. P. 281–293.

Dowdeswell J.A., Ó Cofaigh C., Pudsey C.J. Thickness and extent of the subglacial till layer beneath an Antarctic paleo-ice stream // Geology. 32. 2004. P. 13–16.

Drewry D. Glacial Geologic Processes. Scott Polar Institute. University of Cambridge. 1986. 276 p.

Eidvin T., Jansen E., Riis F. Chronology of Tertiary fan deposits off the western Barents Sea: Implication for the uplift and erosion history of the Barents Shelf // Marine Geology. 112. 1993. P. 109–131.

Eidvin T., Goll R.M., Grogan P., Smelrol M., Ulleberg K. The Pleistocene to Middle Eocene stratigraphy and geological evolution of the western Barents Sea continental margin at well site 7316/5-1 (Bjørnøya West area) // Norsk Geologisk Tidsskrift. V. 78. 1998. P. 99–123.

Eidvin T., Brekke H., Riis F., Renshaw D.K. Cenozoic stratigraphy of the Norwegian Sea continental shelf, 64°N-68°N // Norsk Geologisk Tidsskrift. 78. 1998. P. 125–151.

Eismann L. Perigaciäre processe und permafroststructuren aus sechs ealtseiten des quartärs-Altenburg: Altenburger naturwissen. B. 1. Fohrsch.: 1981. S. 171.

Eldholm O., Ewing J. Marine geophysical survey in the south-western Barents Sea // J. Geophys. Res. V. 76. № 10. 1971. P. 3832–3841.

Eldholm O., Thiede J., Taylor E. Evolution of the Norwegian continental margin: background and objectives // Proc. Init. Repts (Pt. A). ODP 104. 1987. P. 5–25.

Eldholm O., Thede J., Taylor E. The Norwegian continental margin: tectonic, volcanic and paleoenviromental framework // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Vol. 104. 1989. P. 5–26.

Elverhøi A., Bomstad K. Late Weichselian glacial and glaciomarine sedimentation in the western, central Barents Sea. Oslo.: Norsk Polaristitutt, 1980. 29 p.

Elverhøi A., Hooke LeB, Solheim A. Late Cenozoic erosion and sediment yield from the Svalbard-Barents Sea region: implications for understanding erosion of glacierized basins // Quat. Sci. Rev. 17. 1998. P. 209–241.

Elverhøi F., Pfeirman S.L., Solheim F., Larssen B.B. Glaciomarine sedimentanion in epicontinental seas exemplified by the northern Barents Sea // Marine Geology. 1989. V. 85. P. 225–250.

Elverhøi A., Solheim A. The Barents Sea ice sheet – a sedimentological discussion // Polar. Res. 1 n.s, 1983. P. 23–42.

Elverhøi A., Svendsen J.I., Solheim A. et al. Late Quaternary Sediment Yield from the High Arctic Svalbard Area // The Journal of Geology. V. 103. 1995. P. 1–17.

Emery K.O., Garrison L.E. Sea Levels 7,000 to 20,000 Years Ago // Science. Vol. 157. 1967. P. 684–687.

Emery K.O., Wigley R.L., Barlett A.S. et al. Freshwater Peat on the Continental Shelf // Science. V. 158. 1967. P. 1301–1307.

Emiliani C. Pleistocene Temperatures // J. Geol. Vol. 63. № 6 / Nov. 1955. P. 538–578.

Emiliani C. The last Interglacial: Paleotemperatures and Chronology // Science. Vol. 171. 1971. P. 571–573.

Emiliani C. The cause of the ice ages // Earth and Planet. Sci. Lett., 37. № 3. 1978. P. 349–352.

Emiliani C., Shackleton N. The Brunes Epoch: Paleotemperatures and Geochronology // Science. V. 183. 1974. P. 511–514.

Engelhardt H.,Humphrey N., Kamb B., Fahenstock M. Physical Conditions at the base of a fast moving Antarctic Ice Stream // Science. V. 248. № 14. 1990. P. 57–59.

Fairbanks R.G. A 17000 yar glacio-eustatic sea-level record: influence of glacial melting rates on the Yanger Drias events and deep-ocean circulation // Nature. 1989. P. 637–642.

Faleide J.I., Solheim A., Fiedler A., Hjelstuen B.O., Andersen E.S., Vanneste K. Late Cenozoic evolution of the western Barents Sea – Svalbard continental margin // Global and Planetary Change. V. 12. 1996. P. 53–74.

Fiedler A., Faleide J.I. Cenozoic sedimentation along the southwestern Barents Sea margin in relation to uplift and erosion of the shelf // Global and Planetary Change. 12. 1996. P. 75–93.

Flint R.F. Glacial and Quaternary geology. N.Y.: J. Wiley and Sons, 1957. 553 p.

Flint R.F., Sanders J.E., Rogers J. Diamictit a substitute term for simmictit // Geol. Soc. Am. Bull. V. 71. 1960. P. 507–510.

Forman S.L., Lubinsky D.J., Ingolfsson J. et al. A review of postglacial emergence on Svalbard, Franz Josef Land and Novaya Zemlya, northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. 2004, № 21. P. 1391–1434.

Forsberg C.F., Solheim A., Elverhøi A. et al. The depositional environment of the western Svalbard margin during the late pliocene and pleistocene: sedimentary facies changes at site 986 // Raimo, M.E., Jansen E., Blum, P. and Herbert T.D. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Vol. 162. 1999. P. 233–246.

Fowler A.C. Weertman, Lliboutry and the development of sliding theory // Journal of Glaciology. Vol. 56. № 200. 2010. P. 965–972.

Froget C., Thommeret J., Thommeret Y. Mollusques septentrionaux en Mediterragée occidentale: datation par le ^{14}C “Palaeoclimatol., Palaeoecol.”. V. 12. № 4. 1972. P. 285–293.

Gamond J.F. Displacement features, associated with fault zone: a comparison between observed examples and experimental models // Journ. Struct. Geol. V. 5. № 1. 1983. P. 33–45.

Gamond J.F. et Giraud A. Identification des zones de failles à l’aide des associations de fractures de second ordre // Bull. soc. geol. Fr. № 4. 1982. P. 755–762.

Gataullin V., Polyak L., Epstein O., Romanyuk B. Glacigenic deposits of the Central Deep: a key to the late Quaternary evolution of the eastern Barents Sea // Boreas, 22, 1993. P. 47–58.

Gataullin V., Mangerud J., Svendsen J.I. The extent of late Weichselian ice sheet in the southeastern Barents Sea // Global and Planetary Change. V. 31. 2001. P. 458–474.

General discussion // Journal of Glaciology. V. 23. № 89. 1979. P. 371–400.

Glen J.B. The creep of polycrystalline ice // Proc. Roy. Soc. (London) Ser. A 228, 1955. P. 519–538.

Godwin H., Suggate R.P., Willis E.H. Radiocarbon dating of the eustatic rise in ocean-level // Nature. Vol. 181. 1958. P. 1518, 1519.

Goodman D.J., King G.C.P., Millar D.H.M., Robin G. de Q. Pressure-melting effects in basal ice of temperate glaciers: laboratory studies and field observations under Glacier D’Argentière // Journal of Glaciology. Vol. 23. № 89. 1979.

Gow A.J., Epstein S., Sheehy W. On the origin of stratified debris in ice cores from the Antarctic Ice Sheet // Journal of Glaciology. Vol. 23. № 89. 1979. P. 185–192.

Gregersen S. Crustal stress regime in Fennoscandia from focal mechanism // J. Geophys. Res. B. V. 97. № 8. 1992. P. 821–827.

Hald M., Sættem J., Nesse E. Middle and Late Weichselian stratigraphy in shallow drillings from southwestern Barents Sea: foraminiferal, amino-acid and radiocarbon evidence // Norsk Geologisk Tidsskrift. V. 70. 1990. P. 241–257.

Hald M., Korsun S. Distribution of modern bentic foraminifera from fjords Svalbard, European Arctic // J. Foraviniferal Res. V. 27. № 2. 1997. P. 101–122.

Hald M., Kolstad V., Polyak L. et al. Late-glacial and Holocene paleoceanography and sedimentary environments in the St. Anna Trough, Eurasian Arctic Ocean margin // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 146. 1999. P. 229–249.

Hallet B.A. A theoretical model of glacial abrasion // J. of Glaciology. V. 23. № 89. 1979. P. 39–50.

Hallet B.A. Glacial abrasion and sliding: Their dependence on the debris concentration in basal ice // Annals of Glaciology. V. 2. 1981. P. 23–28.

Hamilton E.L. Variations of density and porosity with depth in deep sea sediments // J. Sediment. Petrol. 1976. P. 280–300.

Häntzsel W. Bau und Bilding von Gross Rippeln im Wattenmeer // Senkenbergiana. 20. № ½. 1938.

Harding T.P. Newport-Inglwood trend, California – an example of wrenching style of deformation // Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. V. 57. № 1. 1973. P. 74–116

Harding T.P and Lowell J.D. Structural styles, their plate tectonic habitats and hydrocarbon traps in petroleum provinces // Bull. am. ass. petrol. geol. 63. № 7. 1979. P. 1016–1058.

Herron S., Langway Ch.G. The Debris-laden ice at the bottom of the Greenland ice sheet // Journal of Glaciology. Vol. 23. № 89. 1979. P. 193–207.

Hevrøy H., Lavik G. and Jansen E. Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology of the Fram Strait / Yermak Plateau Region: Evidence from sites 909 and 912 // Proceed. of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. Vol. 152. 1996. P. 469–482.

Hiscott R.N, Aksu A.E., Nielsen O.B. Provenance and dispersal pattern, Pliocene-Pleistocene action at site 645, Baffin Bay // Proc. of Ocean Drilling Program, Sci. Res. Vol. 105. 1989. P. 31–52.

Hjelstuen B.O., Elverhøi A., Faleide J.I. Cenozoic erosion and sediment yield in the drainage area of the Storfjorden Fan // Glob. Planet. Change. 12. 1996. P. 95–117.

Hjelstuen B.O., Eldholm O., Faleide J.I. Reccurent Pleistocene mega-failures on the S.W. Barents Sea margin // Earth and Planetary Sciense Letters. 258. 2007. P. 605–618.

Hogan K.A., Dowdeswell J.A., Noormets R. et al. Submarine landforms and ice-sheet flow in the Kvitøya Trouh, northwest Barents Sea // Quaternary Science Reviews. XXX. 2010. P. 1–18.

Holtedahl O. Some remarks on geomorphology of continental shelves off Norway, Labrador and southest Alaska // J. Geol. V. 66. № 4. 1958. P. 461–471.

Hudleston P.J. Recumbent folding of the Barnes Ice Cap, Baffin Island, Northwest Territories, Canada // Geol. Soc. of Am. Bull. V. 87. 1976. P. 1684–1692.

Hudleston P.J. Strain patterns in an ice cap and implications for strain variations in shear zones // J. Struct. Geol. V. 5. № 3-4. 1983. P. 455–463.

Hudleston P.J. Structures and Fabrics in Glacial Ice: A Review // Journal of Structural Geology. № 81. 2015. P. 1–27.

Hughes T., Denton G.H., Grosswald M.G. Was there a late-würm Arctic ict sheet? // Nature. V. 266. № 5603. 1977. P. 596–602.

Hulmum O. Observations on debris in basal transport zone of Myrdalsjökull, Iceland // Annals of Glaciology. 2. 1981. P. 71–77.

Jansen E., Sjøholm J. Reconstruction of glaciation over the past 6 Myr from ice-born deposits in the Norwegian Sea // Nature. Vol. 349. 1991. P. 600–603.

Jansen E., Raymo M.E. Leg. 162: New frontiers on past climates // Proc. ODP., Init. Repts., TX (Ocean Drilling Program). 1996. P. 288–322. Doi: 10.2973/odp. proc. i.r. 162 109.

Jones G.A., Keigwin L.D. Evidence from Fram Strait (78°N) for early deglaciation // Nature. Vol. 336. 1988. P. 56–59.

Jonsen S.J., Clausen H.B., Dansgaard W. et al. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core // Letters to Nature. Vol. 359. 1992. P. 311–313.

Kamb W.F. Sliding motion of glaciers: theory and observations // Reviews of Geophysics and Space Physics. V. 8. № 4. 1970. P. 673–728.

Kiden P., Denys L, Johnston P. Late Quaternary sealevel change and isostatic and tectonic land movements along the Belgium-Dutch North Sea coast: geological data and model results // Journ. of quaternary science. 17. 5-6, 2002. P. 535–546.

Kristensen D.K., Rasmussen T.L., Koç N. Palaeoceanographic changes in the northern Barents Sea during the last 16000 years – new constraints on the last deglacation of the Svalbard – Barents Sea Ice Sheet // Boreas. Vol. 42. 2012. P. 798–813.

Kukla G.J. Pleistocene Land – Sea Correlations 1. Europe// "Earth Sci. Revs". 13. № 4. 1977. P. 307–374.

Kupsh W.O. Ice- thrust ridges in western Canada // J. Geol. Vol. 70. № 5. 1961. P. 582–594.

Kutzbach J., Gallimore R., Harrison, et al. Climate and biome simulations for the past 21000 years // Quaternary Science Reviews. № 17. 1998. P. 473–506.

Kuvaas B., Kristoffersen Y. Mass movements in glaciomarine sediments on the Barents Sea continental slope // Glob. Planet. Change. 12. 1996. P. 287–307.

Laberg J.S., Vorren T.O. Late Weichselian debris flow deposits on the Bear Island Trough Mouth Fan // Marine Geology. 127. 1995. P. 45–72.

Lampietti F.S. Davies W., Joung D.J. Prospecting for tin off Tasmania // Min. mag. Vol. 119. № 3. 1968.

Larsen H.C., Saunders A.D., Clift P.D., et al. ODP Leg. 152 Scientific party. Seven million years of glaciation in Greenland // Science. V. 264. 1994a. P. 952–955.

Larsen H.C., Saunders A.D., Clift P.D. Introduction: Breakup of the southeast Greenland margin and the formation of the Irminger basin: background and scientific objectives // Proc. Init. Repts. ODP 152. 1994b. P. 5–16.

Laverdière C., Guimont P., Dionne J-C. Marques d'abrasion glacielles, en milieu litoral Hudsonien, Québec subarctique // Geogr., phys. et quarter. 35. № 2. 1981. P. 269–275.

Lehman S.J., Keigwin L.D. Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation // Nature. Vol. 356. 1992. P. 757–762.

McConnel R.K. Viscosity of the mantle // J. Geophys. Res. V. 73. № 20. 1968. P. 7089–7105.

McLelan A.G. Ambigous «glacial» striae formed near waterbodies // Can. J. Earth Sci. 8. № 4. 1971. P. 7089–7105.

Mangerud J., Svendsen J. and Astakhov V.I. Age and extent of the Barents and Kara ice sheets in Northern Russia // Boreas. V. 28. № 1. 1999. P. 46–80.

Matthiessen J., Brenner W. Dinoflagellate cyst ecostratigraphy of Pliocene-Pleistocene sediments from the Yermak Plateau (Arctic Ocean, Hole 911A) // Thiede J., Myhre A.M., Firth J.V., Johnson G.L., Ruddiman W.F. (Eds), Proc. ODP, Sci. Results: College Station, TX (Ocean Drilling Program). V. 151. 1996. P. 243–253.

Melosh H.J. Rheology of the Earth: theory and observation // Proc. Int. Sch. Phys. Enrico Fermi, Course 78. Phys. Earth's Inter Course, Varenna on Lake Como, 23rd July – 4th Aug., 1979. Amsterdam e. a. 1980. P. 318–336.

Mertie J.B. Platinum deposits of the Goodnews Bay district, Alaska // U.S. Geol. Surv. Bull. 1980.

Middleton G.V. Second International Research Symposium on clastic Tidal Deposits // Geosci. Can. V. 16. № 4. 1984. P. 246–247.

Milliman D., Emery K.O. Sea Levels during the Past 35000 Years // Science. V. 162. 1968. P. 1121–1123.

Moran S.R. Glaciotectonic structures in drift // Goldthwait R.P. ed. Till: a symposium [Columbus], Ohio, Ohio State University Press. 1971. P. 127–148.

Moran S.R., Clayton Lee, Hook R. LeB, Fenton M.M., Andriashek L.D. Glacier-bed Landforms of the prairie region of North America // Journal of Glaciology. Vol. 25. № 93. 1980. P. 457–476.

Mørk M.B.E., Duncan R.A. Late Pliocene basaltic volcanism on the Western Barents Shelf margin: implications from petrology and ^{40}Ar-^{39}Ar dating of volcaniclastic debris from a shallow drill core // Norsk Geologisk Tidsskrift. Vol. 73. 1993. P. 209–225.

Mörner N.-A. The fennoscandian uplift and Late Ctnozoic geodynamics: geological evidence "Geojournal". 3. № 3. 1979. P. 287–318.

Mörner N.-A. Crustal movements and geodynamics in Fennoscandia "Tectonophysics". 71. № 1-4. 1981. P. 241–251.

Munier R. Segmentation, fragmentation and jostling of the Baltic shield with time // Acta Univ. Upsal. Upsala Diss. Fac. Sci. № 37. 1993. P. 1–96.

Murdmaa I., Ivanova E., Duplessy J.-C. et al. Facies system of Eastern Barents Sea since the last glaciation to present // Marine Geology. V. 230. 2006. P. 275–303.

Myhre A.M., Thiede J. North Atlantic-Arctic Gateways // Proc. Init. Repts ODP. 151. 1995. P. 5–26.

Naylor M.A., Mandle G. and Sijpestein C.H.K. Fault geometries basement induced wrench faulting under different initial stress states // Journ. of Struct. Geol. V. 8. № 7. 1986. P. 737–752.

Nesje A., Whillans I.M. What is a Fiord and how it formed // Geomorphology. 9. 1994. P. 33–35.

Norwegian-Barents Sea continental margin // Geo-Mar. Lett. 17. 1997. P. 119–125.

Nøttvedt A., Berglund L.T., Rasmussen E., Steel R.J. Some aspects of tertiary tectonics and sedimentation along the western Barents Shelf // Morton A.C., Parson L.M. (editors), Early Tertiary Volcanism and the Opening of the NE Atlantic. Geol. Soc. Spec. Publ. 39. 1988. P. 421–425.

Nye J.F. A method of calculating the thicknesses of the ice-sheets // Nature. Vol. 169. № 4300. 1952. 529, 530.

Nye J.F. The flow rate of ice from measurements in glacier tunnels, laboratory experiments, and the Jungfraufirn borehole experiment // Proc. Roy. Soc. A219 (1139). 1953. P. 477–489.

Nye J.F. Sliding without cavitation in a linear viscous approximation // Proceedings of the Royal Society of London, Ser. A. V. 315. № 1522. 1970. P. 381–403.

Ó Cofaigh C., Dowdeswell J.A., Allen C.S. et al. Flow dynamics and till genesis associated with a marine – based Antarctic palaeo-ice stream, Antarctic Peninsula continental shelf // Quaternary Science Reviews. 24. 2005. P. 709–724.

Osberger R. Prospecting tin placers in Indonesia // Min. Mag. Vol. 117. №2. 1967.

Osterman L.E. Pliocene and Quaternary benthic foraminifers from site 910, Yermak Plateau // Thiede J., Myhre A.M., Firth J.V., Johnson G.L., Ruddiman W.F. (Eds), Proc. ODP, Sci. Results,: College Station. T.X. (Ocean Drilling Program). V. 151. 1996. 187–195.

Overeem A.J. The geology of the cassiterite placers of Billiton, Indonesia. // Geol. En mijnbouw. № 10. 1960.

Polyak L. and Solheim A. Late and postglacial environments in the northern Barents Sea west of Franz Josef Land // Polar Research. 13 (2). 1994. P. 197–207.

Polyak L., Lehman S.J., Gataullin V., Jull A.J.T. Two-step deglaciation of the southern Barents Sea // Geology. V. 23. 1995. P. 567–571.

Polyak L., Mikhailov V. Post-glacial environments of the southeastern Barents Sea: foraminiferal evidence // Late Quaternary Paleoceanography of the North Atlantic Margins. Geol. Special Publ. № 111. 1996. P. 323–33.

Polyak L., Forman S.L., Herlihy F.A., Ivanov G., Krinytsky P. Late Weichselian deglacial history of the Svyataya (Saint) Anna Trough, Northern Kara Sea, Arctic Russia // Marine Geology. 143. 1997. P. 169–188.

Polyak L., Edwards M.H., Coakley J., Jakobsson M. Ice shelves in the Pleistocene Arctic Ocean inferred from glacigenic deep-sea bedforms // Nature. Vol. 410. 2001. P. 453–457.

Ramsay J.G. Shear zone geometry a revew // Journ. of Struct. Geol. V. 2. № ½. 1980. P. 83–100.

Rasmussen T.L., Thomsen E., Ślubowska M.A. et al. Paleoceanographic evolution of the SW Swalbard margin (76°N) since 20000 ^{14}C yr BP // Quaternary Research. 67. 2007. P. 100–114.

Rasmussen T.L., Thomsen E. Palaeoceanographic development in Storfiorden, Svalbard, during the deglaciation and Holocene: evidence from benthic foraminiferal records // Boreas. Vol. 44. 2015. P. 24–44.

Redfield A. Postglacial Change in Sea Level in the Western North Atlantic Ocean // Sciens. Vol. 157. 1967. P. 687–692.

Robin G. de Q. Is the basal ice of temperate glacier at the pressing melting point? // Journal of Glaciology. 16 (74). 1976. P. 183–196.

Ronnevik H.C. Geoloogy of the Barents Sea // Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe (Eds Illing L.V. and Hobson G.D.) Institute of Petroleum, London. 1981. P. 99–105.

Röthlisberger H., Iken A. Plucking as an effect of water-pressure variations at the glacier bed // Annals of glaciology. 2. 1981. P. 57–62.

Sato T. and Kameo K. Pliocene to Quaternary calcareous nannofossil biostratigraphy of the Arctic Ocean, with reference to Late Pliocene Glacation // Thiede J., Myhre A.M., Firth J.V., Johnson G.L., and Ruddiman W.F. (Eds.) Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Vol. 151. 1996. P. 39–59.

Serebryanny L. Andreev A., Malyasova E., Tarasov P., Romanenko F. Lateglacial and early-Holocene environments of Novaya Zemlya and the Kara Sea Region of the Russian Arctic // The Holocene. Vol. 8. № 3. 1998. P. 323–330.

Sættem J., Poole D.A.R., Ellingsen L., Sejrup H.P. Glacial geology of outer Bjørnørenna // Marine Geology. 103. 1992. P. 15–51.

Sættem J, Bugge T., Fanavoll S., et al. Cenozoic margin develepment and erosion of the Barents Sea: Core evidence from southwest of Bjørnøya // Marine Geology. 118. 1994. C. 257–281.

Scheidegger A.E. Faults and earthquackes // Can. oil and gas inds. 14. № 4. 1961. P. 33–42.

Shackleton N.J., Backman J., Zimmerman H. et al. Oxygen isotop calibration of the onset of ice-rafting and history of gaciation in North Atlantic region // Nature. Vol. 307. 1984. P. 620–623.

Shipboard Scientific Party, Site 910 // Myhre A.M., Tiede J., Firth J.V. et al. Proc.ODP, Init. Repts., 151: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. P. 221–270.

Skempton A.W. The consolidation of clays by gravitational compaction // Quart. Journal of the Geol. Soc. Lond. Vol. 125. № 499. Part 3. 1970. P. 373–411.

Snyder J.A., Korsun S.A., Forman S.L. Postglacial emergence and the Tapes transgression, north –

central Kola Peninsula, Russia // Boreas. Vol. 25. 1996. P. 47–56.

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 Cola Peninsula, Russia // Boreas. № 26. 1997. P. 329–346.

Solheim A., Kristoffersen Y. Sediments above upper regional unconformity: thickness, seismic stratigraphy and outline of the glacial history // Norsk Polarinstitutt. Skr. 17B. 1984. P. 323–337.

Solheim A., Russwurm L., Elverhøi A., Berg M.N. Glacial geomorphic features in the northern Barents Sea: direct evidence for grounded ice and implications for the pattern of deglaciation and late glacial sedimentation // Glaciomarine Environments: Processes and Sediments. Geological Society Special Publication. № 53. 1995. C. 253–268.

Spiegler D. Planctonic foraminifer Cenozoic biostratigraphy of the Arctic Ocean, Fram Strait (sites 908–909), Yermak Plateau (sites 910–912), and East Greenland margin (site 913) // Thiede J., Myhre A.M., Firth J.V., Johnson G.L., and Ruddiman (Eds) Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. Vol. 151. 1996. P. 153–167.

Sriavastata S.P., Arthur M., Clement B. et al. Introduction // Proc. Init. Repts. (Pt A). ODP 105. 1987. P. 5–20.

Steers I. The costline of England and Weles. Cembridge. 1946 (2 ed. 1948).

Stein R., Niessen F., Dittmerts K. et al. Siberian river run-off and Late Quaternary glaciation in the southern Kara Sea, Arctic Ocean: preliminary results // Polar Researchs. 21 (2). 2002. P. 315–322.

Sugden D.E., Knight P.G., Liversay N. et al. Evidence for two zones of debris entrainment beneath the Greenland ice sheet // Nature. Vol. 328. 16. 1987. P. 238–241.

Svendsen J.L., Alexanderson Y., Astakhov V. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary Science Review. 23. 2004. P. 1229–1271.

Sylvester A.G. Strike-slip faults // Bull. Geol. Soc. Am. 100. № 11. 1988. P. 1666–1703.

Sylvester A.G., Smith R.R. Tectonic transpression and basement controlled deformation in San Andreas fault zone, Salton through, California // Am. ass. petrol. geol. bul. 60. № 12. 1976. P. 2081–2102.

Talwani M., Eldholm O. Continental margin of Norway: a geophysical study // Bull. Geol. Soc. Amer. V. 83. № 12. 1972. P. 3575–3606.

Tchalenko J.S. Similarities between shear zones of different magnitudes // Bull. Geol. Soc. Am. V. 81. № 6. 1970. P. 1625–1640.

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

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. Vol. 151. 1996b. P. 645–658.

Thomas R.H. Calving-bay dynamics and ice sheet retreat up the St Lawrence valley system: Géographie Physique et Quaternaire. V. 31. 1977. P. 347–356.

Tveranger J., Astakhov V., Mangerud J., Svendsen J.I. Signature of the last shelf centered glaciation at a key section in Northern Russia // Journal of Quaternary Science. V. 13. № 3. 1998. P. 189–203.

Tveranger J., Astakhov V., Mangerud J., Svendsen J.I. Surface form of the south-western sector of the last Kara Sea Ice Sheet // Boreas. Vol. 28. 1999. P. 81–91.

Vågnes E. Cenozoic deposition in the Nansen Basin, a first-order estimate based on present-day bathymetry // Global Planet. Change. 12. 1996. P. 53–74.

Vorren T.O., Kristoffersen Y., Andreassen K. Geology of the inner shelf west of North Caps. Norway // Norsk Geol. Tidsskr. 66. 1986. P. 99–195.

Vorren T.O., Lebesbye E., Andreassen K., Larsen K.-B. Glacigenic sediments on a passive continental margin as exemplified by the Barents Sea // Marine Geol. 85. 1989. P. 251–272.

Vorren T.O., Richardsen G., Knuetsen A.-M., Henricksen E. Cenozoic erosion in the western Barents Sea // Marine and Petroleum Geology. V. 8. 1991. P. 317–340.

Vorren T.O., Laberg J.S. Trough Mouth Fans-paleoclimate and ice sheet monitors // Quaternary Science Reviews. 16. 1997. P. 865–881.

Weertman J. On the sliding of glaciers // Journal of Glaciology. 3 (21). 1957. P. 33–38.

Weertman J. Mechanism for the formation of inner moraines found near the edge of cold ice caps and ice

sheets // Journal of Glaciology. Vol. 3. № 30. 1961. P. 965–978.

Weertman J. The Theory of glacier sliding // Journal of Glaciology. 5 (39). 1964. P. 287–303.

Weertman J. Water lubrication mechanism of glacier surges // Can. Journ. Earth Sci. 6 (4/2). 1969. P. 929–942.

Weertman J. Creep deformation of ice // Annual Review of Earth and Planetary Science. 11. 1983. P. 215–240.

Western Barents Sea sediment thickness above upper regional unconformity. Bathimetry; Norwegian Polar Research institute and institute of Marine Research, Norwegian Directorate of fisheries. Printed by Norges geografiake oppmaling, 1982.

White W.A. Deep Erosion by Continental Ice Sheets // Geol. Soc. of Am. Bull. V. 83. № 4. 1972. P. 1037–1055.

Willcox R.E., Harding T.P. and Seely D.P. Basic wrench tectonics // Am. ass. petrol. geol. bull. V. 57. № 1. 1973. P. 74–96.

Zeuner F. Pleistocene raised beaches // Proc. I Pan-African congr. Prehist. 1947. Oxford, 1952.

Научное издание

Рудольф Борисович Крапивнер

КРИЗИС ЛЕДНИКОВОЙ ТЕОРИИ: АРГУМЕНТЫ И ФАКТЫ

Редактор издательства: *Т.А. Садчикова*
Компьютерная верстка *М.В. Старшовой*

Подписано к печати 00.00.2018
Формат 60×84/8. Бумага офсетная 80 г/м^2
Печать офсетная. Уч. изд. л. 00,0
Тираж 000 экз.

ООО «Издательство ГЕОС»
119017, Москва, Пыжевский пер., 7, к. 332
Тел./факс: (495) 959-35-16, 8-926-222-30-91
email: geos-books@yandex.ru
www.geos-books.ru

Отпечатано в полном соответствии с представленным электронным оригинал-макетом
в ОАО «Альянс “Югполиграфиздат”»,
ООО ИПК «Панорама»
400001, г. Волгоград, ул. КИМ, 6