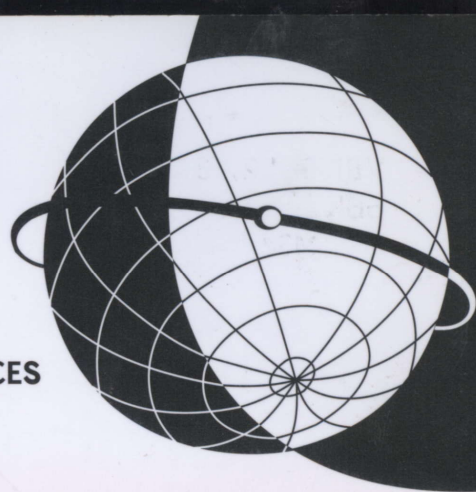


И' ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК  
ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ  
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

INSTITUTE OF GEOGRAPHY OF THE RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
GLACIOLOGICAL ASSOCIATION  
PUBLISHING HOUSE «NAUKA»

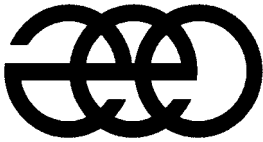


# МАТЕРИАЛЫ ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ



**106**

**МОСКВА 2009**



ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК



ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

# МАТЕРИАЛЫ ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

ВЫПУСК 106

# DATA OF GLACIOLOGICAL STUDIES

PUBLICATION 106

Москва

Апрель 2009

## Слово редактора

В настоящем выпуске «Материалов гляциологических исследований» мы посмертно публикуем работу М.Г. Гросвальда «Оледенение Русского Севера и Северо-Востока в эпоху последнего великого похолодания». В этой книге Михаил Григорьевич продолжил разработку своей концепции, согласно которой, последняя ледниковая система, существовавшая на территории Евразии почти сто тысяч лет (между 110—115 и 8—10 тыс. лет назад), в периоды своего максимального развития представляла собой сплошной Евразийский покров. Он состоял из Скандинавского, Баренцево-Карского, Восточно-Сибирского, Берингийского и Охотского ледниковых щитов и объединявших их шельфовых ледников, которые простирались вплоть до Северного полюса и далее.

Публикуемую концепцию мы называем максимальной, и она существенно расходится с позицией многих палеогеографов, рисующих для этой эпохи более скромные размеры оледенения. Эти ученые не соглашались с суждением М.Г. Гросвальда и приводят ряд аргументов, не укладывающихся в его схему. Особенно обширные работы противостоящей группы ученых были проведены в последние десять лет в рамках международной программы QUEEN. Мне приходилось заседать в руководящем комитете этой программы и обсуждать в течение ряда лет текущие результаты и планы этих исследований. Должен подчеркнуть, что эта группа ученых выполнила обширные полевые работы по изучению древних отложений, особенно по определению их абсолютного возраста. Но полученные результаты не показались Михаилу Григорьевичу убедительными, и в настоящей работе он приводит новые, порою очень строгие аргументы в обоснование своей максимальной модели последнего евразийского оледенения.

Концепция Михаила Григорьевича основывается на комплексе взаимосвязанных доказательств и не противоречит общей картине развития природы в четвертичном периоде. Более того, она, пожалуй, единственная, где следы древнего рельефа и оледенения исследуются с точки зрения существовавшего тогда климата и сопровождаются компьютерным моделированием с учетом всей суммы наших знаний о природе и развитии этих территорий. Конечно, примирить эту гипотезу с другими исследованиями

древнего оледенения невозможно, как невозможно пока безоговорочно отдать предпочтение какой-либо из них. Впереди еще десятилетия полевых и лабораторных исследований, прежде чем мы приблизимся к установлению истины.

Концепция М.Г. Гросвальда логична и хорошо обоснована. Она показывает возможное развитие природы Евразии в последние сто тысяч лет и, безусловно, имеет право на существование. Эта концепция была принята за основу при создании палеогеографического раздела Атласа снежно-ледовых ресурсов мира (1997) и оказалась очень уместной в этом монографическом произведении. Изучение следов древнего оледенения на базе подхода М.Г. Гросвальда позволило ему с группой единомышленников создать серию карт, показывающих возможное развитие оледенения в плейстоцене в разных регионах земного шара.

Предлагаемая читателям последняя книга Гросвальда, как и все предыдущие, написана с полемическим задором. Она вся проникнута творческой дискуссией, весьма логичной по своей сути. И пусть не все положения предлагаемой позиции еще окончательно доказаны, но они логично увязаны друг с другом и, в конечном счете, дают целостное впечатление о возможном развитии природы Евразии.

Конечно, говорить об окончательном утверждении этой или альтернативных гипотез еще рано. Пройдет немало десятилетий, которые принесут новые материалы и новые методы их исследований, прежде чем четвертичная история нашей планеты станет, наконец, понятна. Пока же любая точка зрения на эту историю остается в рамках отдельных гипотез и концепций. Ценность концепции М.Г. Гросвальда — в ее стройности и комплексных доказательствах, не противоречащих природе рассмотренных явлений.

Михаил Григорьевич работал над этой книгой в течение нескольких последних лет. Он дописал ее почти до конца, и все же в конце текста приходится поставить многоточие. Позиция Гросвальда имеет противников больше, чем сторонников. И все же хочется верить, что найдутся ученые сменяющего нас поколения, которые продолжат исследование, так блестяще выполненное в течение почти полувека Михаилом Григорьевичем Гросвальдом.

*академик В.М. Котляков*

**М.Г. Гросвальд**

**Оледенение  
Русского Севера и Северо-Востока  
в эпоху последнего великого похолодания**

**M.G. Grosswald**

**Ice sheets in the Russian North and North-East  
during the last Great Chill**



Ответственный редактор академик В.М. Котляков

Рецензенты:

доктор географических наук, профессор Б.И. Втюрин

доктор географических наук В.Л. Суходровский

В настоящей работе суммированы данные о ледниковых покровах территории Севера и Северо-Востока России и ее арктической подводной окраины, а также о связанных с оледенением процессах, включая гляциогидрологические, которые имели место в эпоху последнего великого похолодания (между 110 — 115 и 8 — 10 тыс. лет назад). Согласно авторской концепции, последняя (осташковско-сартанская) ледниковая система этой территории представляла собой сплошной Евразийский покров, включавший Скандинавский, Баренцево-Карский, Восточно-Сибирский, Берингийский и Охотский ледниковый щиты и объединявшие их шельфовые ледники. Весь этот сложный покров входил в качестве «русского компонента» в единую динамическую систему Панарктического ледникового покрова, центр которого лежал в районе Северного полюса.

Даны трехмерные (объемные) реконструкции древнеледниковых покровов и показана их связь с другими компонентами природной среды ледникового периода, в том числе с уровнем океана. Рассматриваются также «жидкие компоненты» оледенения, его гидрологические системы, имеющие квазистационарный и «катастрофический» (потопный) режимы. Дается хронология потопов, предложена гипотеза, связывающая их генезис с неустойчивостью оледенения Арктического океана и его нелинейной реакцией на внешний форсинг.

В сумме русские компоненты оледенения Арктики имели площадь до 10,65 млн км<sup>2</sup> и объем 13,3 млн км<sup>3</sup> льда, что было эквивалентно эвстатическому снижению уровня Мирового океана на 33,7 м. Эти реконструкции надежно верифицированы — подвергнуты тесту на согласованность. Тест показал, что они согласуются с осташковско-сартанским контекстом природной среды Евразии и Земли в целом, тогда как ни одна из альтернативных реконструкций того же оледенения с ним не согласуется. Иными словами, автор опровергает реконструкции, выполненные участниками Европейских и Русско-Американских проектов, предполагающие в Русской Арктике меньшие по размерам и «диахронные» ледниковые покровы.

The last work of Mikhail Grosswald summarizes data about ice sheets of Russian North and North-East and its Arctic underwater periphery. It deals with the processes related to the glaciation such as glacio-hydrological ones taken place in the Last Great Chill (between 110 — 115 and 8 — 10 kBP).

According to the author's concept, the last glacier system on this terrain represented a continuous Eurasian Ice Sheet, which included Scadinavian, Barents-Kara, North-East Siberian, Beringian, and Okhotsk seas ice sheets and embraced their ice shelves. This compound ice sheet as a whole was a «Russian Component» in the integrated dynamic system of PanArctic Ice Sheet centered in the North Pole area.

The work presents 3D reconstructions of the former ice sheets and shows their relationship with other environmental components of the Ice Age, including sea level. Hydrological systems of the former ice sheets, characteristic for quasi-stationary and catastrophic regimes, are also under consideration. The work gives the chronology of floods. The hypotheses relating their genesis to the instability of the Arctic Ocean glaciation and its non-linear reaction on driving forcing is presented.

In sum, Russian components of the Arctic glaciation reached 10.65 millions km<sup>2</sup> in area and 13.3 millions km<sup>3</sup> in volume that was equivalent to the eustatic sea level drop at 33.7 m. These reconstructions are reliably verified, i.e. undergone test on coherence. It showed that they are in conformity to the Ostashkovo-Sartan «context» of environment of Eurasia and globally, whereas no one alternative to the given for the same glaciation is not. In other words, the author denies reconstructions performed by the members of the European and Russia-USA projects, which suggest lesser size of the Russian Arctic glaciation and «diachronous» ice sheets.

## Оглавление

Слово редактора . . . . .	2
Предисловие . . . . .	9
<b>1. Введение . . . . .</b>	<b>11</b>
<b>1.1. История проблемы . . . . .</b>	<b>11</b>
1.1.1. Начало . . . . .	11
1.1.2. Авторская концепция последнего оледенения . . . . .	13
1.1.3. Последний миллиард лет оледенений . . . . .	14
1.1.4. Минималистские модели . . . . .	14
<b>1.2. Методы реконструкций, проверка результатов . . . . .</b>	<b>16</b>
1.2.1. Геологический и геофизический методы . . . . .	16
1.2.2. Палеогляциологические методы . . . . .	17
1.2.3. Методы верификации результатов . . . . .	18
<b>1.3. Терминология (глоссарий) . . . . .</b>	<b>19</b>
<b>2. Ледниковые покровы. Русский Север . . . . .</b>	<b>21</b>
<b>2.1. Вводные замечания . . . . .</b>	<b>21</b>
2.1.1. Оледенение Западной Европы . . . . .	21
2.1.2. Проблемы оледенения Баренцево-Карского шельфа . . . . .	25
<b>2.2. Баренцево-Карский ледниковый покров . . . . .</b>	<b>25</b>
2.2.1. Краткая история концепции . . . . .	26
2.2.2. Аргумент траекторий разноса эрратики . . . . .	26
2.2.3. Аргумент «раковинной эрратики», или shelly drift . . . . .	28
2.2.4. Аргумент ориентировки ледниковых шрамов и дислокаций . . . . .	29
2.2.5. Аргумент строения дна Баренцева и Карского морей . . . . .	42
2.2.6. Краевые ледниковые образования приморской суши . . . . .	48
2.2.7. Аргумент гляциоизостатических движений коры . . . . .	63
<b>2.3. Путоранский ледниковый комплекс . . . . .</b>	<b>64</b>
<b>2.4. Прогляциальные озера . . . . .</b>	<b>66</b>
2.4.1. Подпрудные озера в ПЛМ . . . . .	66
2.4.2. География и возраст спиллвеев . . . . .	67
2.4.3. Каспийский бассейн в ПЛМ . . . . .	68
2.4.4. Подпрудные озера в позднеледниковье . . . . .	68
<b>2.5. Обсуждение и выводы . . . . .</b>	<b>69</b>
2.5.1. Минималистские реконструкции, старые и новые . . . . .	69
2.5.2. Максимальная модель . . . . .	70
2.5.3. Что противостоит максимальной модели . . . . .	75
2.5.4. Наконец — о самих датировках . . . . .	76
<b>3. Ледниковые покровы. Север Восточной Сибири . . . . .</b>	<b>79</b>
<b>3.1. Вводные замечания . . . . .</b>	<b>79</b>
<b>3.2. Восточносибирский ледниковый покров . . . . .</b>	<b>80</b>
3.2.1. Топ-даун модели . . . . .	80
3.2.2. Дефлексия карского льда . . . . .	80
3.2.3. Ледниковый рельеф шельфа Восточной Сибири . . . . .	85
3.2.4. Дислокации, переуплотнение донных илов, ложбины Макларена . . . . .	90
<b>3.3. Явления ледникового подпруживания . . . . .</b>	<b>90</b>
3.3.1. Лено-Виллюйское, Янское и другие озера . . . . .	91
3.3.2. Оледенение и едома, ориентированные формы рельефа тундр . . . . .	92

3.3.3. Пластовые залежи подземных льдов . . . . .	95
<b>3.4. Обсуждение и выводы . . . . .</b>	<b>95</b>
3.4.1. Восточносибирский ледниковый покров. . . . .	96
3.4.2. И еще раз — о согласованности . . . . .	96
<b>4. Шельфовый ледник Арктического бассейна. . . . .</b>	<b>97</b>
<b>4.1. Вводные замечания . . . . .</b>	<b>97</b>
<b>4.2. Арктический шельфовый ледник . . . . .</b>	<b>97</b>
4.2.1. Аргумент баланса массы . . . . .	98
4.2.2. Шельфовый ледник — стабилизатор . . . . .	100
4.2.3. Шельфовый ледник — дефлектор . . . . .	100
4.2.4. Биологические эффекты ледника. . . . .	101
4.2.5. Шельфовый ледник и геология дна Северного Ледовитого океана . . . . .	101
<b>4.3. Обсуждение и выводы . . . . .</b>	<b>103</b>
<b>5. Ледниковые покровы. Северо-Восток Евразии . . . . .</b>	<b>105</b>
<b>5.1. Вводные замечания . . . . .</b>	<b>105</b>
<b>5.2. Берингийский ледниковый покров . . . . .</b>	<b>106</b>
5.2.1. Чукотский полуостров и шельф Чукотского моря . . . . .	106
5.2.2. Корьякское нагорье и Камчатка . . . . .	111
5.2.3. Берингово море . . . . .	111
5.2.4. Алеутско-Командорская островная дуга . . . . .	113
5.2.5. Берингов шельфовый ледник. . . . .	113
5.2.6. Интерпретация подводного рельефа . . . . .	114
5.2.7. Выводы . . . . .	115
<b>5.3. «Морской» ледник Охотского моря. . . . .</b>	<b>115</b>
5.3.1. Охотское море и его обрамление . . . . .	115
5.3.2. Рельеф и геология дна. . . . .	115
5.3.3. Интерпретация форм и отложений дна . . . . .	116
5.3.4. Курильская островная дуга и шельфовый ледник. . . . .	118
5.3.5. Реорганизации приохотской системы стока . . . . .	119
5.3.6. Выводы . . . . .	120
<b>5.4. Последнее великое похолодание в Северной Пацифике . . . . .</b>	<b>120</b>
<b>5.5. Обсуждение и выводы . . . . .</b>	<b>123</b>
<b>6. Заключение. Природная среда Северного полушария в ледниковый период. Русский компонент</b>	
<b>Великого Арктического ледникового покрова, его особенности и эффекты . . . . .</b>	<b>127</b>
<b>Литература . . . . .</b>	<b>133</b>

## Contents

<b>The Editor's word</b> . . . . .	2
<b>Preface</b> . . . . .	9
<b>1. Introduction</b> . . . . .	11
<b>1.1. The history of the problem</b> . . . . .	11
1.1.1. Onset. . . . .	11
1.1.2. Author's concept of the last glaciation . . . . .	13
1.1.3. Last billion years of glaciations. . . . .	14
1.1.4. Minimalist models. . . . .	14
<b>1.2. Reconstruction methods, validation of the results</b> . . . . .	16
1.2.1. Geological and geophysical methods . . . . .	16
1.2.2. Palaeoglaciological methods . . . . .	17
1.2.3. Verification techniques of the results . . . . .	18
<b>1.3. Terminology (Glossary)</b> . . . . .	19
<b>2. Ice sheets. Russian North</b> . . . . .	21
<b>2.1. Introductory remarks</b> . . . . .	21
2.1.1. Glaciation of Western Europe . . . . .	21
2.1.2. Problems of glaciation of the Barents-Kara shelf . . . . .	25
<b>2.2. Barents-Kara Sea Ice Sheet</b> . . . . .	25
2.2.1. Brief history of the concept . . . . .	26
2.2.2. Argument of the erratic carrying trajectories. . . . .	26
2.2.3. Argument of «shelly erratic», or shelly drift . . . . .	28
2.2.4. Argument of orientation of glacier scars and dislocations . . . . .	29
2.2.5. Argument of the Barents and Kara sea bottom structure. . . . .	42
2.2.6. Marginal glacier bodies of coastal land. . . . .	48
2.2.7. Argument of glacio-isostatic movement of the Earth crust . . . . .	63
<b>2.3. Putorana glacier complex</b> . . . . .	64
<b>2.4. Periglacier lakes</b> . . . . .	66
2.4.1. Dammed lakes in the LGM . . . . .	66
2.4.2. Geography and age of spillways . . . . .	67
2.4.3. Caspian Sea Basin in the LGM . . . . .	68
2.4.4. Dammed lakes in Late Ice Age . . . . .	68
<b>2.5. Discussion and conclusions</b> . . . . .	69
2.5.1. Minimalist reconstructions: old and new ones . . . . .	69
2.5.2. Maximalist model . . . . .	70
2.5.3. What opposes to the maximalist model . . . . .	75
2.5.4. Finally about the dating themselves . . . . .	76
<b>3. Ice sheets. North of the Siberian East</b> . . . . .	79
<b>3.1. Introductory remarks</b> . . . . .	79
<b>3.2. East Siberian Ice Sheet</b> . . . . .	80
3.2.1. Top-Dawn models. . . . .	80
3.2.2. Deflection of Kara Sea ice . . . . .	80
3.2.3. Ice Shelf of Eastern Siberia . . . . .	85
3.2.4. Dislocations, overpacking of the bottom silt, McLaren Narrow . . . . .	90
<b>3.3. Glacier damming phenomena</b> . . . . .	90
3.3.1. Leno-Viluy, Yana and other lakes . . . . .	91
3.3.2. Glaciation and edoma, oriented forms of tundra topography . . . . .	92

3.3.3. Wage ground ice deposits . . . . .	95
<b>3.4. Discussion and conclusions . . . . .</b>	<b>95</b>
3.4.1. Eastern Siberia Ice Sheet . . . . .	96
3.4.2. Once more about coherence . . . . .	96
<b>4. Ice Shelf of the Arctic Basin . . . . .</b>	<b>97</b>
<b>4.1. Introduction remarks . . . . .</b>	<b>97</b>
<b>4.2. Arctic Ice Shelf . . . . .</b>	<b>97</b>
4.2.1. Argument of mass balance . . . . .	98
4.2.2. Ice shelf as a stabilizer . . . . .	100
4.2.3. Ice shelf as a deflector . . . . .	100
4.2.4. Biological effects of the ice shelf . . . . .	101
4.2.5. Ice shelf and the bottom geology of the Arctic Ocean. . . . .	101
<b>4.3. Discussion and conclusions . . . . .</b>	<b>103</b>
<b>5. Ice sheets. North-East of Eurasia . . . . .</b>	<b>105</b>
<b>5.1. Introduction remarks . . . . .</b>	<b>105</b>
<b>5.2. Beringia Ice Sheet. . . . .</b>	<b>106</b>
5.2.1. Chukotka Peninsula and Chukcha Sea Shelf . . . . .	106
5.2.2. Koryak Upland and Kamchatka. . . . .	111
5.2.3. Bering Sea. . . . .	111
5.2.4. Aleutian-Komandor Island arc. . . . .	113
5.2.5. Bering Ice Shelf. . . . .	113
5.2.6. Interpretation of underglacier topography . . . . .	114
5.2.7. Conclusions. . . . .	115
<b>5.3. «Marine» ice sheet of the sea of Okhotsk . . . . .</b>	<b>115</b>
5.3.1. The sea of Okhotsk and vicinity . . . . .	115
5.3.2. Topography and geology of the sea bottom . . . . .	115
5.3.3. Interpretation of the bottom forms and deposits. . . . .	116
5.3.4. Kurily island arc and ice shelf . . . . .	118
5.3.5. Reorganization of the near Okhotsk discharge system. . . . .	119
5.3.6. Conclusions. . . . .	120
<b>5.4. Last Great Chill in the Northern Pacific. . . . .</b>	<b>120</b>
<b>5.5. Discussion and conclusions . . . . .</b>	<b>123</b>
<b>6. Conclusion. Nature environment of the Northern Hemisphere in the Ice Age. Russian component of the Great Arctic Ice Sheet, its features and effects . . . . .</b>	<b>127</b>
<b>References . . . . .</b>	<b>133</b>



## Предисловие

Задача настоящей работы — внести ясность в проблемы палеогеографии Русского Севера и Северо-Востока в эпоху последнего великого похолодания. Соответственно в его центре — *последний*, или *осташковско-сартанский*, этап ледниковой истории суши и морей, который совпадал с интервалом от 110—115 до 8—10 тыс. лет назад (л.н.) и охватывал свыше 80% позднего неоплейстоцена и около 20% голоцена.

Таким образом, предмет этого исследования — осташковско-сартанское оледенение русского сектора Северной Евразии, или его новейший холодный полуцикл. Мотивация такого выбора очевидна: с одной стороны, последнее оледенение во многом типично для всех других ледниковых эпох, с другой — его следы сохранились гораздо лучше, чем более древние; к тому же оно несравненно лучше них обеспечено данными наблюдений, возрастных определений и моделирования. Поэтому, решив наши задачи, а именно реконструировав форму, размеры и размещение последних ледниковых покровов Русского Севера и Северо-Востока, выяснив особенности их динамики, эволюции и разного рода взаимодействий, мы можем получить ключи к познанию закономерностей, характерных и для всех предыдущих, или хотя бы большинства оледенений этой огромной области.

До недавних пор проблемой оледенений русского сектора Арктики занимались лишь единицы, включая автора и немногих других геологов и географов России, причем большинство их делало это в порядке личной инициативы. Только в последние 10—15 лет в работу включились и западные ученые, которые, в отличие от нас, могли опираться на солидную материальную базу — поддержку общеевропейских, а также норвежских, шведских, датских, американских и прочих фондов. Ряд проектов, такие как «Eurasian Ice Sheets», «PECHORA», «QUEEN» (Астахов и др., 2000; Svendsen et al., 1999; Svensson, 1981) и русско-американская программа исследований Западной Берингии (Brigham-Grette et al., 2001, 2003), были нацелены на сбор полевых данных и ревизию прежних реконструкций. В них участвовали десятки специалистов, материалы этих исследований публиковались (и публикуются) в журналах *Nature*,

*Science*, *Boreas*, *Global and Planetary Change*, *Quaternary Science Reviews*, *Quaternary Research* и *Quaternary International*. В итоге база соответствующих данных сильно расширилась и общий интерес к ней резко возрос.

Однако, вопреки ожиданиям, ясности и глубины в понимании проблемы от этого не прибавилось. Скорее наоборот, многое в ледниковой истории России стало менее определенным, к старым противоречиям прибавились новые, а реконструкции, созданные участниками международных проектов, не выглядят логичными. Более того, работы последних лет породили здесь *кризис*, суть которого, как будет показано ниже, — в несовместимости моделей древнего оледенения, основанных на данных по древнему климату и палеогляциологии, с такими же моделями, созданными на базе новых геохронологических данных. Если первые доказывают, что осташковско-сартанское оледенение севера Евразии было огромным, то в свете вторых — особенно если принимать их по «лицевой цене» — оно выглядит небольшим, не более чем «ограниченным», да еще и «диахронным».

Но последнее слово здесь не сказано. Я не взялся бы за эту работу, если бы не верил, что как прежние, так и новые противоречия можно преодолеть. В том числе — и «вечные» разногласия между антигляциалистами, адептами моделей «ограниченного оледенения» и авторами реконструкций сверхкрупных ледниковых систем, подобных тем, что защищаются в данной работе. И я уверен, что к этой цели приведут не компромиссы, а новые подходы к сбору и системному анализу данных наблюдений с земли и из космоса, и особенно — тесты на внутреннюю и внешнюю согласованность итоговых реконструкций. Обновленная концепция должна стать целостной и непротиворечивой, отвечать данным наблюдений и идти в ногу с общим прогрессом ледниковой теории.

Настоящая работа прежде всего — региональное исследование, к тому же ограниченное по «толщине хронологического среза». Однако его объект столь велик, что я не могу не касаться и общих вопросов *ледниковой теории*, которая здесь понимается как учение о холодных периодах истории Земли с присущими им разрастаниями оледенений и глубо-



кими перестройками подсистем суши, атмосферы, континентальной гидрологии и океана.

К тому же эта работа — отнюдь не сводка данных по названной выше площади, а изложение *авторской концепции* ее оледенения. Поэтому мой список литературы (более 700 названий) не содержит всех относящихся к теме источников, в нем — лишь работы, на которые есть ссылки в тексте. Остальные здесь не нужны; кроме того, претендуй я на полноту, мой список оказался бы необъятным. Уже в XIX в. литература по древним оледенениям выросла настолько, что Дж. Гейки, печатая в 1870-х годах свой «Великий ледниковый период», не смог снабдить его полной библиографией, поскольку она «заняла бы целый том» (Geikie, 1877).

Моя специальность — геоморфология и гляциология, место работы — Институт географии РАН. Поэтому естественно, что данный обзор — работа географа, и в нем не будет той глубины, которая характерна для геологии. Зато, как географ, я мог наряду с методами гляциогеологии и геоморфологии использовать весь арсенал приемов, стоящих на вооружении гляциологов, гидрологов, океанологов и климатологов, а при формулировании выводов — опираться на широкие географические сопоставления. И — взглянуть на весь комплекс затронутых в работе проблем как на *единое целое*, что, в свете насущных задач повышения качества научных

исследований, совсем не лишне. Известно же, что одна из главных проблем современной науки состоит в том, что она гораздо сильнее углубляется в детали, чем в целое.

Ряд выдающихся географов, которые работают или работали в Институте географии — И.П. Герасимов, Г.А. Авсюк, В.М. Котляков, — проявляли интерес к данной работе или дискутировали с автором, что было всегда полезно. Я столь же благодарен своим старым товарищам по «Аэрогеологии» и работам в Арктике: они не только делили со мной экспедиционные трудности, но и помогли овладеть профессией геоморфолога и гляциолога. Я с благодарностью вспоминаю о сотрудничестве со своими коллегами по отделу гляциологии А.Н. Кренке, А.Ф. Глазовским, Л.Н. Глебовой, а также с аспирантами Д.Я. Иоффе, А.Н. Рудым и А.П. Стеклениковым, специалистами из других институтов РАН — С.А. Архиповым, В.Б. Спектором, Н.М. Чумаковым, Ю.А. Лаврушиным и с учеными из Швеции (В. Шюттом и Г. Хоппе), Канады (В. Блейком), Германии (М. Куле) и США (Дж. Дентоном, Т. Хьюзом, Дж. Фастуком и В. Бейкером).

За помощь в подготовке работы к печати, техническую и творческую, я благодарен сотрудникам отдела М.Г. Кунаховичу, В.Н. Михаленко, О.М. Шляховой и Л.В. Набоковой, а также моим рецензентам, которые читали рукопись и дали ценные советы.

# 1. Введение

## 1.1. История проблемы

*«Можно лишь поражаться вкладу русских ученых в ледниковую теорию... Развитие этой теории в России проходило в борьбе мнений. Оно совсем не представляло собой простого победного марша».*

**К.К. Марков (1955)**

### 1.1.1. Начало

Время рождения ледниковой теории, впервые намеченной в работах Ж. Шарпанье, Я. Эсмарка, А. Бернарди, Л. Агассиса и Э. Форбса — двадцатые—тридцатые годы XIX века, место рождения — Альпы, Шотландия и Скандинавия (Agassiz, 1837; Agassiz, 1867; Esmark, 1826—1827; Котляков, 1994; Bolles, 1999; Charlesworth, 1957; Grosswald, Hughes, 2002; Biryukov et al., 1988; Frakes et al., 1992). По представлениям ее основоположников, оледенение Северного полушария имело форму *полярной ледниковой шапки*, центр которой совпадал с Северным полюсом, а края спускались далеко в умеренные широты (Bernhardi, 1832; Charlesworth, 1957; Chorly et al., 1984). По тем же представлениям, разрастание ледников должно было происходить и в горах тропических и умеренных широт, где, как указывал Агассис (1867), «линия вечного снега и льда спускалась гораздо ниже ее нынешней границы». На том же, начальном, этапе появились и первые идеи о глобальных последствиях роста оледенений, их эвстатических и изостатических эффектах. «Если вся площадь от 35-й параллели до полюса оказывалась подо льдом, причем таким толстым, чтобы под ним скрылись вершины Юры, — писал Ч. Макларен (Дж. Имбри, К. Имбри, 1988), — то это могло произойти только за счет изъятия огромных масс воды из океана, что конечно же сказывалось, и весьма существенно, на его глубине». Другой шотландец, Т. Джемисон (Jamieson, 1882), следуя идеям Ж. Адемара и Дж. Кролля (Дж. Имбри, К. Имбри, 1988), выдвинул гипотезу, ставшую предвестником

теории гляциоизостазии; она связывала вертикальные движения земной коры ледниковых областей с ростом и распадом покровных оледенений, означавшими резкие усиления и снятия статической нагрузки на поверхность Земли.

Последующие десятилетия XIX в. стали временем бурного развития теории оледенений. Сотни энтузиастов из многих стран ринулись на поиск подтверждающих ее фактов, и уже в 1870-е годы появилась почва для создания первых крупных обобщений. Самыми значительными из них стали труды приверженцев материковых оледенений Дж. Гейки (Geikie, 1877) и О. Торелла (Torell, 1872). Последний, Торелл, был не только знатоком гляциальной геологии Скандинавии, но и пионером шведских полярных исследований; он успешно работал в Исландии, на Шпицбергене и в западной Гренландии, где собрал обширный материал для сравнения ледниковых явлений прошлого и настоящего. Историческую роль сыграли его доклад 1875 г. на заседании Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, или Берлинского общества земледоведов, и экскурсия на Рюдерсдорфские известняковые холмы, где можно было наблюдать ледниковую полировку и шрамы. При их обсуждении Торелл отвлекся от частных и «развил взгляд, что оледенение Скандинавии должно было распространяться на северогерманскую и северорусскую низменности».

Что же касается книги Дж. Гейки, особенно второго ее издания, вышедшего в 1877 г., то она мало чем уступает большинству работ по ледниковому периоду, публикуемых сегодня. Объем знаний Гейки кажется поразительным — ему потребовалось несколько глав, чтобы описать ледниковые образования Шотландии, и еще по отдельной главе — для тех же образований Англии, Ирландии, Скандинавии, Швейцарии, Северной Италии и Северной Америки. Гейки писал о разрастаниях ледников в Новой Зеландии и Андах Южной Америки (по Дарвину), о многократности оледенений Британских островов, Европы и Северной Америки, о сравнительно теплом климате межледниковий Европы, о механизмах образования морены (причем не только обычной, но и *shelly*, или раковинной), даже о движении ледников по дну Северного моря и подпоре шотландского льда скандинавским. Причем, объясняя все это, он ссылается

на астрономическую теорию оледенений (по Дж. Кроллу), на морфологию и режим ледникового щита Гренландии (по Э. Кейну). Тем удивительнее, что все это не помогло ни Дж. Гейки, ни его коллегам дать хоть какую-то информацию об оледенениях России: ледниковая история России все еще оставалась *terra incognita*. Единственная тема, которой в этой связи коснулся Гейки, — это вероятные эффекты «холодного, но сухого» климата Сибири.

Между тем русским ученым следы оледенений на территории своей страны стали известны достаточно давно, во всяком случае — еще в XIX в., почти одновременно с заложением основ ледниковой теории на западе (Марков, 1955). Причем задачи, которые ими при этом решались, были чрезвычайно трудны: в отличие от О. Торелла и Дж. Гейки русские исследователи не имели ярких предшественников, подобных Л. Агассису и Дж. Эсмарку, и должны были начинать с «чистого листа», а главное — перед ними лежала огромная, труднопроходимая и почти полностью неведомая территория, из которой лишь «небольшая северо-западная часть могла представить им явственные следы древнего материкового оледенения, как это было в Шотландии и Швеции. А районы высокогорий, еще остававшиеся за пределами Русского государства, были и вовсе недоступны для русских ученых». Поэтому, собственно, К.К. Марков (1955) и писал, что «можно лишь поражаться вкладу русских ученых в ледниковую теорию».

Некоторые из них, такие как В.М. Севергин, раньше Агассиса высказывали догадки о ледниковом происхождении «северного наноса». Тем не менее подлинное установление господства теории материкового оледенения в России — заслуга главным образом К.Ф. Рулье, Г.Е. Шуровского, Ф.Б. Шмидта и П.А. Кропоткина, живших на десятилетия позже Севергина (Марков, 1955). Г.Е. Шуровский (1856), в частности, опираясь на опыт изучения валунов Европейской России, писал: «Эрратические явления зависели от ледников, которые имели гораздо большую величину, нежели нынешние: это были, по-видимому, гигантские ледники». Но сказано это было лишь в 1856 г., так что ни один из названных ученых, включая великого Кропоткина, на роль основателя ледниковой теории претендовать не мог, для этого ему надо было бы как минимум раньше родиться. Но и без того русский вклад в учение о ледниковом периоде был грандиозен, а самого яркого из его создателей, П.А. Кропоткина (Маркин, 1985), следует по праву считать автором концепции материковых оледенений Северной Азии и основателем русской школы таких исследований, поскольку вслед за Кропоткиным его концепцию развивала целая плеяда выдающихся ученых — А.П. Павлов, А.А. Иностранцев, С.Н. Никитин, А.А. Штуkenберг и другие, а чуть позже — также В.В. Докучаев, С.А. Яковлев (1956) и, особенно, В.А. Обручев (1931, 1938), а также Д.Б. Орешкин (1987), П.А. Шумский (1957) и другие.

Идея Кропоткина о гигантских покровах льда в Северной Азии по своей сути и духу соответствовала модели «полярной ледниковой шапки» Бернарди—Агассиса. Однако к концу XIX в. с последней возникли сложности: в сердце Арктики, где Агассис размещал «главные бастионы» древних льдов, был открыт глубокий Полярный бассейн, который, как казалось, был несовместим с этими «бастионами», а многие факты, накопленные при исследованиях северных окраин Евразии, шли вразрез с идеей наступания льда со стороны полюса. Более того, эти факты вроде бы доказывали, что древнее оледенение Арктики было вообще незначительным — либо лишь немногим превышавшим современное, либо даже уступавшим ему (Chorly et al., 1984). В итоге старая модель была отброшена, и ей на смену пришла новая, по которой ледниковые покровы Северного полушария тяготели к материкам и являлись феноменом отнюдь не полярных, а умеренных широт.

Такой поворот не мог не сказаться на состоянии умов русских исследователей. Он породил сомнения в правоте П.А. Кропоткина, в реальности его огромных, уходящих в Арктику ледников, а также заставил лишний раз прислушаться к аргументам скептиков, в частности А.И. Воейкова (1881), И.Д. Черского (1882), Я.С. Эдельштейна (1935) и других. Первый из них, как известно, считал, что плейстоценовый климат Сибири, будучи не только холодным, но и крайне сухим, не благоприятствовал оледенению равнин, остальные в ряде случаев ставили под сомнение ледниковый генезис форм рельефа и осадочных толщ, на котором «стояла» концепция оледенений севера и востока Сибири. И хотя в последующем их доводы были в основном опровергнуты, причем столь убедительно, что с ними согласились Дж. Чарльзворт (Charlesworth, 1957) и Р. Флинт (Flint, 1971), разноречием во взглядах на проблему сибирских оледенений сохраняется и поныне. В этом можно убедиться, сравнив названные публикации В.А. Обручева, особенно его карты, с работами таких авторов, как Э. Антевс (Antevs, 1929), Н.Н. Урванцев (1931а, б), И.П. Герасимов и К.К. Марков (1939), Д.М. Колосов (1947), В.Н. Сакс (1953), С.А. Стрелков (1965), В.Д. Дибнер (1970, 1978), А.А. Величко (1993, 2002), А. Аксенов (1987), Й. Свенсен и Я. Мангеруд (Астахов и др., 2000). Если их точки зрения в чем-то и совпадают, так только в одном — во взгляде на Сибирь как на область малоактивного оледенения, которое, к тому же, заметно проявилось лишь в среднем плейстоцене, то есть в днепровско-самаровское время. Что же до позднейшего оледенения Евразии, то оно считалось незначительным. Об этих представлениях можно судить по известной карте И.П. Герасимова и К.К. Маркова (1939, рис. 45), на которой показан лишь один покровный ледник — Скандинавский щит, а все «остальное» оледенение изображено как горно-долинное и каровое.

Еще одна часть ледниковой теории — объяснение причин оледенений и их чередования с межлед-

никовьями. Вплоть до 1976 г. (Hays et al., 1976) оно оставалось шатким, имелись гипотезы, но их не удавалось проверить. Теперь все согласны, что ледниковые циклы — суть следствие периодических изменений в геометрии земной орбиты, или эффектов Миланковича (Большаков, 2003; Дж. Имбри, К. Имбри, 1988). Стали понимать и другое — что это объяснение бесспорно лишь для плейстоцена или, может быть, фанерозоя, тогда как в приложении к более древним оледенениям оно отступало на второй план, оставляя главную роль таким факторам, как дрейф материков, дробление литосферных плит, вспышки вулканизма и изменения в динамике океана, испарении, составе и свойствах атмосферы (Чумаков, 1978, 2004).

### 1.1.2. Авторская концепция последнего оледенения

Несколько подробнее остановлюсь на собственной концепции. Первый ее вариант появился в 1960-х годах; он вырос из опыта, накопленного в 1957—1973 гг. в экспедициях на Землю Франца-Иосифа, Шпицберген, в район дельты Маккензи и на о-ва Королевы Елизаветы, и из обмена мнениями с лидерами советской и зарубежной гляциологии и гляциальной геологии.

Данные по Шпицбергену, Земле Франца-Иосифа и Баренцеву морю удалось суммировать с материалами геологической съемки ледниковых форм Севера Европейской России, Западной Сибири и Таймыра, после чего, собственно, и были заложены основы представленной здесь концепции. На первом этапе это было установление факта покровного оледенения материковой окраины северо-западной Евразии, а также создание его первой трехмерной модели (Гросвальд, 1977, 1988а, 1989). Последняя включала как Баренцево-Карский ледниковый щит, сливавшийся со Скандинавским, так и остальные компоненты *объединенной системы*, в которую входили плавучие шельфовые ледники Арктического и Норвежско-Гренландского бассейнов, большие ледниково-подпрудные озера и бассейны внутренних морей. На карте континента появился *Евразийский ледниковый покров*, который возникал за счет слияния четырех ледниковых щитов — Британского, Скандинавского, Баренцева и Карского — и занимал, помимо Британских островов, Скандинавского полуострова и береговой зоны Северного Ледовитого океана, также площади Североморского, Баренцева и Карского континентальных шельфов. Карта этого покрова заняла одно из центральных мест в итоговых документах Проекта КЛИМАП (CLIMAP, 1981) и во многих обзорных материалах того времени, таких как монография Дж. Дентона и Т. Хьюза (Denton, Hughes, 1981).

Следующим шагом, сделанным в конце 1970-х годов, стало выдвижение гипотезы единого циркумполярного ледника Арктической области. По мысли

автора и Т. Хьюза, этот ледник-гигант, *Панарктический*, или *Великий Арктический ледниковый покров*, возникал за счет слияния всех разнородных ледников Арктики, что происходило в каждый из ледниковых максимумов плейстоцена, включая осташковско-сартанский. Повторю: по данной идее, в максимумы глобальных похолоданий вся Арктика погребалась под сплошным ледяным чехлом, состоявшим из *наземных* ледниковых щитов, налегавших на сушу, *«морских»* ледниковых щитов, налегавших на материковые шельфы, и *шельфовых ледников*, плававших в глубоком океане, причем центр этого чехла находился в районе Северного полюса. С динамической точки зрения Великий Арктический покров был *единой сложной системой*, подобной гигантской ледниковой системе Антарктиды.

Первая публикация об этом, «Was there a late-Würm Arctic ice sheet?», появилась в 1977 г. в *Nature* (Hughes et al., 1977), после чего идея Великого Арктического ледникового покрова была развернута и обоснована в нескольких монографиях (Гросвальд, 1983, 1999а; Denton, Hughes, 1981, 2002). Тем не менее она до сих пор вызывает споры: одни специалисты ее поддерживают (Герасимов, 1973; Котляков, 1994, 2004; Jouzel, 1999; Andersen, Borns, 1994), другие критикуют (Величко, 1979; Данилов, 1987; Павлидис и др., 1998) или игнорируют. Больше всего сомнений вызвали реконструкции покровных ледников высокоширотных шельфов Северной Евразии и Арктической Канады, Баренцева, Карского и Иннуитского — слишком уж странно они смотрелись на фоне старых схем почти безледной Арктики. Впрочем, их и сегодня часто считают «проблематичными» (Rutter, 1995), хотя после детальных исследований 1980—90-х годов, охвативших всю западную половину Баренцева шельфа, основания для сомнений в их покровном оледенении были устранены (Elverhøi et al., 1990, 1993; Elverhøi, Solheim, 1983а, b; Fastook, 1992).

В последующие десятилетия реконструкция Великого Арктического покрова сильно раздалась вширь. В число ее «русских» компонентов вошли Восточносибирский (Гросвальд, 1988б, 1989) и Берингийский (Grosswald, 1998а) ледниковые покровы, а также «морской» ледник Охотского моря (Grosswald, Hughes, 1998), что, естественно, поставило под вопрос известную концепцию Берингийского материкового моста (Hopkins, 1972, 1982). В «зарубежной» части покрова самая заметная метаморфоза произошла с отношением к модели Иннуитского ледникового щита Канадской Арктики. Если с момента рождения в 1970 г. (Blake, 1970) и вплоть до конца XX в. она никем не признавалась, то теперь, наоборот, никто не сомневается, что Иннуитский щит существовал и что он не только целиком покрывал острова Королевы Елизаветы, но и сливался с Гренландией, заполняя льдом пролив Нэрса (England, 1998, 1999; Dyke, 1999; Zreda et al., 1999).

Кардинально изменилось и отношение к нашей (с Дж. Мерсером и Т. Хьюзом) модели Арктического

шельфового ледника. Если раньше все доводы в его пользу встречались с недоверием, то теперь, с появлением геологических аргументов Л.В. Поляка и др. (Polyak et al., 2001), это недоверие рассеялось: новые данные сделали этот плавающий ледник не менее реальным, чем его современные аналоги в Антарктиде. Вместе с тем углубление понимания процессов ледовой седиментации в океане (Лаврушин и др., 1986; Лисицын, 1994) позволяет гораздо увереннее, чем раньше, различать следы морских ледников в разрезах глубоководных осадков.

Достижения последних лет суммированы в новейшей трехмерной реконструкции Панарктического покрова, включившей все компоненты, которые стали известны к началу нового века (Гроссвальд, 20046; Grosswald, Hughes, 2002), причем в ней, как и в других авторских моделях, все более значительную роль начинают играть элементы ледниковой палеогидрологии — большие подпрудные озера, трансконтинентальные дренажные системы и гидросферные катастрофы, или потопа (Бутвиловский, 1993; Рудой, 1995; Гроссвальд, 1998, 1999а). Последний аспект проблемы ранее в России не разрабатывался, да и за рубежом он занимал лишь немногих, таких как Дж. Бретц (Bretz, 1969), В. Бейкер (Baker, 1981, 1997; Baker et al., 1993) и Дж. Шоа (Show et al. 1989; Show, 2002).

### 1.1.3. Последний миллиард лет оледенений

Дополнительный импульс к развитию концепции Великого Арктического покрова был создан прогрессом в изучении докайнозойских ледниковых эпох. Он делает очевидным, что этот покров — отнюдь не аномалия, а типичная форма полярных оледенений, что почти все ледниковые покровы докайнозойских эпох были сложными системами, подобными Антарктической и Великой Арктической (Чумаков, 1978, 2004).

Судя по работам Н.М. Чумакова (2001, 2004), история оледенений Земли началась в архее, почти 3 млрд л.н., и характерной чертой прошедшего с тех пор времени было *направленное похолодание*, которое проявилось в нарастании частоты и масштабов оледенений. За свою историю Земля пережила три *главных палеоклиматических этапа* — *безледниковый*, охватывавший период до среднего архея включительно; *эпизодически ледниковый*, датируемый поздним археем — средним рифеем, и *периодически ледниковый*, длящийся с позднего рифея до современности.

На последнем этапе, начавшемся миллиард лет назад, оледенения стали повторяться периодически и сразу охватывать по четыре — пять континентов. На этот миллиард лет пришлось четыре *ледниковых периода*, которые имели длительность в десятки и первые сотни миллионов лет и распадались на периоды второго порядка, длившиеся миллионы и десятки миллионов лет. Эти периоды состояли из серий *ледниковых эпох* продолжительностью в десят-

ки и сотни тысяч лет, причем каждая такая эпоха состояла из двух частей — холодной, или *ледниковья*, и более теплой, или *межледниковья*, а их пары образовывали *ледниково-межледниковые циклы*. В высоких широтах холодные части циклов были существенно длиннее теплых.

Судя по стратиграфии глубоководных осадков океана, за последние 900 тыс. лет произошло девять глобальных похолоданий и столько же — потеплений, так что в этот период средняя длительность ледниково-межледникового цикла составляла 100 тыс. лет. Причем, как уже говорилось, в Арктике и Антарктике 80—90% каждого цикла приходилось на похолодания, и только 10—20% — на сравнительно теплые межледниковья. Подчеркну: на *сравнительно* теплые, потому что все межледниковья, включая современную эпоху, или голоцен, — это не аналоги безледных интервалов, подобных мезозою, а всего лишь потепления, не выходявшие за рамки ледниковых эпох.

Такова концепция великих оледенений, отвечающая новым идеям в науках о Земле. Многие, однако, думают иначе, причем как в России, так и в мире. Они считают, что эта концепция — нечто туманное, недоказанное (Айбулатов, 2001; Ивановский, 1993), а более простое и понятное — антигляциализм и концепция «ограниченного» оледенения — продолжают развиваться.

### 1.1.4. Минималистские модели

*Современный антигляциализм* представлен в работах А.И. Попова, Н.Г. Загорской, Н.Г. Чочиа, И.Д. Данилова, В.Г. Чувардинского и других. В отличие от своих прежних версий, *этот* антигляциализм совсем не отрицает древних оледенений, он иногда предстает как «законный» раздел ледниковой теории (Троицкий, 1975). Сегодня он борется не против этой теории, а лишь против «чрезмерных претензий» гляциалистов, доказывающих покровные оледенения приморских равнин и шельфов Арктики и их способность производить значительную эрозию и аккумуляцию. Антигляциалисты всячески выпячивают роль тектонических факторов в развитии рельефа и самих оледенений. Одни из них, как Ю.П. Пармузин и В.Г. Чувардинский (1998), доказывают тектонический генезис бараньих лбов, каров, моренных гряд и гляциодислокаций; другие, как Ш.А. Даниелян (1999), утверждают, что энергии ледников может хватать лишь на преодоление внутреннего трения и не остается на эрозию ложа; третьи, известные как «маринисты» (Данилов, 1982, 1987; Лазуков, 1972; Полякова, 1997), связывают происхождение морен северных равнин, включающих остатки морской фауны, с процессами ледово-морской седиментации. Представления последних рассмотрены С.Л. Троицким (1975), С.А. Архиповым с коллегами (1976), В.И. Астаховым (1982) и др.

Их суть раскрывают и сами маринисты: «Наиболее существенное отличие наших представлений от классического понимания геологии и палеогеографии плейстоцена — это признание ведущей роли тектонических процессов и явлений морских трансгрессий по отношению ко всем другим, в том числе к ледниковым процессам формирования отложений и рельефа» (Загорская и др., 1972). Поэтому и старые работы Д. Хопкинса и О.М. Петрова, представляющие новейшую историю Аляски и Чукотки в виде длинной череды трансгрессий Северного Ледовитого океана, и новую книгу А.А. Свиточа (2003), где основные палеогеографические события плейстоцена всех прибрежных районов России объясняются трансгрессиями и регрессиями этого океана, или «трансгрессивно-регрессивной ритмикой» соответствующих морей, можно без колебаний относить к произведениям антигляциалистов.

Для современного антигляциализма типичны работы Е.И. Поляковой (1997) и Н.А. Шполянской с И.Д. Стрелецкой (2003), в которых вся арктическая окраина Евразии, включая ее шельф, предстает безледной, Ю.К. Васильчука (Васильчук, Котляков, 2000), не признающего даже Скандинавского ледникового щита; Р.Б. Крапивнера (1997), продолжающего доказывать, что крупнейшие в Западной Сибири дислокации, Самаровские, связаны не с оледенением, а с блоковыми движениями земной коры. Если у них мы все-таки и видим оледенение, то оно всегда лишь горное, почти всё — досартанское, среднечетвертичное, а главное — очень маленькое. На картах Н.А. Шполянской, например, оно столь мизерно, что соответствующие ему похолодание и депрессия снеговой линии не превысили бы 2,0—2,5° и 300—400 м; такая амплитуда климатического сдвига могла иметь место лишь в голоцене, а отнюдь не в холодные эпохи плейстоцена (Соломатин, 1986).

Что касается концепции «ограниченного» оледенения, то ее обычно связывают с именами А.А. Величко и его сторонников — Ю.А. Павлидиса, Н.Н. Дунаева, В.Ю. Бирюкова и других (Birjukov et al., 1988). В отличие от антигляциалистов, они не отрицают оледенений арктических равнин и участков шельфа, но признают только наземное оледенение и ограничивают его масштабы. На картах Русского Севера, публикуемых А.А. Величко или под его редакцией, мы не видим Баренцево-Карского ледникового покрова, а лишь локальные щиты и шапки, занимающие часть Шпицбергена, Землю Франца-Иосифа и Северный остров Новой Земли, а в Сибири — мелкие ледники Северной Земли, Таймыра, Путораны, Камчатки и Верхоянского хребта. То же самое — и на Канадском Севере: что бы там ни говорили В. Блейк, А. Дайк и Дж. Инглэнд, у Величко и острова Королевы Елизаветы, и пролив Нэрса рисуются на 80% безледными (Величко, 1993, 2002).

Другой принцип данной концепции — *несинхронность* ледниковых образований, или их «сложная пространственно-временная динамика», «гетерохрон-

ная аградация». Ее сторонники предполагают, что ледниковые системы Северной Евразии разрастались и деградировали в разное время. А ее третий принцип — *асимметричность* оледенения, его сравнительно высокая интенсивность в приатлантическом секторе Арктики и все более низкая по мере движения на восток. Если для Скандинавии А.А. Величко предполагает настоящий ледниковый щит, то для островов Баренцева и, отчасти, Карского морей — лишь автономные ледниковые купола, которые дальше к востоку сменяются все более мелкими ледниками гор и возвышенностей.

Многое из модели «ограниченного» оледенения заимствуется и реконструкциями, которые созданы участниками европейских проектов (QUEEN и других). Правда, в отличие от Величко и его сторонников, они показывают оледенения Баренцева моря покровным и морским, т.е. не игнорируют очевидных фактов, собранных нами, шведами и норвежцами. Но в интерпретации QUEEN Баренцево-Карский покров совсем не похож на «наш»: он вдвое меньше него, на востоке оканчивается сразу за Новой Землей, а на юге не доходит до береговой линии евразийской суши (Астахов и др., 2000; Svendsen et al., 1999); соответственно его южный край не создавал плотину, способную блокировать сток северных рек. Вместе с тем, как и у А.А. Величко, у них сартанское оледенение севера Восточной Сибири отрицается, а рост и деградация ледниковых покровов Баренцево-Карского шельфа и Скандинавии признается асинхронным, даже контрфазным. По модели QUEEN, за последний холодный полуцикл каждый из этих покровов испытал по три разрастания, пики которых приходились на 90—80, 60—50 и 20—15 тыс. л.н. При этом первый из этих покровов, Баренцево-Карский, от пика к пику уменьшался, а второй, Скандинавский, — становился все более крупным (Svendsen et al., 1999).

Взгляды А.А. Величко, Ю.А. Павлидиса и участников европейских проектов поддерживаются и геологами, занятыми в русско-американской программе исследований Западной Берингии. Они утверждают, что в последний температурный минимум Европы оледенение Чукотки, Корякии и Камчатки было «весьма ограниченным», лишь местами — горнодолинным, а в основном каровым (Глушкова, 1984; Brigham-Grette et al., 2003), оно было только наземным. Максимальная же стадия этого оледенения у Дж. Бригам-Гретте и др. (Brigham-Grette et al., 2001, 2003) совпадала с холодным эпизодом МИС 5 и, таким образом, была в противофазе с оледенением Скандинавии и Америки.

Из сказанного следует, что взгляды на масштабы, тип и хронологию последнего оледенения Русского Севера и Северо-Востока остаются противоречивыми и что в них, как и столетие назад, все еще сильно влияние идей А.И. Воейкова. Эти области стали ареной международных исследований, однако этого оказалось недостаточно, чтобы давние



противоречия исчезли и позиции спорящих сторон сблизились. Пока что эффект этого сотрудничества обратный, налицо дальнейшее углубление разногласий. Ясно лишь одно: необходимы новые исследования, нацеленные не на дальнейшее расширение базы данных, а на системный анализ уже существующей (Гросвальд, 2002).

## 1.2. Методы реконструкций, проверка результатов

При реконструкции древних оледенений используется ряд методов, которые можно разделить на три группы — геологическую, геофизическую и палеогляциологическую.

### 1.2.1. Геологический и геофизический методы

*Геологическая группа* включает подгруппы, состоящие: (а) в поиске индикаторов направлений движения льда, (б) в определении признаков, дающих представление о размещении ледниковых покровов и их краевых зон, и (в) в нанесении на карту *деградационных* форм, позволяющих судить о ходе отступления и распада льда. К подгруппе (а) относятся траектории разноса эрратики, геометрия гляциотектонических сооружений, ориентировка бараньих лбов и экзарационных ложбин, валунов и динамических структур в основных моренах (Лаврушин, 1976). К ней же принадлежат «обтекаемые» формы ледникового рельефа, которые Т. Хьюз (Hughes, 1992) относит к образованиям *второго рода*, — друмлины, друмлиноиды, «креген-тейлы» и флютинг, а также системы ледниковых штрихов и борозд. По Хьюзу, формы первого рода отражают историю длительного и упорядоченного движения льда, они создаются за несколько ледниковых циклов, когда следы воздействия льда на ложе раз за разом углубляются. Формы же второго рода — продукт дегляциации, когда движение льда становится нестабильным и хаотичным, а его следы — эфемерными, так что они легко стираются или переориентируются под действием ледниковых подвижек. В силу этого формы второго рода документируют динамику оледенения в его последнюю стадию (Lundqvist, 1990), в чем состоит их особая важность.

Для тех же целей чрезвычайно важны следы отклонения, или *дефлексии* течения льда, выявляющиеся по поворотам в ориентировке индикаторов движения и «ненормальным» траекториям разноса эрратики (Дятлова, 1986; Catt, 1991; Bischoff, 1994; Peacock, 1991; Punkari, 1995). Такая дефлексия указывает на существование других, сопредельных с изучаемым, ледниковых щитов (или щита), которые, создавая подпруду, отклоняют его линии тока.

К подгруппам (б) и (в) относится весь набор остальных следов оледенений — толщи морены,

формы ледниково-холмистого и грядового рельефа, флювиогляциальные конусы и террасы, а также озы, камы и камовые террасы. Их описанию посвящена обширная литература (Асеев, Маккавеев, 1976; Каплянская, Тарноградский, 1993; Elverhøi, Solheim, 1983b; Høltedahl, 1970; Prest, 1983; Polyak et al., 2000).

С геологическими методами тесно связана проблема датирования, или определения *возраста* ледниковых форм и отложений. Арсенал способов этих определений сегодня весьма широк. Применяются старые методы, использующие палеонтологию и соотношения объектов датирования с геологическими телами известного возраста, и более новые, физико-химические, дающие абсолютный возраст образцов. Среди них — радиоуглеродный метод, включая AMS  $^{14}\text{C}$ ; термолюминисцентный, включая OSL; калий-аргоновый, уран-ториевый, а также методы, основанные на изучении «пленок» радионуклидов на скальных поверхностях. С их применением в палеогеографии связан ряд важных прорывов. А также, к сожалению, — немалое число ошибок, вызванных ограниченностью области применимости каждого из них, чего геологи часто не принимают во внимание.

К *геофизической* группе относятся методы, которые позволяют определять распределение масс древнего льда по нарушениям изостатического равновесия земной коры. Один из методов этой группы, геоморфологический, применяемый на берегах морей, состоит в измерении высот и возраста древних береговых линий и построении графиков изменений относительного уровня моря, или «кривых осушения». Вводя в них поправки на нестационарность уровня моря, получают графики вертикальных движений земной коры (Гросвальд, 1983), а по их группам — карты изобаз гляциоизостатических деформаций коры целых областей.

Судя по геофизическим моделям (Былинский, 1996; Hughes, 1992; Vorren, Kristoffersen, 1986), под центральными частями ледниковых щитов происходит изостатический прогиб коры, равный 25—33% толщины льда, что дает значения, достигающие до 1000—1300 м. Таким же, или почти таким же (Былинский, 1996), был и общий размах послеледникового воздымания коры, или ее *ребаунд*. Правда, последний, будучи «записан» в лестницах голоценовых береговых линий, редко превышает 110—150 м и только на побережьях Гудзонова и Ботнического заливов достигает 285 м: морские береговые линии вырабатываются на заключительных этапах деградации льда, после его полного исчезновения, так что в них находит отражение лишь *часть* изостатического поднятия коры.

О гляциоизостатических погружениях коры говорят следы позднеледниковых трансгрессий полярных морей — морские осадки, налегающие на морены последнего оледенения. А карты изобаз таких поднятий служат важным инструментом выявления площадей оледенения, особенно если их

используют в комплексе с данными, полученными другими методами. Именно такие карты стали первым указанием на существование Баренцево-Карского и Иннуитского ледниковых щитов.

### 1.2.2. Палеогляциологические методы

Эти методы позволяют решать задачи палеоре-конструкций наиболее прямым путем. Их предмет — не следы древних ледников, а *сами ледники* — их форма, размеры, строение, баланс массы и его составляющие, температурный режим и движение, взаимодействие с ложем и водными бассейнами, механизмы образования и распада (Авсюк и др., 1972). Естественно, что получение этих характеристик возможно только на широкой базе, оно требует привлечения методов смежных географических наук — климатологии, гидрологии, океанологии и других. И конечно — использования компьютеров, способных моделировать ледниковые системы прошлого путем решения сложнейших вычислительных задач.

Первый опыт реконструкции древнего оледенения по данным о древнем климате связан с именем В.П. Гричука (1981). Гричук восстановил ледниковый покров Европы для хронологического среза 2,5 млн л.н., используя данные палеоботаники и разного рода *proxies*, такие как состояние Средиземного моря и высоты границ растительных поясов в горах. Он доказал, что уже тогда «появлялись условия для возникновения ледников вне горных систем» и что «тогдашний» климат был суровее позднеледникового, а европейское оледенение — обширнее, чем в стадию сальпаусселькя. По модели Гричука, лед в то время доходил от Скандинавских гор до Щецина.

А первое определение скорости разрастания арктических ледников по данным об интенсивности их внешнего массообмена выполнил В.Г. Ходаков (1979). Исходя из допущений, что оледенение Арктики разрасталось из центров на полярных островах, аномалия температуры воздуха составляла  $-10^{\circ}\text{C}$ , а баланс массы льда варьировал от 25 до 60 г/см<sup>2</sup> в год, Ходаков сделал вывод, что время, необходимое для роста островных ледниковых шапок до размеров, когда их края смыкались, составляло 11,5 тыс. лет.

Но для нас особенно важны приемы, позволяющие реконструировать форму, высоту и толщину ледниковых щитов по их границам. В них, как считал П.А. Шумский (1957), состоит главная ценность гляциологии для палеогеографов. Первоначально эти приемы сводились к применению метода аналогий, когда в качестве аналогов ледниковых щитов прошлого использовались щиты существующие. Для этого по морфометрии последних строились графики зависимости высот и толщин таких щитов с их радиусами, а затем, на основе этих графиков, — трехмерные модели древних щитов, которые по своей форме

уподоблялись существующим щитам того же размера (Воронов, 1968). Именно это, хотя и с учетом законов движения ледников, делал С. Патерсон (Paterson, 1981), когда решал задачи об объемах Лаврентьевского и Иннуитского ледниковых щитов.

Дж. Дентон и Т. Хьюз (Denton, Hughes, 1981) были первыми, кто, столкнувшись с задачей восстановления формы и объемов ледниковых покровов Земли в эпоху *последнего ледникового максимума*, прибегли к помощи численных (компьютерных) методов. Они нашли геометрическое выражение формы иско-мых покровов, представив их в виде серии профилей, следующих вдоль линий тока льда. При их создании учитывались такие факторы, как подстилающий рельеф, термические условия на ложе (и связанные с ними процессы примерзания, таяния и скольжения), влияние подледной воды, эффекты ледяных потоков, интенсивность снежного питания и прогибание ложа под тяжестью льда. Теперь, однако, они используют более совершенную методику — *моделирование методом конечных элементов* (Fastook, 1992), которое позволяет реконструировать ледниковые покровы по топографии их ложа, высотам древней границы питания и градиентам ее изменений. Для этого на карту рельефа ложа наносят сетку с четырехсторонними ячейками, а затем для каждого из узлов сетки решают уравнение течения льда по времени и определяют высоты поверхности ледника, изостатический прогиб ложа, осредненные скорости движения, поверхностный баланс массы и температуру. Причем эти параметры рассматриваются как *time-dependent*, или меняющиеся по времени. Байкальский эксперимент Дж. Фастука (Fastook, Grosswald, 1998) дает представление об обычном числе таких узлов: в нем оно составило 11000. Распределение баланса массы по площади Фастук принимает аналогичным тому, что установлено в Антарктиде, а константы подбирает так, чтобы они отвечали условиям района исследований. Поскольку этот метод использует данные о рельефе ложа, его следует относить к «боттом-ап» группе, с помощью которой выполнено большинство новых объемных реконструкций Т. Хьюза и Дж. Фастука. Тот же тип реконструкций дает и «обратный гляциогеологический метод» Й. Клемана с коллегами (Kleman et al., 1997); с его помощью они восстанавливают форму ледниковых щитов по ориентировке индикаторов движения льда — ледниковых штрихов, шрамов и прочего.

И наконец — многочисленные *time-dependent* модели оледенений, основанные на климатических (масс-балансовых, или «топ-даун») симуляциях. Как правило, они начинаются с анализа связей в системе «современное оледенение — климат» и продолжаются моделированием роста ледников прошлого по палеотемпературам и осадкам — как заданным, так и полученным из анализов ледяного керна и моделей общей циркуляции атмосферы (GCMs). К этому типу относятся реконструкции М.Я. Вербицкого (Вербицкий, Чаликов, 1989; Verbitsky, Oglesby, 1992), У. Бадда

(Budd et al., 1998), Ф. Хайбрехтса (Huybrechts, T'siobel, 1997), П. Форстрём (Forsström et al., 2003), Р. Бинтанья (Bintanja et al., 2002) и некоторых других. Их общий «камень преткновения» — нерешенность проблемы моделирования оледенений океана. Согласно допущению, которое в наиболее явном виде делается Хайбрехтсом, ледники и массы айсбергов, попадая в океан, сразу исчезают. Поэтому их модели, в отступление от реальности, «обходятся» без шельфовых ледников, а «их» ледниковые покровы не способны вторгаться в акватории океана, тем более — «шагать» через подводные депрессии.

### 1.2.3. Методы верификации результатов

Как же убедиться в достоверности палеореконокструкций, как простых, так и наиболее сложных, прежде всего, их основы — следов оледенения, выявляемых методами геологии, геоморфологии и геофизики? Не все они бесспорны, некоторые могут только имитировать ледниковые формы и толщи, будучи по сути своей неледниковыми. В России об этом писали многие, начиная с И.Д. Черского (1882) и заканчивая В.Г. Чувардинским (1998), на то же указывал и Дж. Чарльзворт (Charlesworth, 1957): «Округлые выходы скал, похожие на бараньи лбы, могут быть созданы доледниковым выветриванием; дугообразные гряды — возникать не под напором льда, а при сползании грунта; валуны со штрихами и шрамами — образоваться в грязевых потоках и зонах тектонических разломов; эрратические валуны — быть останцами древних формаций, уничтоженных денудацией, а валунные суглинки — иметь не ледниковое, а любое другое — склоновое, ледово-морское, селевое и мерзлотное происхождение... Однако, — продолжал Чарльзворт, — если перед вами не отдельные объекты, похожие на ледниковые, а их ансамбли, если вы имеете дело с комплексами парагенетически связанных форм и образований, то вопрос об их генезисе можно считать решенным, они — ледниковые».

Особенно трудно судить о достоверности крупных реконструкций, опирающихся на колоссальные объемы данных, на бессчетное количество фактов. Последние — это материалы полевых наблюдений, бурения и зондирования, аэросъемок и исследований из космоса, физико-химических анализов, в том числе определений возраста отложений и форм. Методы их сбора и обработки непрерывно совершенствуются, так что не только число фактов, но и сама сложность этих процедур не могут не внушать уважения к сделанным на их основе выводам. И тем не менее все это, как уже говорилось, отнюдь не приводит к сближению точек зрения, а, наоборот, трагическим образом усиливает существующие расхождения.

Где же выход из сложившейся ситуации, что делать? Очевидно, возможны две альтернативы. Первая из них и самая привычная, отвечающая духу гео-

логии как «индуктивной» науки, состоит в инициации новых полевых проектов и программ, в удвоении усилий по поиску новых, причем «неоспоримых», фактов, которые «наконец решат все проблемы». Хотя в достижимость такого решения трудно верить: как уже не раз бывало, на новые данные, подкрепляющие одну из точек зрения, ее противники находят другие, которые доказывают обратное. Да и много ли веры самим этим данным, этим *фактам*? Как учит научная методология, факты — всего лишь наше *знание* об объектах или событиях окружающего мира, а не сами эти объекты и события. Они — суть наши *интерпретации* наблюдаемого. А раз так, то научные факты не могут быть свободны от субъективности, от «примесей» теоретических концепций, разделяемых наблюдателем или его научной школой (Черняк, 1986). Так что факты, к которым вечно апеллируют участники дискуссий, по природе своей неоднозначны и могут одинаково служить разным «господам». Сомнительно, что, опираясь на них, т.е. следуя первой альтернативе, мы найдем выход из существующего тупика.

Другая альтернатива, которую я уже давно пропагандирую, состоит в том, чтобы, оставив в стороне споры о неоднозначных фактах, заняться не ими, а вопросом о достоверности конечных продуктов исследований, т.е. реконструкций, которые мы создаем. Прежде всего следует выяснять, *соответствуют* ли они тому географическому контексту, который был характерен для ледникового периода Евразии и Земли в целом. Такой подход — отнюдь не мое изобретение. Он был предложен в XIX в. У. Вьюэллом (Whewell, 1840), который сформулировал принцип «коллигации» (увязки) фактов и показал, что именно она, эта увязка, должна играть главную роль в верификации теоретических построений «индуктивных» наук.

Последователи Вьюэлла утверждают, что в геологии и географии, где гипотезы не поддаются проверке путем физических экспериментов, единственный критерий верности полученных реконструкций — это их *внутренняя согласованность и внешняя непротиворечивость*, или *internal coherence* и *external consistency*. Так, по мысли В. Бейкера (Baker, 2000), «ключевая часть любого исследования состоит в поиске такого рабочего решения, которое было бы *полностью совместимо* с конкретными элементами природы и с паутиной их связей, т.е. со всей сложной, развивающейся системой, образующей наш физический мир». По Бейкеру, только *тесты на совместимость* могут доказать правильность или ошибочность конкретных реконструкций, способны помочь в отделении зерна от плевел (Baker, 1997).

В настоящей работе моя стратегия состоит в том, чтобы с максимальной полнотой обосновать собственную (максимальную) модель последнего Евразийского ледникового покрова. Но это — во-первых. Во-вторых же — показать, что только она *согласуется* с валдайско-зырянским климатом,

гляциальной геологией, континентальной гидрологией, океанологией и другими сторонами палеогеографии Евразии. И что другие, альтернативные, модели оледенения, наоборот, с ними не вяжутся, а именно, не выдерживают теста на *consistency* и, значит, могут быть только *фантомными*.

### 1.3. Терминология (гlossарий)

В работе использован большой набор стандартных терминов из области гляциологии, гляциальной геологии, климатологии, гидрологии, океанологии и других наук о Земле. Ниже дано объяснение лишь самых основных из них, а также тех, которые определяют новые понятия или уточняют и детализируют старые.

**Великие похолодания** — эпизоды глобального похолодания климата длительностью более 10—20 тыс. лет, при которых температуры полярных областей Земли падали на 13—15°C и более. С ними совпадали *великие оледенения*.

**Великие оледенения** — явления грандиозного разрастания ледников и других форм многолетних льдов, отражавшие изменения теплового баланса поверхности Земли (происходившие в ответ на *великие похолодания*).

**Ледники** — многолетние массы природного льда, которые возникают за счет накопления и метаморфизма снега и движутся под действием силы тяжести, принимая форму потоков, выпуклых щитов (куполов) или плавучих плит.

**Ледниковые покровы** — объединенные системы ледниковых щитов и куполов, ледяных потоков и шельфовых ледников, которые погребают сушу, континентальные шельфы и глубоководные части океана на площадях в сотни тысяч и миллионы квадратных километров. Они образуются в полярных областях Земли при депрессии *снеговой линии* (см. ниже) до уровня океана. «Морские» ледниковые покровы — те же системы, или их части, которые налегают на ложе, погруженное значительно ниже уровня моря. *Великие ледниковые покровы* — покровные ледники особо крупных размеров и сложной структуры, которые возникали в полярных областях Земли при *великих похолоданиях* прошлого.

**Ледниковые щиты** — выпуклые плоско-куполовидные ледники, для которых характерны значительные (свыше 1000 м) толщины; большие (свыше 50 000 км<sup>2</sup>) площади; форма в плане, близкая к изометричной, и радиальное растекание льда.

**Шельфовые ледники** — плавучие ледники, имеющие форму плит площадью в десятки и сотни тысяч квадратных километров и толщиной в десятки и сотни метров. С тыла ограничены линией налегания, с фронта — фронтальным обрывом (барьером). Такие ледники делятся на замкнутые (типа Арктического), полузамкнутые (типа Росса) и открытые (типа Ларсена).

**Ледяные потоки и выводные ледники** — полосовидные участки ускоренного движения льда между ледяными (первые) и скальными (вторые) «берегами».

**Дегляциация** — процесс освобождения суши и морей от покровов многолетних (главным образом ледниковых) льдов.

**Дефлексия** — отклонение течения льда под действием других ледниковых масс или иных препятствий.

**Снеговая линия** — уровень земной поверхности, выше которого накопление твердых атмосферных осадков преобладает над их таянием и испарением (Котляков, 1984). *Снеговая линия* снижается в холодных и влажных районах и поднимается в теплых и засушливых. Различаются: *климатическая* (или *теоретическая*) *снеговая линия*, определяемая как уровень горизонтальной незатененной поверхности, на которой годовой приход твердых осадков равен их расходу; *истинная* (или *местная*) *снеговая линия*, или средний уровень, до которого эта линия поднимается к концу лета в данном конкретном районе; и *сезонная снеговая линия* — нижняя граница снежного покрова в тот момент, когда ведется наблюдение. Для гляциологии важна *граница питания*, она же — *линия равновесия* (ELA), т.е. разновидность *снеговой линии*, которая фиксируется на леднике и делит его поверхность на области питания и абляции.

**Линия налегания** — граница на подводном ледниковом ложе, которая разделяет налегающие и плавучие части морских ледников. Она отграничивает шельфовые ледники и плавучие языки от ледниковых покровов и сетчатых систем, налегающих на шельфы и сушу. Положение *линии налегания* зависит от глубины океана, толщины и скорости движения льда, уклонов поверхности ледника и ложа и других факторов (Котляков, 1984).

**Гравитационный коллапс ледникового щита** — его внезапное «расплющивание», или «сброс» толщины, компенсированный расширением площади (наступанием краев).

**Ледниковый сёрдж** — резкое ускорение движения ледника. Как правило, сёрджи — это следствие нелинейной (катастрофической) реакции ледниковой системы на постепенное изменение внешнего форсинга.

**Бэровские бугры** (*Baer's mounds*) — системы параллельных гряд и ложбин Прикаспийской низменности, Барабинской степи и других районов. Высота гряд 10—25 м, длина до 25 км, ширина 200—300 м. Сложены они, главным образом, песками, имеют цоколи из более древних отложений. Их генезис спорный, по большинству гипотез — эоловый, хотя есть и ряд других, в том числе новая, связывающая «бугры» с гидросферными катастрофами.

**Рафтинг** — разнос обломков горных пород плавучими ледниками и айсбергами, реже — морскими льдами по акваториям океана, морей и озер.

**Спилвей (канал сброса)** — «слепая» ложбина, на возвышенностях каньонообразная, на низмен-

ностях — погребенная, которая выработана водным потоком, бравшим начало из крупного приледникового озера.

**Фладстрим** — катастрофический поток, возникший в результате прорыва ледниково-подпрудного озера или другого крупного бассейна.

**Мегафлад (катастрофический потоп)** — явление сверхмощного площадного затопления суши, при котором общий расход воды превышает 1 млн м<sup>3</sup>/с, а скорость — 10 м/с.

**Циклы Бонда** — осцилляции климата позднего плейстоцена, которые имели периодичность в 10—15 тыс. лет и соответствовали ледниковым стадиям и межстадиям. В Северной Атлантике окончания этих циклов отмечены образованием прослоек ледниково-морского детрита, известных как «слои Хайнриха».

**События Хайнриха (Heinrich events)** — выбросы в океан гигантских масс айсбергов, связанные с коллапсами ледниковых покровов или их частей. Установлены по слоям детрита в донных осадках Северной Атлантики.

**События Дансгора—Эшгера** — осцилляции климата позднего плейстоцена, имевшие периодичность в 1000—3000 лет. Выявлены по изотопным профилям Гренландского льда и глубоководных осадков Северной Атлантики.

**Тест на соответствие** — главный метод верификации реконструкций оледенений и природных обстановок прошлого.

**Термохалинная циркуляция** — вертикальный круговорот воды в океане, состоящий в погружении поверхностной воды, имеющей относительно высокую плотность (из-за низкой температуры и/или повышенной солености) и ее замещении водой с низкой плотностью, обычно более теплой. Один из результатов термохалинной циркуляции — «Броке-ровский конвейер», т.е. теплое течение, несущее воду субтропиков в Северную Атлантику.

**В работе приняты следующие сокращения:**

**КРЭ (CRE — catastrophic rise event)** — эпизод короткого и быстрого подъема уровня океана, устанавливаемый по данным о затоплении коралловых рифов;

**МИС (MIS)** — морская изотопная стадия;

**ПЛМ (LGM, last glacial maximum)** — последний ледниковый максимум, пик оледенения, интервал времени между 24—26 и 14 <sup>14</sup>C-тыс. л.н.;

**ЭЛА (ELA, equilibrium line altitude)** — высота границы питания ледников.

**Обозначения геологического времени** приведены в соответствие с проектом региональной стратиграфической схемы (Шик и др., 2004). В пределах позднего неоплейстоцена абсолютный возраст указывается в <sup>14</sup>C годах. При другом исчислении времени, например в календарных годах, делаются специальные оговорки.

**Поздний неоплейстоцен** — последние 130 тыс. лет геологической истории.

**Осташковский, позднечвалдайский, или сартанский** стадиял валдайского, или зырянского, оледенения, последнее великое похолодание, **МИС 2** — холодный интервал времени от 35—40 до 10 тыс. л.н. с пиком похолодания 18—22 тыс. л.н.

**Калининский, раннечвалдайский, или раннезырянский** стадиял валдайского, или зырянского, оледенения, **МИС 4** — холодный интервал позднего неоплейстоцена от 75 до 55 тыс. л.н. с пиком похолодания около 70 тыс. л.н.

**Микулинское, или казанцевское, межледниковье, МИС 5e** — интервал потепления между 130 и 115 тыс. л.н.

**Голоцен, или современное межледниковье, МИС 1** — новейший интервал потепления, последние 10 тыс. лет.

**Плейстоцен** — часть четвертичного периода, интервал времени от 1,8 млн л.н. до 10 тыс. л.н. **Поздний плейстоцен** — то же, что поздний неоплейстоцен.

**Четвертичный период** — последние 1,8 млн лет геологической истории.

**Позднекайнозойский ледниковый период** — время между 2,6 млн л.н. и современностью.

## 2. Ледниковые покровы. Русский Север

### 2.1. Вводные замечания

В настоящей главе будет рассмотрено оледенение Европейской России, Западной и Средней Сибири, а главное — дана реконструкция его главного элемента, Баренцево-Карского ледникового покрова, и приведены данные по истории его деградации. В свою максимальную фазу этот покров был центральным звеном единого Евразийского ледникового покрова, на востоке сливаясь с его Восточно-Сибирским продолжением, а на юго-западе — с его Западноевропейской частью. Эта часть, Скандинавский ледниковый щит — один из главных элементов Евразийского покрова, однако его полное описание в мою задачу не входит. Поэтому остановлюсь на нем, как и на других ледниках Западной Европы, лишь здесь, во введении, и очень кратко.

#### 2.1.1. Оледенение Западной Европы

Дать его характеристику необходимо, причем по нескольким причинам. Во-первых, потому что я должен представить ледниковый покров Евразии целиком, как единую систему, со всеми ее главными элементами. Во-вторых, из уважения к истории ледниковой теории, которая, как уже говорилось, родилась именно в Западной Европе, в Альпах, Скандинавии и Шотландии, где были высказаны идеи Ж. Шарпантье, Л. Агассиса, Я. Эсмарка и других основоположников. В-третьих, потому что ледниковая провинция Западной Европы — самая изученная в мире, и здесь получено много принципиальных решений, пригодных для приложения, в качестве готовых ключей, к сходным проблемам других областей. Судя по имеющемуся опыту, Скандинавский и Британский ледниковые щиты — их границы, форма, взаимоотношения с ложем и друг с другом — могут служить моделью всех других покровных ледников, а горно-покровный комплекс Альп — моделью древних оледенений горных стран.

Границу *Скандинавского ледникового щита* до сих пор представляют по-разному. Его граница с

Норвежским морем первоначально проводилась по линии, соединяющей внешние концы фьордов; так изображали ее Э. Антевс (Antevs, 1929), К.К. Марков (Герасимов, Марков, 1939), А.А. Асеев (1974) и другие. А границу с Баренцевым морем долго считали (а многие, включая Й. Доннера (Donner, 1995), А.А. Величко (2002), Ю.А. Павлидиса и др. (1998), все еще считают) свободной, проходящей чуть мористее Кольского полуострова. Теперь, однако, почти все признают, что Скандинавский щит выдвигался на Норвежский шельф, до его бровки, где он оставил моренные гряды Эгга I и II (Andersen, Borns, 1994; Anderson, 1999; Dansgaard, Oeschger, 1989). А кое-кто даже осознал, что баренцевоморский край этого щита не был свободным, а подпуживался другим ледниковым щитом, налегавшим на Баренцев шельф. Так, помимо автора (Гросвальд, 1967, 1983), сейчас считает ряд исследователей из США и Европы (СОНМАР, 1988; Hughes, 1981).

Что касается наземной границы Скандинавского щита, то она практически всеми (кроме, конечно, антигляциалистов) сейчас изображается одинаково. Все признают, что она совпадает с бранденбургским/бологовским поясом конечных морен (Чеботарева, Шик, 1986; Alexanderson et al., 2001; Andersen, Borns, 1994), и что с внешней (дистальной) стороны к ней в Средней Европе примыкает прадолина (*Urstromtal*) Торунь-Эберсвальде (Liedtke, 1981), а в Восточной Европе — группы подпрудных озер, сбрасывавших свои воды по Днепру, Волге и Северной Двине—Каме (Гросвальд, 1983, 1998; Квасов, 1975). Как сейчас известно, эти моренные пояса возникли 18—22 тыс. л.н., что следует из  $^{14}\text{C}$ - и AMS- $^{14}\text{C}$ -датировок, полученных для них в Германии, Польше, Белоруссии и России. А синхронность прадолины с краем Скандинавского ледника следует из специфичной гидрологии ее потока, его огромных и изменчивых расходов. На это указывают обилие террас в прадолине (до десятка, с высотами от 25 до 82 м (Drozdowski, Berglund, 1976) и расходы воды на ее замыкающем створе, в пра-Эльбе: если сегодня они не превышают 27 км<sup>3</sup>/год, то в ПЛМ, когда в нее отворачивали Висла и Одер, а главное — шел талый сток с



ледникового щита, эти расходы доходили до  $325 \text{ км}^3/\text{год}$  (Liedtke, 1980).

Кроме того, вдоль края Скандинавского щита, с его внутренней стороны, почти без перерывов протягивается зона *гляциотектонических структур*, развитых в приповерхностных породах на глубину до 250—300 м. Эти структуры, раньше всего выявленные в Скандинавии и на островах Балтийского моря О. Тореллом, Ф. Йонструпом, Г. Слейтером и другими (Кригер и др., 1983; Thorson, 2000), — одно из проявлений геологической деятельности крупных ледников, их способности сминать, отторгать и переносить массы (блоки, отторженцы) горных пород. Отторгались они в основном с краев и дна впадин, таких как Балтийская, после чего испытывали горизонтальное скольжение по несмещаемым породам ложа, причем в ряде случаев — на десятки и сотни километров (Кригер и др., 1983). А там, где их движение прекращалось, возникали нагромождения отторженцев с характерными структурами косых складок и чешуй (скиб), осложненных надвигами, взбросами, гляциошарьяжами (Лаврушин, Чугунный, 1982; Левков, 1980; Карабанов, 1987; Belderson et al., 1973). Как выяснено, многие участки краевых образований Скандинавского ледника целиком состоят из скученных отторженцев. В рельефе они, как правило, выражены в виде систем гряд и поднятий (Левков, 1980), обычно фестончатых. Характерная ширина зон гляциодислокаций — сотни километров, а суммарный итог нескольких оледенений — гляциотектоническая переработка осадочного чехла на больших площадях, часто — территориях целых стран, таких как Польша (Bartkowski et al., 1961) или Белоруссия (Чеботарева, Шик, 1986).

Геометрия гляциотектонических структур позволяет определять ориентировку касательных напряжений, связанных с напором древних ледников, так что эти структуры могут служить индикаторами движения древнего льда. А сам факт наличия гляциодислокаций может быть бесспорным аргументом, доказывающим древнее оледенение соответствующих областей.

Форма Скандинавского щита выпуклая, куполовидная. Единственное осложнение в нее вносят ледяные потоки. Самый крупный из них — Балтийский, ориентированный на юго-запад, вдоль главной впадины Балтийского моря. Этому потоку соответствовала зона донного таяния и скольжения, имевшая длину в сотни километров. В ней, на контакте льда и ложа, формировались как особые фации морены и «обтекаемые» формы рельефа типа друмлинов, так и подледные водно-эрозионные ложбины.

Высота Скандинавского щита до сих пор остается предметом споров. Его реконструкции, выполненные в *гляциоизогипсах*, рисуют купол с эллиптическим профилем. Так он выглядит на схемах П.С. Воронова (1968) и А.А. Асеева (1974), построенных с учетом известных данных по пластично-вязкому течению

льда и изостатическим движениям коры Фенноскандии. У Воронова высота этого купола получилась равной 2200 м, у Асеева — близкой к 2400 м. Близкие значения публиковались и позже, когда к определению палеовысот стали привлекать методы численного моделирования. Так, значение, полученное участниками Проекта КЛИМАП, составило 2520 м (CLIMAP, 1981), а мною — 3000 м (Гросвальд, 1977). Высоты, близкие к 2500 м, получены и другими методами — масс-балансовым (Holmlund, Fastook, 1995) и «обратным гляциогеологическим» (Kleman et al., 1997).

Обсуждаются и модели, дающие меньшие высоты и более пологие профили щита. Для одних это необходимо, чтобы объяснить образование систем нунатаков и рефугиумов, в которые до сих пор верят многие биогеографы и геоморфологи. Другие, в частности Р. Пелтье и его соавторы (Peltier, 1994), видят, что лишь низкие и тонкие щиты соответствуют требованиям их гляциоизостатической модели. Согласно Пелтье, высоты ледниковых щитов, полученные для Проекта КЛИМАП Дж. Дентоном и Т. Хьюзом, должны быть уменьшены на 35%. Скандинавский щит в таком случае не «вздувался» бы выше 1640 м.

В последующем будет показано, что реконструкции «низких» щитов, в том числе Скандинавского, не выдерживают *теста на соответствие* и должны быть отброшены и что самой правдоподобной (из донные созданных) моделью этого щита надо считать реконструкцию Т. Хьюза (Hughes, 1998) (рис. 1). Она учитывает новейшие данные о границах щита, географию индикаторов его движения (форм второго рода, нанесенных на карту Й. Клеманом), а также условия донного таяния, преобладающие на ложе этого щита. По Хьюзу, эти условия, в сочетании с влиянием обширной зоны абляции и Балтийского ледяного потока, определяли относительно малое значение числителя в отношении, связывающем высоту Скандинавского щита (2600 м) с его площадью ( $3,9 \text{ млн км}^2$ ).

Обсуждая данную проблему, следует вспомнить, что по реконструкции А.А. Асеева (1974) нижние части склонов наземных секторов Скандинавского щита были сильно выположены и переходили в широкий «периферический покров». Существование последнего, писал Асеев, «уже давно установлено по геолого-геоморфологическим данным», а объяснять его следует прогревом краевой зоны щита, донным таянием и облегченным скольжением льда. Та же по существу идея — о профилях древних ледниковых щитов, имевших «вид мексиканской шляпы», не раз высказывалась и в последующем, однако специалисты по физике ледников (Hughes, 1998; Paterson, 1981) ее не разделяют. Они считают, что пологие профили характерны лишь для тех секторов ледниковых щитов, на которые приходятся ледяные потоки, и приобретают особую выразительность либо после коллапсов и сёрджей, либо при выдвиге-

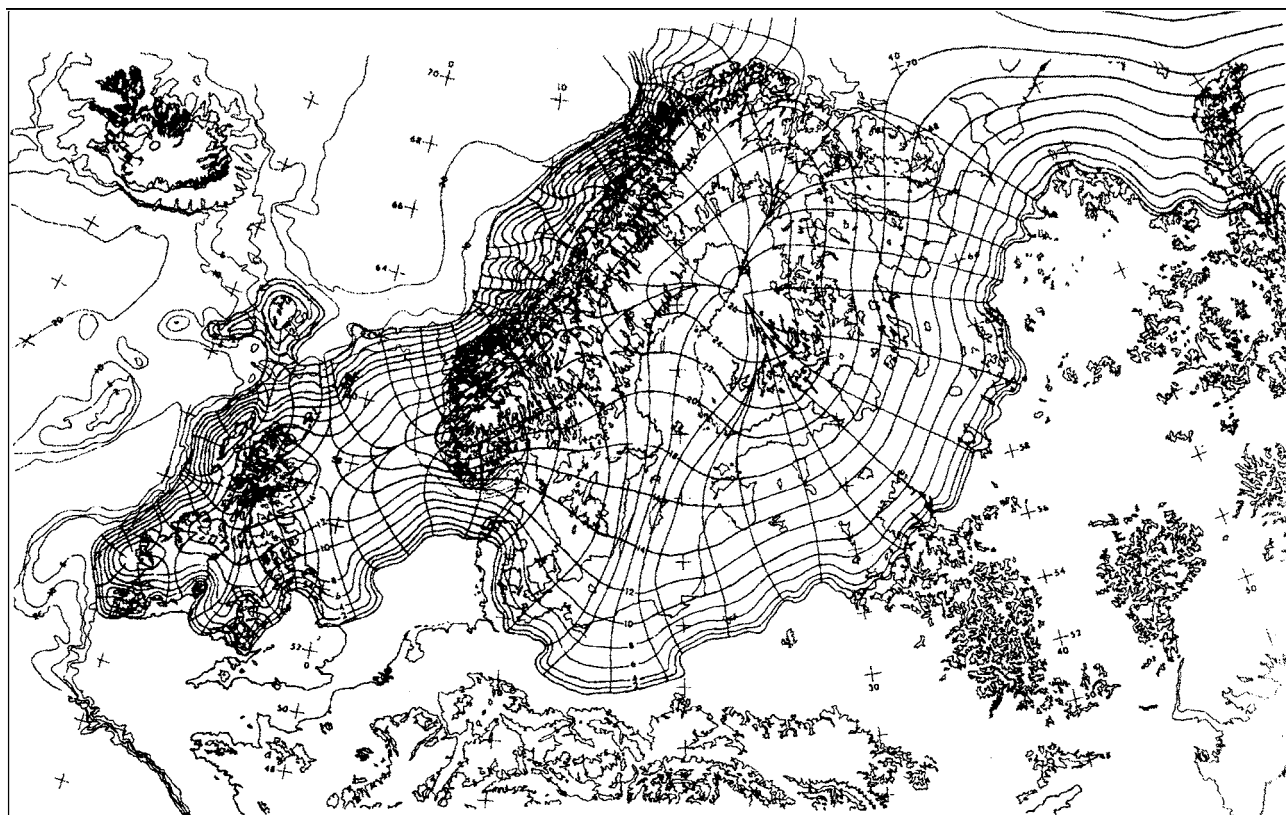


Рис. 1. Реконструкция ледниковых покровов Северо-Западной Европы в последний температурный минимум (около 18—22 тыс. л.н.) (по: (Hughes, 1998)). Поверхностные линии движения льда и гляциоизогипсы (толщина «среза» 200 м) восстановлены по данным о гляциогеоморфологии (Lundqvist, 1986; Punkari, 1980) и при допущении преимущественно талого ложа. Донное скольжение льда облегчено тем, что ложе на основных площадях области представлено водонасыщенными морскими и озерными отложениями. Использованы данные по разносу эрратики (Salonen, 1987), географии молодых конечных морен в Северо-Западной Европе (Andersen, 1981), материалы карт четвертичных отложений Финляндии, Швеции, Британских островов

Fig. 1. Reconstruction of the ice sheets of the Northeastern Europe in the last temperature minimum (about 18—22 kBP) (after: (Hughes, 1998)). Surface lines of ice movement and isohypses (the thickness of the “cut-off” is 200 meters) are reconstructed by the geomorphological data (Lundqvist, 1986; Punkari, 1980) under the assumption of predominantly melt glacier bed. The glacier bed, represented by water-saturated marine and lake deposits over its major part, lightens the bottom ice sliding. The reconstruction involves data of erratic spread (Salonen, 1987), geography of young terminal moraines in Northeastern Europe (Andersen, 1981), maps of quaternary deposits of Finland, Sweden, British Isles

нии льда в водные бассейны, где на него действует гидростатическое давление воды. В частности, по Хьюзу, ледниковые покровы Северного полушария «обзавелись» широкими и пологими лопастями после того, как они испытали гравитационные коллапсы, вызванные прогревом ложа до температур таяния (Hughes, 1996).

Уместно также сказать о роли Скандинавского щита в разносе эрратических валунов, отступающих с Балтийского щита и из Карелии. Связь между оледенением и этим разносом очевидна, не случайно именно она дала первый импульс к появлению самой идеи великих оледенений. В самом деле, чтобы объяснить занос стокгольмских гранитов через Балтийское море в Польшу и Белоруссию, аландских и ладожских рапакиви — туда же и в Подмосковье, финляндских порфиринов и гранитов — к Смоленску и восточнее, шокшинских кварцитов и повенецких доломитов из Карелии — под Москву и Воронеж,

трудно было обойтись без огромного ледника, лед которого растекался из глубин Скандинавии. Надо думать, что образ такого ледника помог Я. Эсмарку и Г.Е. Щуровскому выстроить свои версии теории оледенения Европы. А изучение географии скандинавской эрратики, которым занимались сотни людей (у нас — В.Н. Чирвинский, С.А. Яковлев, А.И. Гайгалас и др.), показало, что траектории разноса валунов каждого вида образуют конусы рассеивания, которые позволяют судить о направлении древних линий тока льда и о смещениях его центров при переходе от оледенения к оледенению, от стадии к стадии.

Форма *Британского ледникового щита* — также куполовидная (см. рис. 1). Его главный центр совпадал с Северо-Шотландским нагорьем, второй центр — с возвышенной Ирландией, а края выходили на Гебридский, Ирландский и Североморский шельфы (см. обзор в (Ehlers et al., 1991)). Высота этого

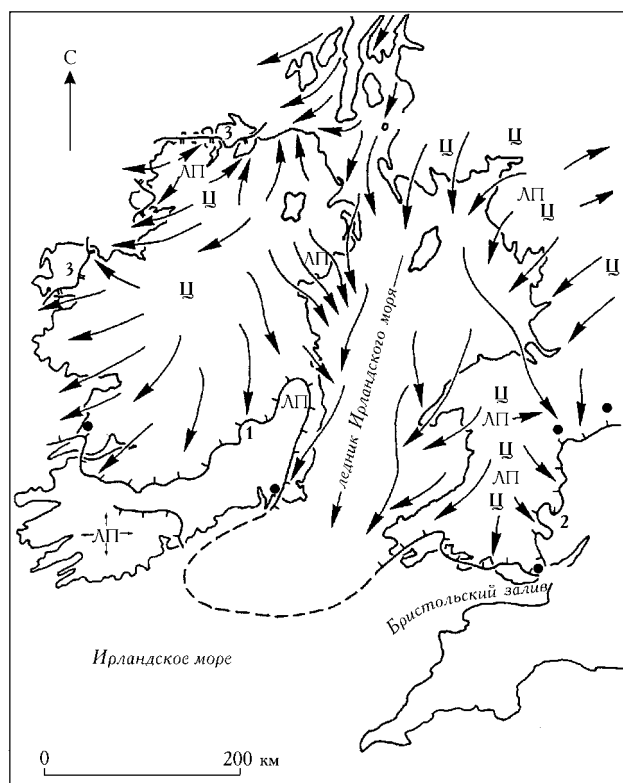


Рис. 2. Последнее оледенение Ирландского моря и прилегающих частей Ирландии и Великобритании (по: (Eyles, McCabe, 1989)). Стрелками показаны линии движения льда на поверхности языков ледникового покрова Ирландского моря. Пунктирная линия оконтуривает морской язык ледникового покрова Ирландского моря. Буквенные обозначения: Ц — локальные центры растекания льда, ЛП — отдельные ледяные потоки и ледниковые купола горных вершин

Fig. 2. The last glaciation of Ireland Sea and adjacent parts of Ireland and Great Britain (after: (Eyles, McCabe, 1989)). Ice flow lines on surface of the ice sheets are shown with arrows. The dashed line contours the sea-based tongue of the Ireland Sea Ice Sheet. Letters mean following: Ц — local centers of ice spread, ЛП — separate ice flows and ice domes of mountain summits

щита была близка к 1500 м (Hughes, 1998), его северный край покрывал Оркнейские, а западный — Гебридские острова (хотя не целиком: установлено, что Внешние Гебриды поддерживали собственный купол (Peacock, 1991)). Основным элементом южного сектора был гигантский ледяной поток Ирландского моря, в котором фокусировались массы льда, стекавшие с площадей Ирландии, Шотландии, Уэльса и Северной Англии (рис. 2). Следы, оставленные этим потоком на морском дне, представлены цепочкой удлиненных бассейнов и ригелей, туннельными долинами, друмлинами и гляциодислокациями, а также разными фациями ледниковых и ледниково-морских отложений, включая «окаменелые валунные глины» (Embleton, King, 1969). В общем, знание фактов, собранных при изучении Ирландского моря, может быть полезно при толковании рельефа и донных отложений других гляциальных шельфов.

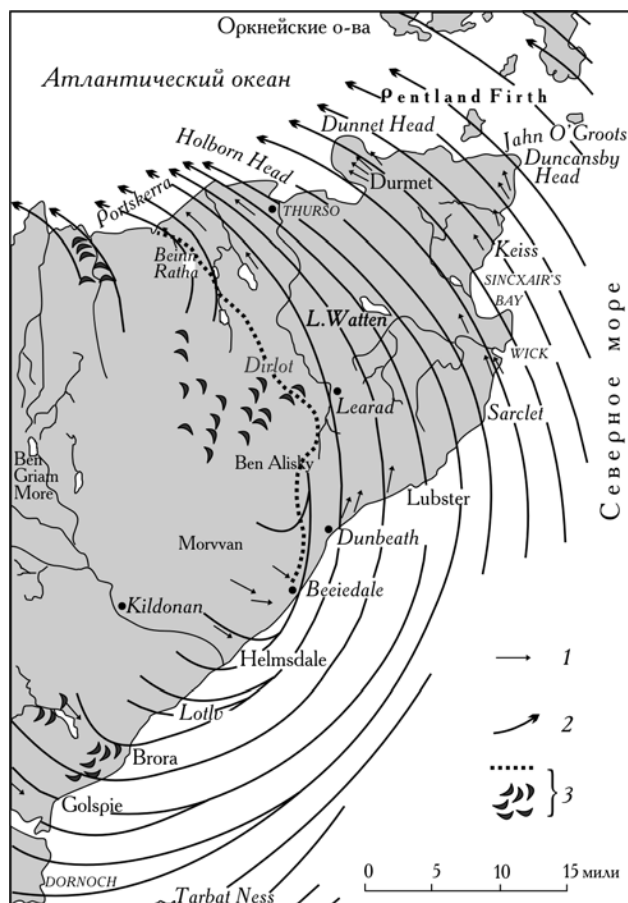


Рис. 3. Дефлексия (к северо-западу) движения британского льда в районе Оркнейских островов и п-ова Куйтнесс в результате отклоняющего давления скандинавского льда (Peach, Horne, 1914): 1 — ледниковые шрамы; 2 — направление движения льда; 3 — морены

Fig. 3. Deflection (to north-west) of ice in the area of Orkney Islands and Kintyre Peninsula as a result of deviation stress of Scandinavian Ice Sheet (Peach, Horne, 1914): 1 — glacier scars; 2 — ice flow direction; 3 — moraines

Позиция восточного края Британского щита и его соотношение со Скандинавским щитом считаются дискуссионными. По мнению ряда геологов, основанному на большом объеме стратиграфических и литологических данных (Lowe, Walker, 1997), в эпоху последнего оледенения эти щиты не смыкались. Однако факты дефлексии британского льда на шельфе Северного моря делают ясным, что это не так: со времени Б. Пича и Дж. Хорна (Peach, Horne, 1914) известно, что лед, который стекал на шельф из заливов Мори-Фёрт и Фёрт-оф-Форт и изначально направлялся на северо-восток, затем отклонялся на 90° влево и пересекал Оркнейские острова и п-ов Кейтнесс в направлении с юго-востока на северо-запад (рис. 3). А лед, попадавший в более южную часть Северного моря, столь же резко отклонялся вправо, на юго-юго-восток и, не доходя залива Уош, взбрасывался на побережье Восточной Англии

(Catt, 1991). Очевидно, что все это было возможно лишь в случае, если британский лед подпруживался скандинавским, и происходило это на широком фронте. Соединение Скандинавского щита с Британским предполагается и «боттом-ап» моделью Хьюза (Hughes, 1998).

Знание высот ледниковых щитов прошлого чрезвычайно важно. От него зависит оценка толщины и объемов плейстоценовых ледниковых покровов, изостатических и эвстатических эффектов оледенений. От этих высот зависела степень воздействия щитов на циркуляцию атмосферы: при высотах 2,5–3 км они ее принципиально меняли, а при высотах менее 2 км — нет. Высокие ледниковые щиты и «насаженные» на них антициклоны создавали особый барический рельеф, который сильно, до 20° широты, сдвигал воздушные течения высоких слоев атмосферы (Кренке, 1982; Kuhle, 2002), тогда как низкие щиты такую роль играть не могли.

Наконец — о ледниковом чехле *Альп*. Судя по работам целой плеяды классиков (Heim, 1885; Klebelsberg, 1948; Penck, Brückner, 1909; и др.), их древние оледенения, включая последнее, были не «альпийскими», т.е. не горно-долинными, а типично *сетчатыми*, имевшими форму единой *Eisstromnetz*. Вся горная система покрывалась ледниковым чехлом площадью в 150 тыс. км<sup>2</sup>, имевшим фестончатые края и плоско-выпуклую поверхность, а над ней выступали горные гребни и вершины, которые поддерживали собственные локальные ледники. Поверхность центра ледникового чехла на 2,4–2,5 км возвышалась над уровнем моря, к северу она снижалась до 500–600 м, а к югу, к Ломбардии, — до 100–300 м. В структуре этого чехла доминировали гигантские, длиной до 340–360 км, дендритовые ледники — Ронский, Иннский и другие, их фирновые бассейны объединялись, лед притоков пересекал водоразделы хребтов, а талые воды стекали по системам Рейна, Дуная, По и Роны в Северное, Черное и Средиземное моря. Образования, подобные плейстоценовым сетчатым комплексам Альп, можно наблюдать в современных горных системах Каракору-ма, Юго-Восточной Аляски и о. Элсмира.

### 2.1.2. Проблемы оледенения Баренцево-Карского шельфа

Переходя к теме настоящего раздела, назову главные проблемы оледенения центральной части Севера Евразии. Сегодня их *пять*. Первая — это вопрос о составе, морфологии и границах Баренцево-Карского ледникового щита. Вторая — о взаимоотношениях между его западной (баренцевоморской) и восточной (карской) частями. Третья — о соотношении рассматриваемого щита со Скандинавским, причем не только в ПЛМ, но и в период дегляциации. Четвертая — об абсолютном возрасте валдайско-зырянского пика оледенения. И наконец пятая — о причинах резкого несоответствия между двумя видами

его реконструкций — одним, который создается на базе геолого-геофизических данных, и другим, компьютерным, основанным на данных по палеоклимату.

Нельзя не заметить, что в данном перечне отсутствует вопрос, еще недавно бывший центральным, а именно *каким* было оледенение Баренцева моря — покровным и сплошным или «ограниченным» и локальным. Споры на этот счет утихли, особенно после того, как к моим прежним доводам (Гросвальд, 1988а, 2004а) прибавились аргументы, доставленные норвежскими исследованиями 1980–90-х годов. Лишь в России минималистские модели этого оледенения еще сохраняют сторонников: здесь о достижениях последних десятилетий либо не знают, либо они с успехом замалчиваются.

К числу самых важных проблем ледниковой истории Баренцево-Карского региона я бы отнес четвертую и пятую. В четвертой проблеме — абсолютного возраста последнего ледникового максимума, точнее в ее *нерешенности*, — источник и разногласий между исследователями региона, и ошибок, которые вводят в заблуждение многих (Астахов и др., 2000; Strömberg, 1989). В самом деле, результаты физико-химического датирования погребенного торфа, раковин, морских микрофоссилий, костей млекопитающих и прочей «органики», собранной на этой площади, во многих случаях дают искаженное представление об их реальном возрасте. Природа этих искажений пока не до конца понята, зато другое вполне ясно: если все датировки принимаются здесь по их «лицевой цене» (что в большинстве случаев и делается), то реконструируемая картина мира прошлого становится «искаженной», *фантомной*: границы ледниковых покровов — нелогичными, возраст конечных морен и подпрудных озер — несуразным, твердо установленные факты — сомнительными, а заведомо нелепые реконструкции — заслуживающими поддержки. Пятая же проблема будет сразу снята, как только решится четвертая.

## 2.2. Баренцево-Карский ледниковый покров

Основная (а по реконструкции QUEEN — почти вся) площадь этого покрова была приурочена к Баренцево-Карскому континентальному шельфу северо-западной Евразии. Этот широчайший в мире шельф протягивается на 1750 км по широте и, в среднем, на 1300 км по долготе, а его площадь с островами равна более чем 3 млн км<sup>2</sup>. В пределах шельфа располагаются Баренцево, Карское и более мелкие моря, а также архипелаги Шпицберген (Свальбард), Земля Франца-Иосифа, Новая Земля и Северная Земля, а также острова Медвежий, Надежды, Земля Короля Карла, Колгуев, Вайгач и др. Для островов региона (кроме самых южных) характерно современное оледенение, причем граница питания на их ледниках почти всюду лежит ниже 800–900 м, а в ряде районов — даже на абсолютных высотах 200–300 м.

### 2.2.1. Краткая история концепции

Еще 30—40 лет назад древнее оледенение Баренцево-Карского региона, его форма, масштабы и география были предметом догадок. Преобладало мнение, что это оледенение мало отличалось от современного и было представлено лишь отдельными ледниковыми шапками, тяготевшими к участкам возвышенной суши. И сегодня эта точка зрения, которую стали именовать концепцией «ограниченного оледенения», разделяется рядом российских палеогеографов (см. выше). Однако она не была единственной. Многие исследователи, и среди них Ф. Нансен, Г. Де Геер, В. Рамсей, С.А. Яковлев и В.А. Обручев, думали иначе, они довольно рано стали писать о покровном оледенении Баренцева и Карского морей. Конечно, их голос звучал слабо, они могли ссылаться лишь на единичные факты, одни — на направления ледниковых шрамов, другие — на пути разноса эрратики, третьи — на особенности рельефа и геологии дна. Да и говорили они, за редким исключением, только о частичном оледенении шельфа, и лед у них почти всегда был среднечетвертичным, и попадал он на шельф транзитом из Скандинавского, Новоземельского и Уральского центров.

Не выглядели серьезными и ранние попытки доказать оледенения арктических морей путем анализа изостатических поднятий их берегов: для этого надо было еще научиться датировать поднятые береговые линии, что было сделано лишь с появлением радиоуглеродного метода. Другие методы — биостратиграфический, «китовый» и прочие, использовавшиеся В.Н. Саксом, К. Биркенмайером, Ж. Корбелем, Й. Доннером и некоторыми другими, давали больше ошибок, чем надежных решений (см. обзор в: (Гросвальд, 1983, с. 110—116)). Тем не менее работы этого этапа чрезвычайно важны, именно они заложили фундамент новой концепции ледникового периода. Лишь к настоящему времени она обрела и солидную базу из геологических данных, и теоретическое обоснование в виде гляциологических, палеоклиматических и океанологических моделей.

### 2.2.2. Аргумент траекторий разноса эрратики

На *Русском Севере* этот аргумент стали использовать очень рано. Еще в начале прошлого века В. Рамсей, обнаружив обломки новоземельских пород на п-ове Канин, указал на вероятность их заноса ледниковым покровом. Он же (Ramsay, 1912/1913) выяснил, что валуны нефелинового сиенита с Хибинских гор Кольского полуострова, переносившиеся вдоль линии тока Скандинавского щита на северо-восток, испытывали дефлексию под углом 90° вправо к Котласу и Вятке. Рамсей объяснил это подпруживанием Скандинавского щита еще одним ледниковым щитом, занимавшим Баренцево-Карский шельф, и даже указал его положение и площадь.

Более детальную картину той же дефлексии представили А.С. Лавров и Л.М. Потапенко (2005, рис. 14). Идею Рамсея разделяли его современники М. Саурамо, С.А. Яковлев и А.А. Григорьев; последний (Григорьев, 1924) даже приложил ее к объяснению переноса эрратики с берега Баренцева моря, от Бармина Носа, на юг к вершинам Тимана и Косминского Камня.

Есть и другие факты, указывающие на присутствие южной составляющей во всех траекториях разноса эрратики по северу Русской равнины. Так, находки валунов с Новой Земли, таких как специфичные известняки палеозоя, на п-ове Канин и северо-востоке Кольского полуострова, доказали, что лед, пересекавший Баренцево море, двигался на юго-запад. А такие же валуны, обнаруженные И.И. Красновым (19486) в бассейнах Печоры, Вычегды и Верхней Камы, — что лед от Новой Земли двигался почти строго на юг. Много фактов, говорящих о таком движении, привел С.А. Яковлев (1956). На движение льда с северо-востока на юго-запад и юг указывают и факты, что эрратика, происходящая с Пай-Хоя, Полярного Урала и Тимана, участвует в составе морен более южных, чем ее источники, районов (Варсанофьева, 1939; Лавров, 1975, 1977).

Судя по обилию обломков мезозойских пород Баренцево-Карского шельфа в моренах Большеземельской тундры, в том числе самых молодых из них (Воллосович, 1966; Калецкая, 1962), материковые льды распространялись с него на юг и юго-запад, еще недавно погребая береговую зону материка. Эти льды наступали и далее на юго-юго-запад, вдоль склона Полярного Урала, на что указывает факт именно такого, юго-юго-западного, переноса уральской эрратики (Варсанофьева, 1939). О том же — присутствии южной составляющей в движении льда Западного Приуралья — говорит и ориентировка длинных осей обломков в моренах, причем как днепровской (на юг и юго-запад), так и московской (на юго-запад) (Кузнецова, 1971). Что же до путей переноса осташковских валунов, то они были основательно изучены Л.Н. Андреичевой (2002), давшей подробную характеристику «полярного тилла», или осташковской морены европейского Северо-Востока. Ее данные по петрографии и ориентировке валунного материала этой морены, изученным на Нижней Печоре и реках Шапкина, Черная и Адзья, доказывают, что, во-первых, во всем регионе в ней важнейшую роль играют обломки новоземельских пород, особенно криноидно-мшанковых известняков и, во-вторых, что перенос этих обломков шел с северо-востока, с Пай-Хоя, Новой Земли и с шельфов Баренцева и Карского морей, на юго-запад.

Особого внимания заслуживают факты, говорящие о транспорте валунов, происходящих со дна Карского моря, в юго-западном направлении — на Вайгач, Пай-Хой и в Западную Сибирь (см. ниже). В частности, Л.В. Тараканов (1973) отметил перенос

«гигантских глыб местного биогермного известняка, насыщенного стяжениями черного кремня», через водораздел Вайгача, на 10 км к юго-западу от коренного выхода породы; П.С. Воронов (1951) — такой же перенос валунов девонских кварцитовидных песчаников через Пай-Хой; а С.А. Стрелков и др., (1959) — занос «карских» пород на острова Таймырского мелководья.

Важные сведения о транспорте эрратики по дну Баренцева и Карского морей мы находим в работах В.Д. Дибнера, В. Блейка, С.А. Стрелкова, Б.Н. Котенева и др. Из них следует, что к западному и северному краям Баренцева моря попадает лишь материал, выпавший из центральной области дна, в основном окатыши мезозойских аргиллитов и алевролитов. На транспорт валунного материала с Новой Земли, направленный на юго-запад и запад, указывают О.Г. Эпштейн и И.А. Чистякова (2005), В.Н. Гатауллин, Л.В. Поляк и др. (1992), Мурманские геологи В.Н. Бондарев, Н.А. Полякова и другие (сообщение 1993 г.). По их данным, он имеется на дне всей восточной части Баренцева моря. А судя по съемкам Мурманских экспедиций в районах Центральной впадины, Ферсмановской и Штокмановской нефтегазоносных площадей, и в их эрратике преобладает материал с Новой Земли — известняки и песчаники, изверженные и метаморфические породы, причем их обломки нередко имеют форму ледогранников со штрихованными фасетами. А вмещающая эрратика толща дислоцирована давлением с востока — нарушена складками и сколами вместе с верхами подстилающего мезозоя (Гросвальд, 1983, с. 170—171).

О весьма недавней экспансии баренцевоморского льда на северо-запад Русской равнины говорит привнос эрратики с фауной аммонитов и белемнитов в верхи рыхлой толщи Зимнего Берега Белого моря. Эта эрратика, включающая меловые окаменелости, могла быть выпажена лишь из меловых пород Мезенской синеклизы, выходящих в 200—250 км к восток-северо-востоку от Зимнего Берега. Что и позволило Б.И. Прокопчуку (1985) утверждать, что на одном из завершающих этапов оледенения лед, наводнявший район Белого моря, поступал с северо-востока.

Сумма всех данных об эрратике площади Баренцева шельфа свидетельствует, что ее разнос шел с востока, со стороны Новой Земли, вернее — *через Новую Землю*, отклоняясь при этом на юго-запад и юг.

Южная составляющая отчетливо выражена и в направлениях разноса ледниковой эрратики *Западной Сибири*. Из работ Я.С. Эдельштейна, С.Г. Боча, С.А. Яковлева, В.И. Громова и других следует, что в западной части области транспорт валунов шел на юг и юго-восток, а в ее восточной части — на юг и юго-запад (см. обзор в: (Гросвальд, 1989)). А судя по более новым публикациям Ф.А. Каплянкой и В.Д. Тарноградского (1993), В.И. Астахова (1976),

Т.Г. Шелеховой и С.С. Сухоруковой (1978), в промежутке между этими частями, в которых преобладает уральская и сибирская эрратика, тянется меридиональная зона, выстланная обломочным материалом, принесенным со дна и побережий Карского моря. По Астахову, в моренном мелкоземье этой зоны преобладают минералы мезозойских и палеогеновых пород северной окраины Западной Сибири, и даже в салехардском районе, поблизости от Полярного Урала, самые молодые морены включают обломки меловых аргиллитов и палеогеновых опок «северного заноса». А по Шелеховой и Сухоруковой, изученные ими четыре морены Белогорского «материка» Западной Сибири также переполнены обломками песчаников, опок, алевролитов, диатомитов и глинистых сланцев, принесенных с севера. Об их северном происхождении говорит и то, что вмещающий их мелкозем почти всегда содержит раковины диатомей и спикулы кремневых губок. Астахов, кроме того, показал, что лед здесь не просто двигался на юг, но и распластывался, и линии его тока веерообразно расходились. Соответственно, на границах с Уралом и Среднесибирским плоскогорьем этот лед взбрасывался вверх по склонам (Астахов, 1990). О том же пишут В.И. Астахов и Ю.Б. Файнер (1975).

Доказано и наступание ледникового покрова с Карского моря на *Таймыр*. Одним из доводов в пользу этого стал факт присутствия в моренах Таймырской низменности, у южных подножий гор Бырранга, валунов красных гранитов, известняков и метаморфических пород, принесенных с арктического побережья. На этот факт ссылались Н.Н. Урванцев (1931а, б) и В.А. Обручев (1931), когда доказывали наступание ледникового покрова из Карского и Ямальского центров на юго-восток через горы Бырранга. Их выводы подтвердила и геологическая съемка, которая к тому же доказала, что «северная» эрратика участвует в строении не только среднечетвертичных (как думали Обручев и Урванцев), но и сартанских морен (Кинд, 1974). Валунные известняки и гранитов были обнаружены в молодых моренах на реках Бол. Балахня, Боганида, Дудыпта, Хета, в бассейнах Горбиты, Логаты, в южном обрамлении оз. Таймыр. А граниты, кварц и зеленокаменные породы мыса Челюскин найдены на высотах 1000—1100 м на денудационной поверхности, венчающей горы Бырранга (Говоруха, Макеев, 1970). Так что лед действительно вторгался на Таймыр с северо-запада, и происходило это на широком фронте.

Все это дополняется данными о переносе ледниковой эрратики по северной окраине *Среднесибирского плоскогорья*, т.е. более южной, чем Таймыр, области. По данным И.Н. Дятловой (1986), изучившей геоморфологию и четвертичные отложения западного склона Анабарского щита, вся эрратика поступала туда с северо-запада, преодолевая расстояния в 30—70 км от коренных выходов в массивах Маган и Гулийский. При этом Дятлова указывает на



перенос ряда пород-индикаторов — серых кремневых доломитов верхнего протерозоя; пестроцветных известняков, триасовых песчаников и траппов, зеленых кварцитов и ийолитов Маганского массива, песчаников девона из района Гулийской интрузии. Этот перенос шел в направлении, противоположном уклону местности и течению рек, что, как заключила Дятлова, «должно было отражать влияние Карского ледникового центра». Точно так же С.М. Андреева и Л.Л. Исаева (1988), изучившие гляциогеологию северной половины Среднесибирского плоскогорья, сделали вывод, что разнос валунов и там шел с северо-запада и севера, следуя против общего уклона местности. По их данным именно так, на юго-восток и юг, был направлен перенос обломков карбонатных пород протерозоя, археоциатовых известняков с Котуя и Мойеро и красноцветных песчаников мукунской свиты, которые теперь встречаются в бассейне Кенгеде, на северо-западном склоне Анабарского щита и в Аганылийской впадине. Как мы видим, траектории переноса мукунских песчаников были направлены не на северо-запад, что соответствовало бы уклону Анабарского щита, а на юг, что говорит об их дефлексии на 130—140°. Они, следовательно, вели себя так же, как обломки нефелиновых сиенитов с Хибинских гор или эрратика из Шотландии — их траектории отклонялись встречным давлением, которое в данном случае мог оказывать только лед, надвигавшийся со стороны Карского моря.

Таким образом, судя по траекториям разноса ледниковых валунов по Таймыру, северу Западной и Средней Сибири, а также их транспорту через Новую Землю и Пай-Хой, весь этот разнос был направлен радиально, из центра Карского шельфа к его периферии.

### 2.2.3. Аргумент «раковинной эрратики», или shelly drift

Рассматривая признаки оледенения Баренцево-Карского шельфа, следует затронуть и вопрос о «раковинных» моренах приморских низменностей Русского Севера. Известно, что факт широкого развития таких отложений в Западной Сибири и бассейне Печоры, став известным в конце 1950-х годов, дал толчок к возрождению антигляциализма в России (Троицкий, 1975). Его главной формой стал «маринизм», а базисом концепции — допущение, что главными событиями, определявшими специфику холодных этапов плейстоцена, были не покровные оледенения, а тектонически обусловленные трансгрессии северных морей (Загорская и др., 1972). Маринисты утверждали, что оледенения были производными от этих морей, питались за счет их испарения и жались к их берегам. А осадочные толщи, в которых свойства, типичные для морен, уживались с признаками морских осадков, в частности с их морской фауной, соленостью и текстурами, считались продуктами седиментации в ледо-

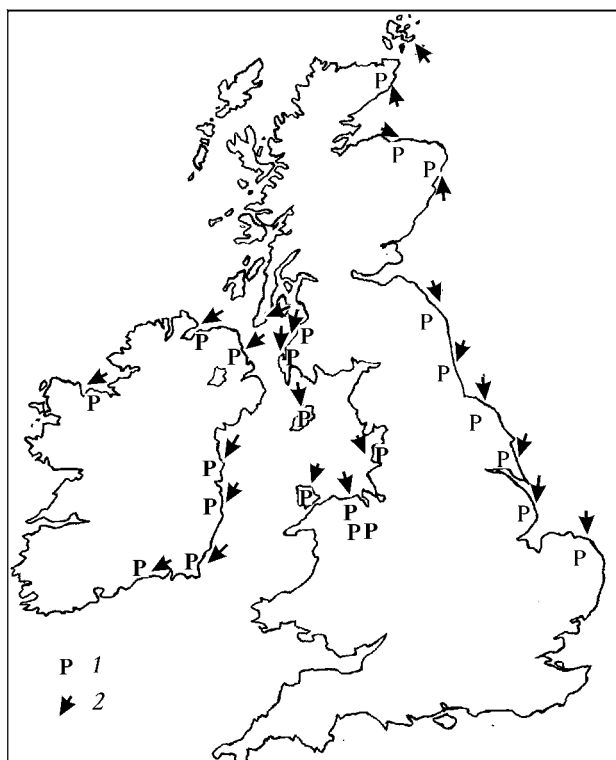


Рис. 4. Распространение «раковинных» морен (shelly drift) на побережье Британских островов и соотношение пунктов их находок с движением древнего льда (по: (Charlesworth, 1957)): 1 — пункты находок «раковинных» морен; 2 — направление движения льда

Fig. 4. Spreading of shelly drift moraines over the British Isles and the ratio between the sites of their findings and former ice flow (after: (Chalesworth, 1957)): 1 — sites of shelly drift moraines to be found; 2 — direction of the ice flow

витых, забитых айсбергами морях. В этой связи им приписывался не ледниковый, а ледниково- и ледово-морской генезис.

Пик влияния маринизма пришелся на 1960-е годы, когда ряд геологических НИИ и факультетов сделали его одним из столпов своей научной идеологии (Троицкий, 1975). Между тем по существу и «открытия» маринистов, и вся их «революционная» концепция были лишь повторением старых ошибок. Ошибок, связанных с несовершенством наших знаний о механизмах геологической работы ледниковых покровов.

Судя по сводке Дж. Чарльзворта (Charlesworth, 1957, с. 631), валунные суглинки с морской фауной, или shelly drifts, давно известны на Британских островах, южном побережье Балтийского моря, берегах Канады, США, Патагонии и в других приморских областях, причем в тех их частях, где древний лед двигался с моря на сушу (рис. 4). Известны и «раковинные» морены северных побережий Сибири (PONAM, 1995). А объяснение этому дал еще в XIX в. Дж. Кроль: уже тогда он писал, что раковины попадали в лед, когда он двигался по морскому дну, и их надо рассматривать как обычную эррати-

ку, подобную гравию со дна Северного моря. Кроль и его современники знали, что перенесенные льдом раковины не всегда дробились и обдирались, а могли оставаться и ненарушенными — особенно если их вмещали глины, пески или гравий, которые были отторгнуты в мерзлом состоянии и транспортировались в виде больших глыб.

Так что факты распространения валунных глин с морской фауной на приморских низменностях бассейна Печоры, Западной и Средней Сибири вполне совместимы с покровным оледенением этих областей. Что же касается морской фауны, то в данном случае она — не что иное, как один из видов ледни-

ковой эрратики. Причем эрратики, служащей аргументом в пользу надвигания льда с арктического шельфа на сушу.

#### 2.2.4. Аргумент ориентировки ледниковых шрамов и дислокаций

Этот аргумент подкрепляет и детализирует систему доводов, основанных на данных по разнотечности ледниковых валунов. Пионерами исследований ледниковых шрамов на берегах и островах Баренцева моря стали А.А. Штукенберг, Ф.Н. Чернышев и

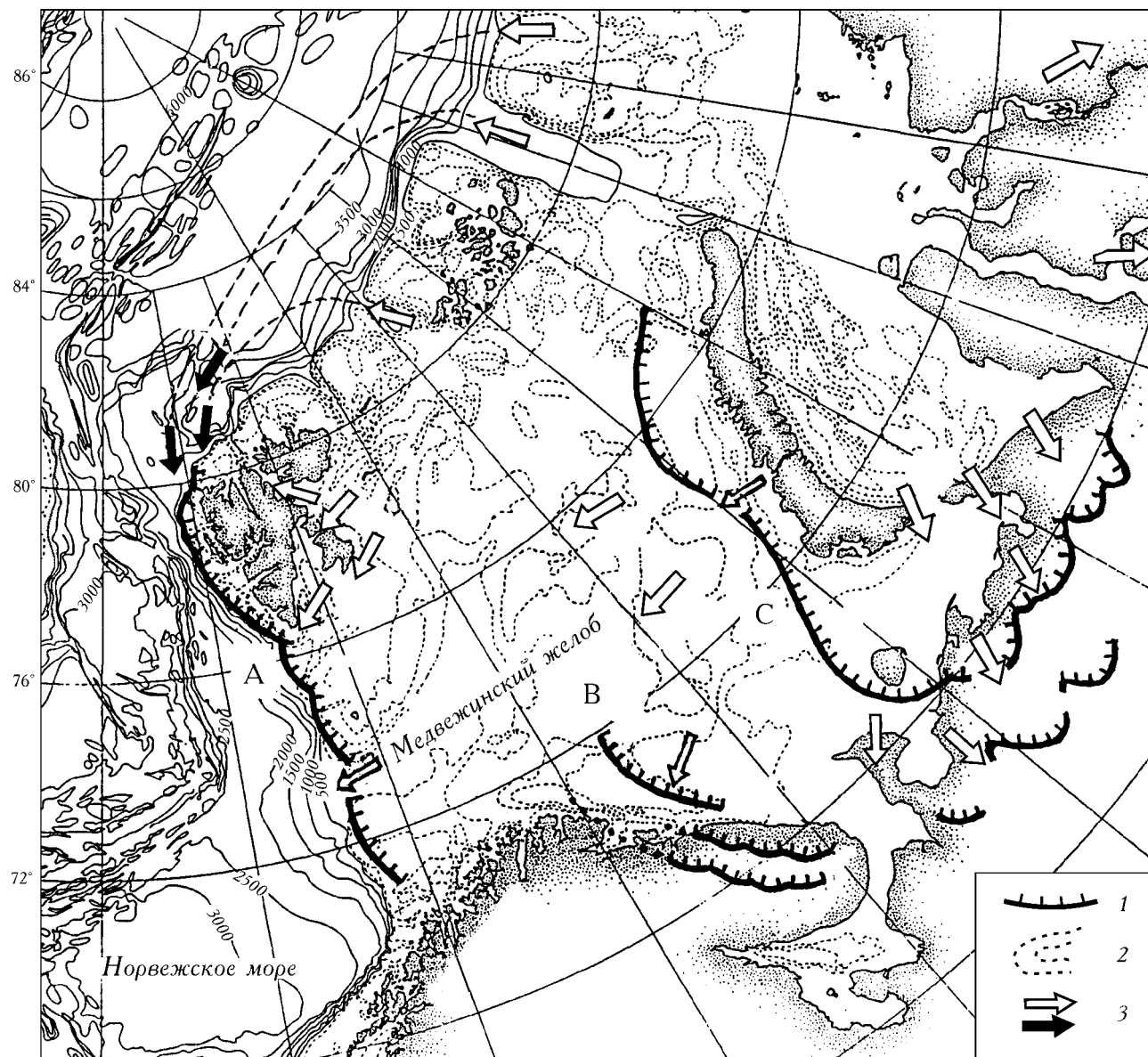


Рис. 5. Сводные данные о следах движения позднеплейстоценового льда на площади Баренцева моря и соседних с его шельфом участках дна (по: (Salvigsen et al., 1992; Гросвальд, 1994; Лавров, Потапенко, 2005; Vogt et al., 1994; Гатауллин и др., 1992))

1 — конечные и береговые моренные гряды, 2 — рельеф поверхности, 3 — направление движения льда

Fig. 5. Summary data on traces of Late Pleistocene ice flow over the Barents sea area and neighbor bottom sections of its shelf (after: (Salvigsen et al., 1992; Гросвальд, 1994; Лавров, Потапенко, 2005; Vogt et al., 1994; Гатауллин и др., 1992))

1 — terminal and flank moraine ridges, 2 — surface topography, 3 — ice flow direction

шведский геолог Г. Де Геер (De Geer, 1900). Де Геер был первым, кто провел измерения ориентировки ледниковых шрамов на юго-востоке **Шпицбергена**. Он установил, что шрамы этого района направлены не от центра архипелага Шпицберген к его периферии, как можно было ожидать, а с его юго-восточной окраины на северо-запад, вдоль пролива Хинлопен, и на запад, через о. Западный Шпицберген, т.е. из внутренней области Баренцева шельфа в Северную Атлантику.

Через полвека, в период МГГ, такие же наблюдения провели Ю. Бюдель (Büdel, 1960) и В. Блейк (Blake, 1961). Обследовав острова Баренца, Эдж и Северо-Восточную Землю, они выявили те же, что и Де Геер, закономерности. А уровни ледниковой шлифовки на бортах широтных фьордов о. Западный Шпицберген подтвердили, что лед перетекал через него с востока: в Бельсунне, Ван-Мейен-фьорде и сквозной долине Чельстрёмдален эти уровни повышаются на восток, достигая на берегах Стур-фьорда 1000 м (Stäblein, 1969). Известны и ледниковые шрамы, секущие водораздел о. Датского в широтном, с востока на запад, направлении.

В 1966 г. изучением направлений движения древнего льда занялась Свальбардская экспедиция Стокгольмского университета, руководимая В. Шюттом и Г. Хоппе (Schytt et al., 1968). Ее участники провели замеры ориентировки бараньих лбов и ледниковых шрамов на островах крайнего севера архипелага, берегах Мёрчисон- и Вейде-фьордов, на о. Вильгельма и в проливе Хинлопен и подтвердили главный вывод Де Геера. Одно из достижений экспедиции — обнаружение ледниковых шрамов на Земле Короля Карла, т.е. на островах, которые считались внеледниковыми. Работавший там Б. Стрёмберг (Strömberg, 1972) замерил шрамы на высоком перевале о. Королевский и показал, что они направлены с юга на север и с юго-юго-востока на северо-северо-запад. А в 1980-х годах О. Сальвиссен и др. (Salvigsen et al., 1992) обобщили имеющиеся данные по движению льда на северо-западе Баренцева моря и, добавив к ним собственные, составили карту (рис. 5). По ней все эти следы — молодые, позднеюрмские, хотя и не одновозрастные: самые «старые» из них указывали на центр растекания льда в районе Земли Короля Карла, а две группы более свежих — на центры, которые были сдвинуты к середине архипелага (первая) и его крупнейшим островам (вторая).

Таким образом, уже те данные, которые были известны Де Гееру, позволили выдвинуть гипотезу, что, во-первых, весь Шпицберген подвергался плейстоценовому оледенению и, во-вторых, что он покрывался не «собственным» ледниковым куполом, а окраинной частью огромного ледникового щита, центр которого лежал во внутренней области Баренцева моря. В 1966 г. идея Де Геера была подтверждена, причем на более широкой фактической основе, шведской экспедицией, а в 1980-х годах — еще и рядом норвежских исследователей.

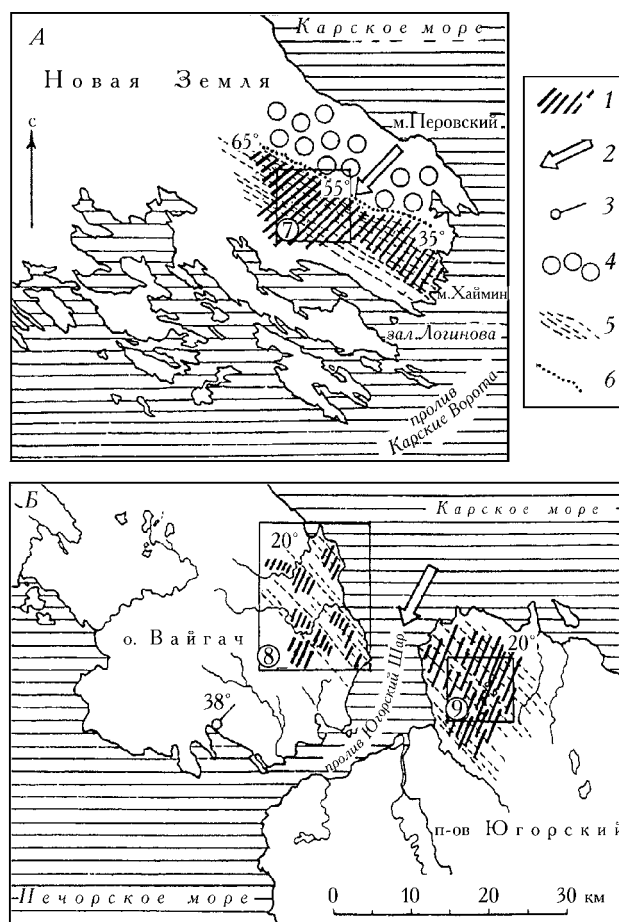


Рис. 6. Ориентировка друмлинов и гигантских борозд на южной оконечности Новой Земли (А) и о. Вайгач и Югорском полуострове (Б): 1 — друмлины, друмлиноиды, гигантские гляциальные борозды, гигантский флютинг; 2 — восстановленное направление течения льда; 3 — места замеров ориентировки гляциальных штрихов; 4 — свежая холмистая морена с ледяными ядрами; 5 — простираение коренных палеозойских пород; 6 — граница поля моренного покрова. Прямоугольниками показано положение рисунков 7—9

Fig. 6. Orientation of drumlins and giant furrows on the south part of Novaya Zemlya (A), Vaigach Island, and Ugorskiy Peninsula (B): 1 — drumlins, drumlinoids, giant glacial furrows, giant fluting; 2 — reconstructed ice flow direction; 3 — measurement sites of the glacial strokes orientation; 4 — fresh hilly moraine with ice cores inside; 5 — extension of primary Paleozoic rocks; 6 — boundary of the moraine cover field. Positions of the figures 7—9 are shown with rectangles

Еще раньше ледниковые шрамы стали известны на южном побережье Баренцева моря. На **Тимане**, к востоку от мыса Бармин Нос, А.А. Штукенберг (1875) обнаружил меридиональные борозды, оставленные ледником на округлых выходах глинистых сланцев. А Ф.Н. Чернышев (1891) наблюдал шрамы, направленные с севера на юг, на известняковых скалах восточного берега Чёшской губы. Впоследствии факт такой ориентировки индикаторов движения древнего льда в Притиманье был многократно под-

твержден работами А.С. Лаврова (1977), Б.А. Горностая (1990), А.В. Матошко (Matoshko, 1999) и других. В частности, Горностай обнаружил на западном склоне Тимана гигантские гляциодислокации — пачки чешуй мезозойских пород мощностью до 130 м, под углами до 70° надвинутые на плейстоценовую морену, что позволило ему говорить о напоре льда с севера. Его вывод был подтвержден и Тиманской экспедицией, которая нанесла на карту ориентировки ледниковых борозд и удлиненных обломков в донной морене; по ним лед Притиманья двигался в

южном (170—180°) и юго-западном (250—260°) направлениях. Матошко сообщил также о ледниковом заносе эрратики с морского берега на юг, к вершинам Тиманского кряжа, подтвердив прежние выводы А.А. Григорьева (1924).

Особенно важна информация об индикаторах движения льда, приуроченных к южной части *Баренцево-Карского водораздела*, т.е. к останцам горной гряды, идущей от Новой Земли через Вайгач и Пай-Хой к Полярному Уралу. Здесь, в горах Пай-Хой и на о. Вайгач, ледниковые шрамы, ориентированные с

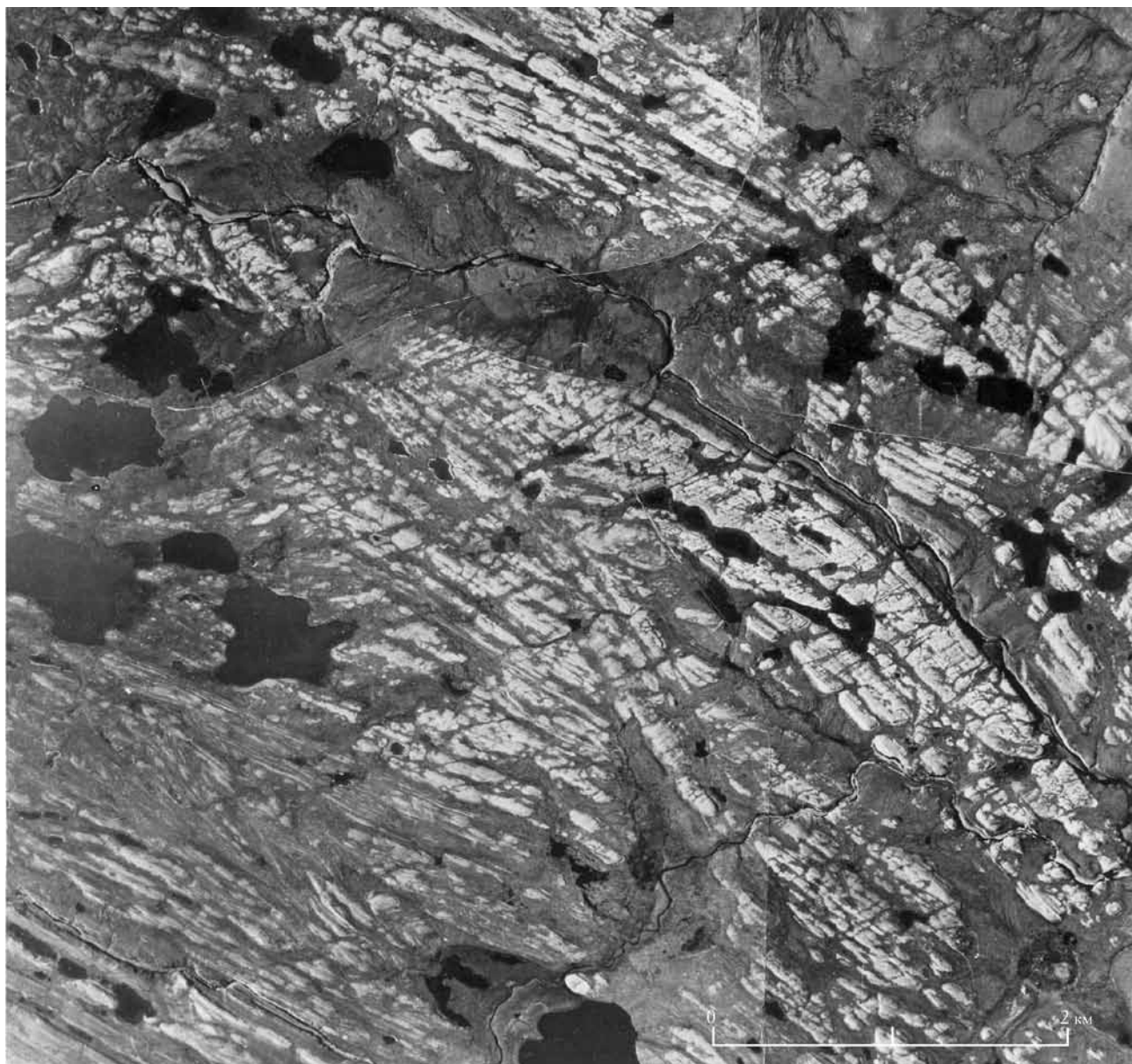


Рис. 7. Южно-Новоземельское друмлиновое поле — ледниковый пенепплен, созданный в результате глубокой экскарации палеозойских известняков и песчаников ледниковым покровом, переваливавшим через остров с северо-востока. Плановый аэроснимок; предоставлен ФГУНПП «Аэрогеология». Направление движения льда на снимке проявлено в виде параллельных борозд разной ширины, вплоть до гигантских

Fig. 7. Southern Novaya Zemlya drumlin field — the glacier peneplain, created because of deep exaration of Paleozoic limestone and sandstone by an ice sheet, topped over the island from northeast. The arial-photo snapshot was rendered by governmental enterprise “Aerogeologia” (further just “Aerogeologia”). On the snapshot, parallel furrows of various widths including giant one reveal the direction of ice flow

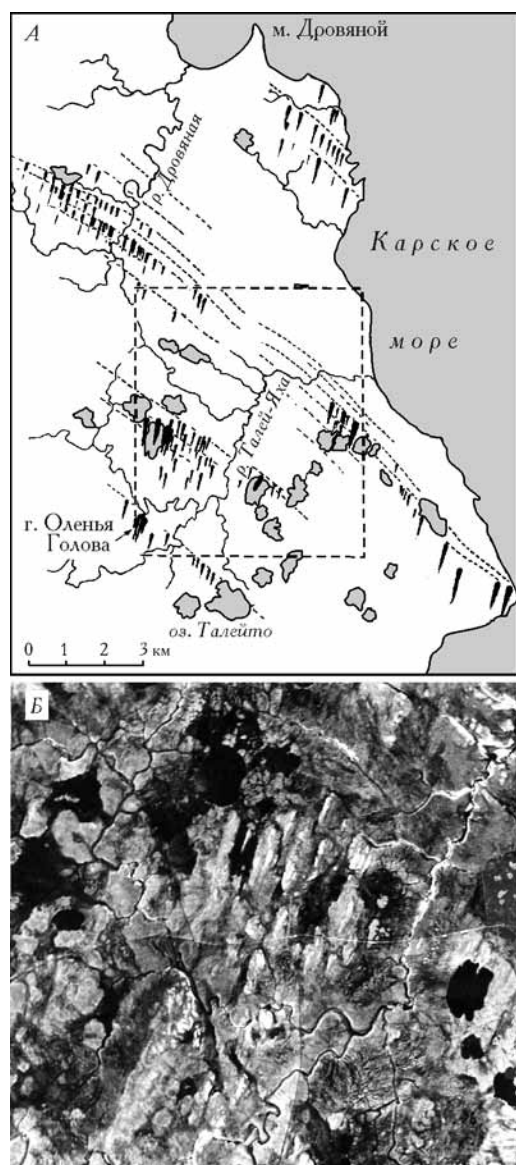


Рис. 8. Вайгачское друмлинное поле (А) и его фрагмент (Б). Карта и аэроснимок предоставлены ФГУНПП «Аэрогеология»

Fig. 8. Drumlin field of Vaigach Island (А) and its fragment (Б). The map and aerial-photo snapshot were rendered by "Aerogeologia"

северо-востока на юго-запад, были обнаружены еще в 1930-х годах Ю.А. Ливеровским (1933), А.А. Черновым (1936) и Г.А. Черновым (1947) и П.А. Виттенбургом (1940). Четкие следы движения льда того же направления позже наблюдали здесь П.С. Воронов (1951), Н.Г. Загорская (1959), А.С. Лавров (1973), В.И. Астахов (1981) и Л.В. Тараканов (1973).

Еще позже индикаторами движения льда этого водораздела занимался и автор (Гросвальд, 1994). Мои рекогносцировки и работы с аэроснимками привели к выявлению трех «новых» участков развития ледниковых форм второго рода, а именно друмлинов, друмлиноидов, крэг-энд-тейл форм, флютинга и параллельных им борозд (рис. 6). Первый из

них — на южной оконечности Новой Земли, второй — в юго-восточной части о. Вайгач, третий — на северной оконечности Югорского полуострова. Каждый из них оказался геоморфологическим ансамблем площадью в 130—150 км<sup>2</sup>.

**Южно-Новоземельское** поле друмлинов первым отметил К.К. Демочкидов (1953), у которого, правда, можно найти лишь фразу: «расположение грив южной половины острова напоминает друмлинный ландшафт». Однако на аэроснимках осевой зоны южной оконечности Новой Земли, на денудированных выходах складок известняков и песчаников карбона, отчетливо видны системы *гигантских ледниковых борозд* (по Smith), которые чередуются с грядами, похожими на друмлиноиды. Те и другие ориентированы с северо-востока на юго-запад, варьируя от СВ 35° на востоке поля до СВ 65° на западе, и под углом 40—45° секут линии простираения структур коренных пород. Ширина борозд — от «царапин» в несколько метров до экзарационных лотков с поперечником в 100—200 м; глубины борозд измеряются метрами, больших лотков — превышают 10 м; их длины равны многим сотням метров, а слившихся групп, или «пучков», — 5—8 км. На пересечениях таких пучков с удлиненными вдоль коренных структур озерными ваннами форма последних становится многокамерной или крестообразной (рис. 7).

Наиболее типичные элементы **Вайгачского** друмлинного поля — «обтекаемые» валообразные гряды-друмлиноиды, выработанные в палеозойских известняках и снабженные «хвостами» из рыхлого материала. Их общее число — 110, самые большие из них имеют километровую длину, типичные — до 400—500 м. Друмлиноид, известный как «гора» Оленья Голова, поднимается над руслом соседней р. Талей-Яха на 20 м, высоты остальных форм не более 10 м. Все гряды и ложбины этого поля направлены с ССВ (20°) на ЮЮЗ, о чем с полной определенностью говорит положение их голов и «хвостов» (рис. 8).

**Югорское** поле лежит на участке, выстланном ледниковыми отложениями большой мощности, в связи с чем здесь есть условия для выработки «настоящих» друмлинов и флютинга. Элементы последнего, «флюты», достигают на этом поле длины 10—12 км, ширины — 100—150 м и глубины, которая часто превосходит 10 м. Поэтому комплекс ледниковых борозд полуострова может быть назван мегафлютингом, его поверхность выглядит гофрированной, а береговые линии озер — иззубренными (рис. 9).

Напорные (проксимальные) концы друмлинов полуострова легко распознаются по их утолщенной, крутосклонной форме, их часто охватывают серповидные озера, типичные для всех друмлинных полей (Норре, 1983; Prest, 1983). Судя по ориентировке друмлинов и флютинга, лед, переваливавший через Югорский полуостров, двигался с ССВ 20°, т.е. в том же направлении, что и в районе о. Вайгач.

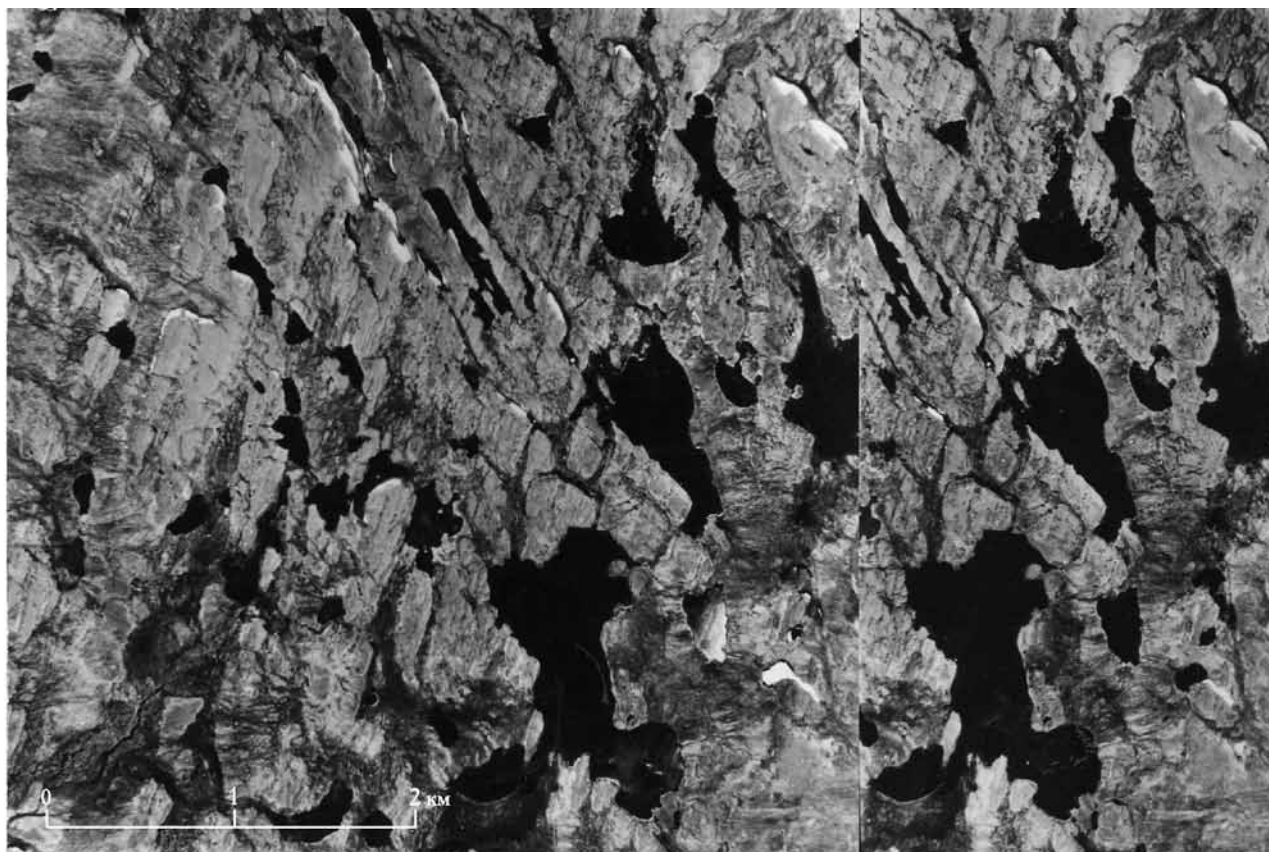


Рис. 9. Фрагмент Югорского друмлинного поля. Стереопара плановых аэроснимков; предоставлена ФГУНПП «Аэрогеология»

Fig. 9. Fragment of Ygorskoe drumlin field. Stereo-pair of arial-photo snapshots (rendered by "Aerogeologia")

**Пайхойские** друмлинные поля, как уже говорилось, детально изучены П.С. Вороновым (1951) и В.И. Астаховым (1981). По данным первого, широкую седловину Пай-Хоя, лежащую напротив устья Кары, пересекают параллельные прямолинейные ложбины, которые имеют длину до 20—30 км, ширину 50—200 м и форму профиля, варьирующую в зависимости от субстрата: на пересечении с диабазовыми грядами они крутосклонные, трапециевидные, врезающиеся на 10—30 м, а в осадочных породах — корытообразные, углубленные только на 5—10 м (рис. 10). Они простираются с СВ  $60^\circ$  на ЮЗ  $240^\circ$ . Ту же ориентировку штрихов и шрамов отметили на Пай-Хое Ю.А. Ливеровский и А.А. и Г.А. Черновы, о таком же направлении движения льда, пересекавшего Пай-Хой, писал и В.И. Астахов. Кстати, Астахов, наблюдавший ориентированные бараньи лбы, друмлины и борозды не только на северо-востоке гор, но и в моренном амфитеатре, замыкающем Байдарацкую губу, смог восстановить картину движения древнего льда, который заполнял эту губу на этапе дегляциации. Ориентировки «обтекаемых» форм, отраженные на его карте (Астахов, 1981), выстраиваются в плавные линии, которые уже не пересекают водораздел Пай-Хоя, а протягиваются вдоль простиранья его склонов.

Сумма этих данных позволила самым проникательным исследователям уже давно понять, что центр растекания льда, который оставил следы на Вайгаче и Пай-Хое, находился не на Новой Земле и не на Полярном Урале, как думали и еще думают многие, а на севере Западной Сибири или в центре Карского шельфа. Так, Ю.А. Ливеровский писал, что искомые очаги оледенения «лежали далеко на севере, а их льды *перетекали* через Пай-Хой, срезали его вершины и подвергали их сильнейшей денудации». А П.С. Воронов отмечал, что ледниковый центр располагался, как в реконструкциях В.А. Обручева (1938) и Н.Н. Урванцева (1931б), на Среднем Ямале. «Будь сам Пай-Хой центром оледенения, — рассуждал Воронов, — лед от его вершины растекался бы радиально». Тот же довод приводил и я, дискутируя с А.А. Величко и его сторонниками (Гросвальд, 1989). О движении льда через Ямал, с северо-востока на юго-запад, писал также В.Н. Гатауллин (1991): по его данным оси гляциотектонических складок, в которые смят древний аллювий, слагающий главную осадочную толщу полуострова, имеют северо-запад—юго-восточное простиранье.

Для всех борозд и «обтекаемых» форм Баренцево-Карского водораздела характерна четко выраженная морфологическая свежесть. Их явно следует





Рис. 10. Следы течения ледникового покрова с Карского шельфа на юго-запад через горы Пай-Хой. (Заимствовано из статьи П.С. Воронова (1951)). Аэроснимок параллельных прямолинейных борозд и разделяющих гребней, протянувшихся к юго-западу от устья р. Кары. Направление подтверждается переносом эрратики с северо-востока на юго-запад

Fig. 10. The traces of ice sheet flow from the Kara Sea shelf to south-west across Pay-Hoy Mountains (borrowed from P.S. Voronov (Воронов, 1951)). The aerial-photo snapshot of parallel rectilinear furrows and dividing crests, stretched to south-west from Kara River delta. The direction is confirmed by the erratic transfer from NE to SW

относить к ледниковым формам второго рода, а значит — к числу свидетелей последнего этапа оледенения области.

К формам второго рода относятся борозды и друмлины юго-восточного окончания кряжа **Канин Камень** (высоты до 242 м над ур. моря), сложенного рифейскими сланцами. Для них характерны такая же свежесть и та же, с северо-востока на юго-запад, ориентировка (рис. 11, А). По данным А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко (2005), формы Канинского поля — это параллельные борозды и грядки (друмлины, друмлиноиды), наложенные на поверхность плато высотой 200—240 м. Друмлины здесь сложены угловатыми обломками местных сланцев и связующей массой из бурого суглинка; их характерная длина 400—1000 м, ширина до 100 м, высота — первые метры; расстояние между соседними друмлинами — от 200 м до 1 км. В типичном случае плановая форма друмлинов этого поля — удлиненная каплевидная, их утолщенные концы направлены на северо-восток. Из той же работы Лаврова и Потапенко следует, что Канинское поле — лишь часть более обширного района грядовых форм (друмлинов), гигантских борозд и шрамов, которые покрывают дно **Чёшской губы** и веерообразно расходятся в юго-западном направлении (рис. 11, Б).

Есть и другие факты, указывающие на северо-восточно—юго-западное движение льда из карского

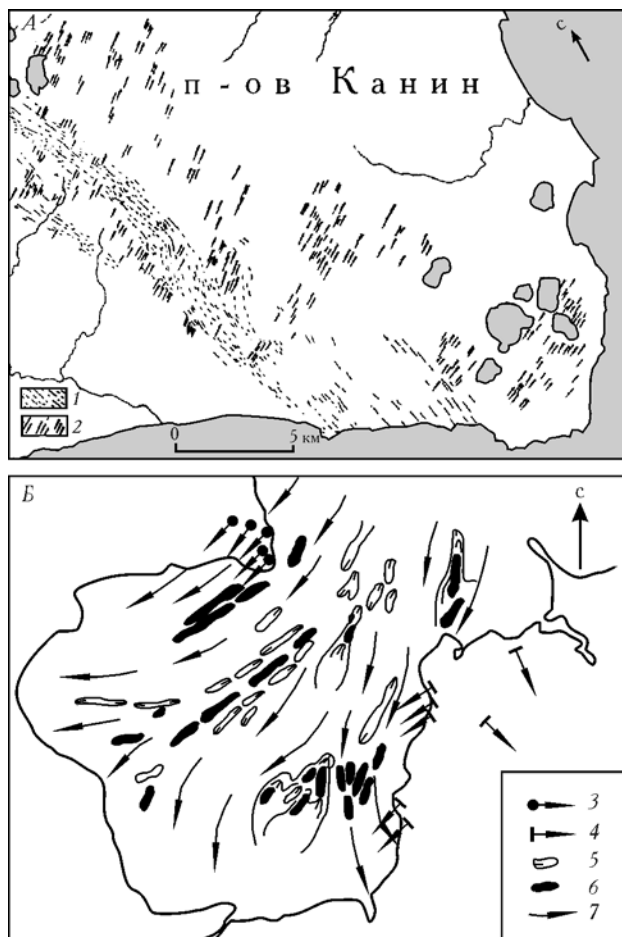


Рис. 11. Друмлины. А. Поле друмлинов и других «обтекаемых» форм в северо-восточной части полуострова Канина, приуроченное к поверхности плато с высотами 200—240 м над ур. моря. Обнаружено и закартировано А.С. Лавровым и Л.М. Потапенко (2005): 1 — простирающие коренные породы (верхнерифейских песчаных сланцев); 2 — друмлины, друмлиноиды, ледниковые шрамы, борозды. Б. Друмлинные формы дна Чёшской губы образуют веер, продолжающий канинские формы и расходящийся на юго-запад (по: (Лавров, Потапенко, 2005)): 3 — ледниковые шрамы и борозды, бараньи лбы (друмлины?) на Микулкином мысу; 4 — ледниковые шрамы и борозды в породах дочетвертичного возраста на восточном побережье Чёшской губы; 5—7 — экзарационный рельеф дна Чёшской губы: 5 — ложбины выпавивания, 6 — валы и гряды (друмлины?), 7 — предполагаемые направления движения льда

Fig. 11. Drumlins. A. Field of drumlins and similar forms in the northeastern part of Kanin peninsula, confined to the plateau elevated as high as 200—240 m a.s.l. The plateau is discovered and mapped by A.S. Lavrov and L.M. Potapenko (Лавров, Потапенко, 2005): 1 — stretching the primary rocks (Late Riphean sand slates); 2 — drumlins, drumlinoids, glacier scars, and furrows. B. Drumlin forms of the bottom of Cheshskaya Bay constitute a fan continuing forms of Kanin peninsula and then diverging to SW, after: (Лавров, Потапенко, 2005): 3 — glacier scars and furrows, drumlins on Mikulkin Cape; 4 — glacier scars and furrows in pre-Quaternary origin on the eastern coast of Cheshskaya Bay; 5—7 — exarational relief of the Cheshskaya Inlet bottom: 5 — shallows of exaration, 6 — swells and drumlins (?), 7 — suggested ice flow paths

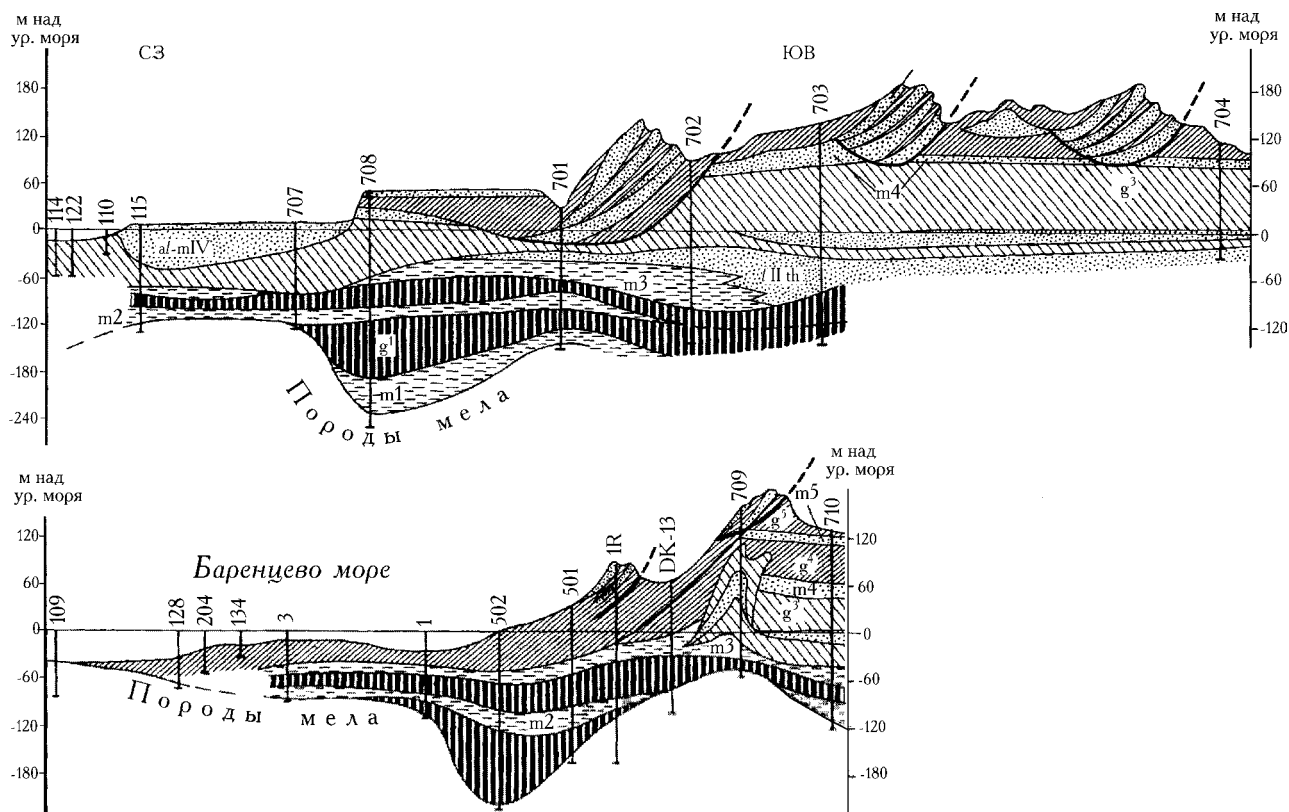


Рис. 12. Грандиозные гляциодислокации побережья Большеземельской тундры, выявленные и изученные Ю.А. Лаврушиным и др. (1989) и интерпретированные А.С. Лавровым и Л.М. Потапенко (2005). На двух профилях — пять пачек гляциотектонических морен мощностью до 185 м, образованных чешуями морских и озерных отложений, чередующихся с ледниковыми валунными суглинками. Надвиги созданы горизонтальным напором с северо-востока и севера. Цифры — скважины и их номера

Fig. 12. Immense glacioidislocations of the Bolshezemelskaya tundra coast, discovered and studied by (Лаврушин и др., 1989) and interpreted by (Лавров, Потапенко, 2005). There are five packages of glaciotectionic moraines about 185 m thick, formed by marine and lake deposits alternating with clay loam of glacier boulder on two profiles. Thrust faults are created by horizontal pressure from north-east and north; Figures — boreholes and their numbers

центра. Так, М.Н. Григорьев (1987), изучивший строение *о. Колгуев*, пришел к выводу, что остров представляет собой сложное гляциотектоническое сооружение, состоящее из четырех надвиговых чешуй. Геометрия последних свидетельствует об их связи с ледниковым напором с северо-востока, с ледяным потоком, следовавшим через Карские ворота. Ю.А. Лаврушин и О.Г. Эпштейн (2001), собравшие данные по разрезам *о. Колгуев* и п-ова Канин, указывают, что в ряде их обнажений можно наблюдать гляциодислокации, в которых коренные породы (верхнемеловые черные и серые глины) разбиты на клинья длиной до 25 м и надвинуты в западном направлении на одинцовские морские осадки.

Еще один факт — грандиозные гляциодислокации побережья *Большеземельской тундры*, изученные Ю.А. Лаврушиным и др. (1989). На составленных ими карте и профилях (рис. 12) ясно видны пять гряд гляциотектонических морен, причем каждая из них представляет собой мощную (до 185 м) пачку, состоящую из чешуй морских и озерных отложений мелового и межледникового возраста, которые чередуются с чешуями заведомо ледниковых валунных

суглинков. Эти структуры — пологие надвиги, восстающие к юго-западу и югу, явно созданы горизонтальным напором с северо-востока и севера, который сопровождался процессами выдавливания и нагнетания.

О такой же ориентировке основных структурных элементов молодой чешуйчатой морены обнажения *Вастьянский Конь* на Нижней Печоре пишут О.Г. Эпштейн (1990) и А.С. Лавров с Л.М. Потапенко (2005). Очевидно, что рыхлые отложения района дислоцировались в мерзлом состоянии и что возраст изученных здесь гляциодислокаций очень молодой, позднеледниковый: все гляциотектонические чешуи надвинуты не только друг на друга, но и на самую молодую, рельефообразующую морену. Последняя же, судя по мнению всех авторитетов, кроме QUEEN, образована в поздневалдайское (осташковское) время.

Сходные гляциотектонические структуры недавно открыты и на *дне Баренцева моря*. На Ферсмановской площади, к северо-западу от Центральной впадины, около 76° с.ш. и 45° в.д., мурманские геологи обнаружили «бугор-отторженец» высотой в десятки



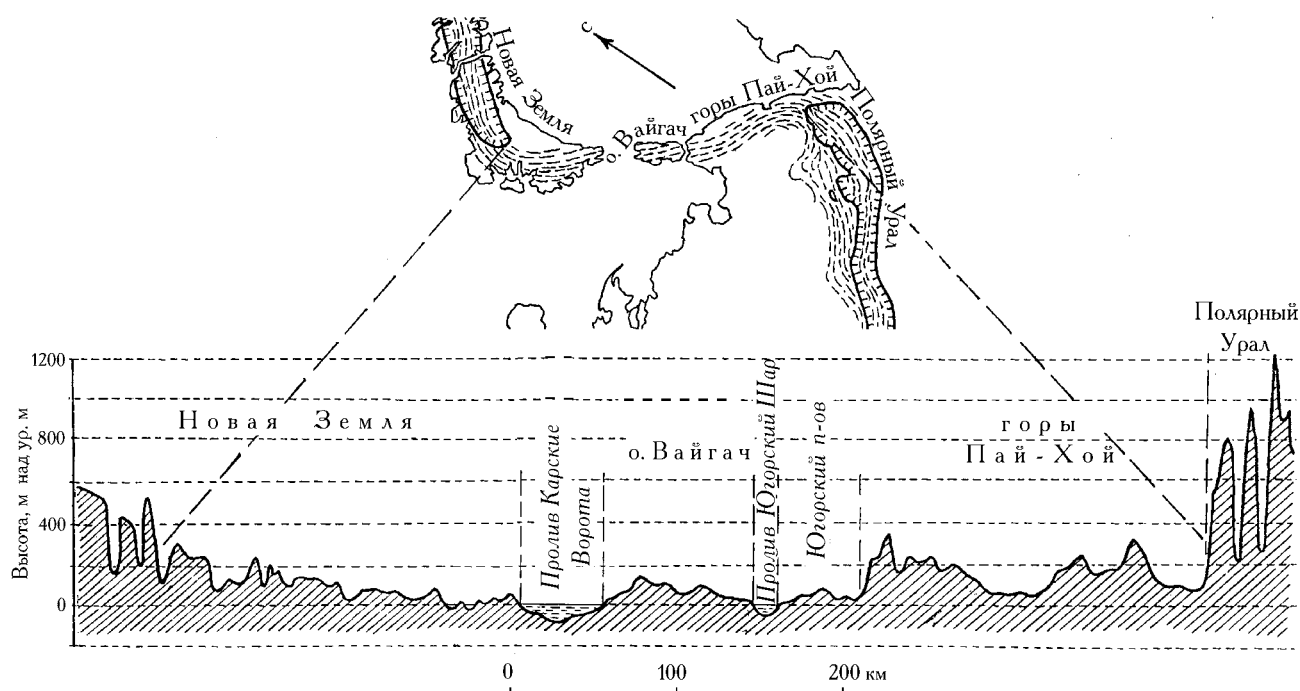


Рис. 14. Большой Пролом — 600-километровая ложбина, секущая баренцевоморско-карский водораздел. План (вверху) и профиль (внизу)

Fig. 14. Big Breach — 600 km-clough, cutting the Barents Sea — Kara Sea watershed: map (upper) and profile (bottom)

метров, западный склон которого крутой, а восточный пологий. Судя по данным бурения, разрез бугра аналогичен «лавушинским» — в нем чередуются чешуи валунных суглинков и меловых песков основания, заданные к западу и надвинутые друг на друга давлением с востока. Сообщившие об этом В.Н. Бондарев и Н.А. Полякова (1993 г.) указывают, что на изученной ими площади бугры с таким строением — не редкость. Они считают их аналогами больших отторженцев, известных в Западной Сибири — Юганского, Самаровского и других. Замечу попутно, что немало таких же «бугров», а по существу — гляциотектонических сооружений, было встречено Б.И. Гуслицером и др. (1985) и среди моренных полей европейского Северо-Востока. Там в их ориентировке преобладает не западная составляющая, как на Баренцевом шельфе, а южная (см. также обзор в (Гросвальд, 1983, с. 170—171)). Все описанные выше следы движения древнего льда по дну и берегам Баренцева моря сведены на восточной половине рис. 13 (см. вкл., с. 81).

Даже беглого взгляда на рис. 13 достаточно, чтобы уже на данной стадии работы сделать два фундаментальных вывода. Во-первых, что древний лед, оставивший след на Баренцевом шельфе и его берегах, двигался в общем направлении с востока, со стороны Карского моря (а отнюдь не из центра Баренцева шельфа к его периферии, как думают А. Эльверхой и др.). И во-вторых, что карский лед преодолевал горный барьер баренцево-карского водораздела, переваливая через его гребень и протекая через систему сквозных долин. А в южной части

водораздела он мог использовать 600-километровую брешь, или **Большой Пролом** (рис. 14), «пробитый» между Полярным Уралом и высокогорной частью Новой Земли, образуя **Карский ледяной поток**, двигавшийся вдоль северной окраины Европейской России в направлении с северо-востока на юго-запад.

На **Новой Земле** следы поперечного, т.е. секущего водораздела движения льда — это, прежде всего, сквозные троговые долины, представляющие собой ярчайшую черту геоморфологии Северного и Южного островов. Эти трог излучали М.А. Лаврова (1932), К.К. Демочкин (1953) и другие. Один из них, Маточкин Шар, сейчас затоплен морем и превращен в пролив, у других затоплены только концы, ставшие глубокими губами-фьордами. Таких троговых долин здесь не менее пятнадцати, по некоторым из них есть специальная литература, они имеют собственные названия. На Северном острове такова долина Пересечений, соединяющая губу Митюшиха с Белужьей губой, а также долины: Русанова — между губой Крестовой и заливом Незнаемый, Самойловича — между губой Юж. Сульменева и бухтой Романова, Ермолаева — между губой Сев. Сульменева и заливом Медвежьим, Хольтедаля — между губой Машигина и заливом Ога. Есть сквозные трог и севернее, где они сейчас скрыты под ледниковым покровом, а также на Южном острове, где их представляют долины Чиракина, Шумилихи, Брандта.

Судя по описанию М.А. Лавровой (1932), днища всех этих трогов широкие, склоны крутые, поперечные профили U-образные. В их продольных профилях

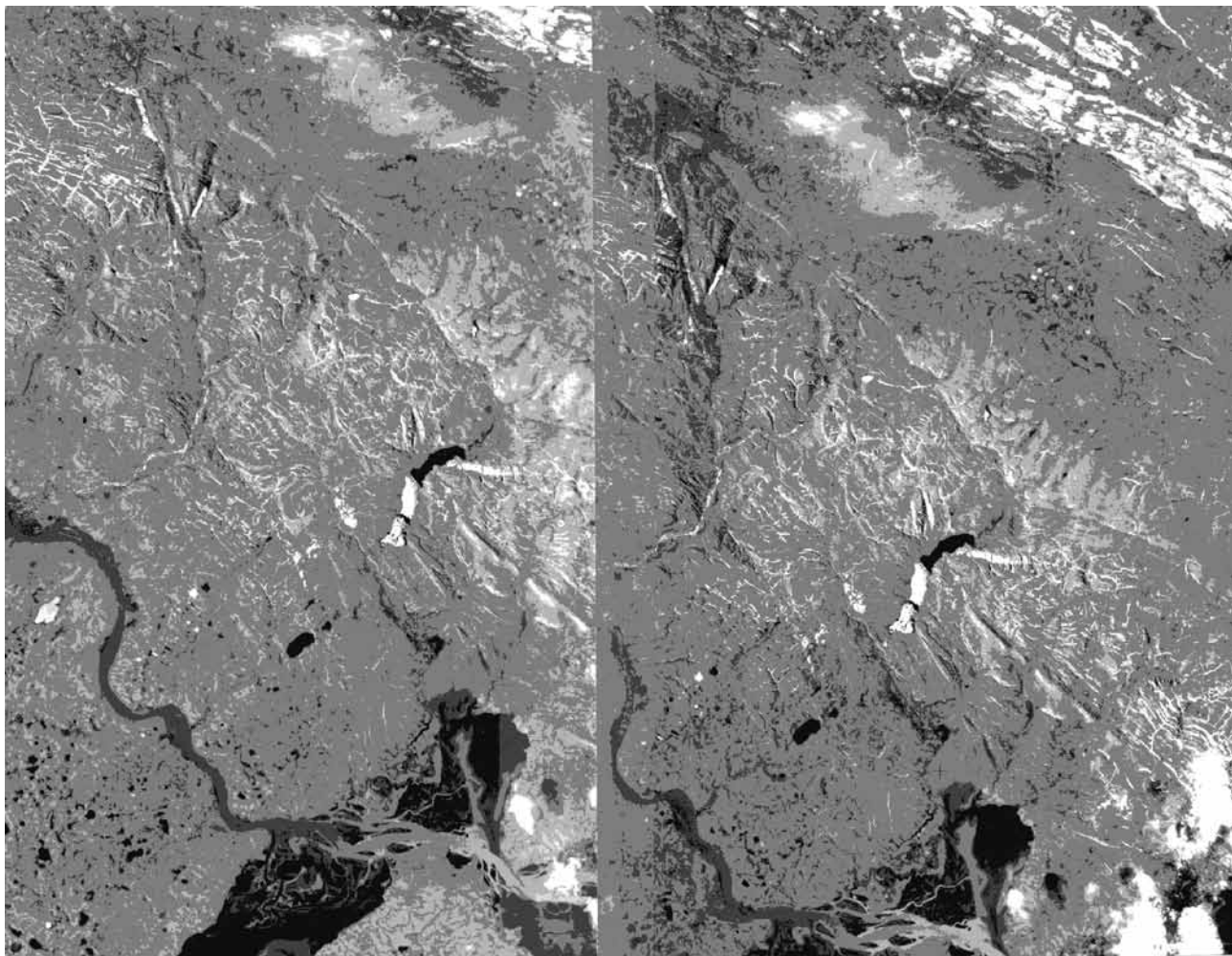


Рис. 15. Участок гор Бырранга (Таймыр) с системой сквозных долин, прорывающих его гребневые части. Стереопара плановых аэроснимков; предоставлены ФГУНПП «Аэрогеология». Эти долины обнаружены А.И. Толмачевым (1931), считавшим их ледниковыми трогами. Однако генезис этих форм скорее комплексный: они могли быть прорваны льдом, а затем обработаны напорными потоками подледной воды

Fig. 15. A section of Byrranga mountains (Taimyr Peninsula) with a system of through valleys, cutting their crest parts. Stereo-pair of arial-photo images (provided by "Aerogeologia"). These valleys were discovered by A.I. Tolmachev (Толмачев, 1931) who considered them the glacier troughs. However the genesis of these forms is rather complex: they could be broken by ice and then processed by pressure waters from under the ice sheet

чередуются бассейны и ригели, все притоки имеют форму висячих трогов второго порядка. Внутридолинные водоразделы не выражены, относительные высоты ригелей редко превышают 40 м, а абсолютные, как в долине Русанова, — 85–90 м. Скалистые бассейны часто служат ваннами сильно удлинённых озёр, таких как Гольцовое (в долине Самойловича) и Ледниковое (в долине Ермолаева). Боковые морены и границы ледниковой шлифовки на склонах долин поднимаются до 500–550 м. Это указывает, что именно такой, близкой к 500 м, была и толщина ледяных потоков, пересекавших Новую Землю на поздней стадии оледенения. Что же до последнего ледникового максимума, то в его эпоху лед был гораздо мощнее, тогда он мог переваливать через водоразделы обоих островов. На это указывают находки морской фауны и древесины-плавника на высотах до 400–420 м над ур. моря, а также повсеместное, вплоть до максимальных отме-

ток, распространение следов ледникового сглаживания и шрамов, а также валунов мезозойских пород, занесённых с соседнего шельфа.

Возвращаясь к **Карскому** ледяному потоку, двигавшемуся через Большой Пролом, надо подчеркнуть, что как его реальность, так и крайне молодой возраст со всей очевидностью вытекают из карты (см. рис. 13, вкл.), а существование Большого Пролома — из профиля рис. 14, который следует вдоль гребневой линии Баренцево-Карского водораздела. Форма этого профиля определенно связана с интенсивной экзарацией: в нем доминируют полтора десятка корытообразных желобов; из них два — это морские проливы Карские Ворота и Югорский Шар, четыре — крупные седловины Югорского полуострова и Пай-Хоя, остальные — сквозные долины, врезанные в невысокую денудационную поверхность дна Большого Пролома. А участки,

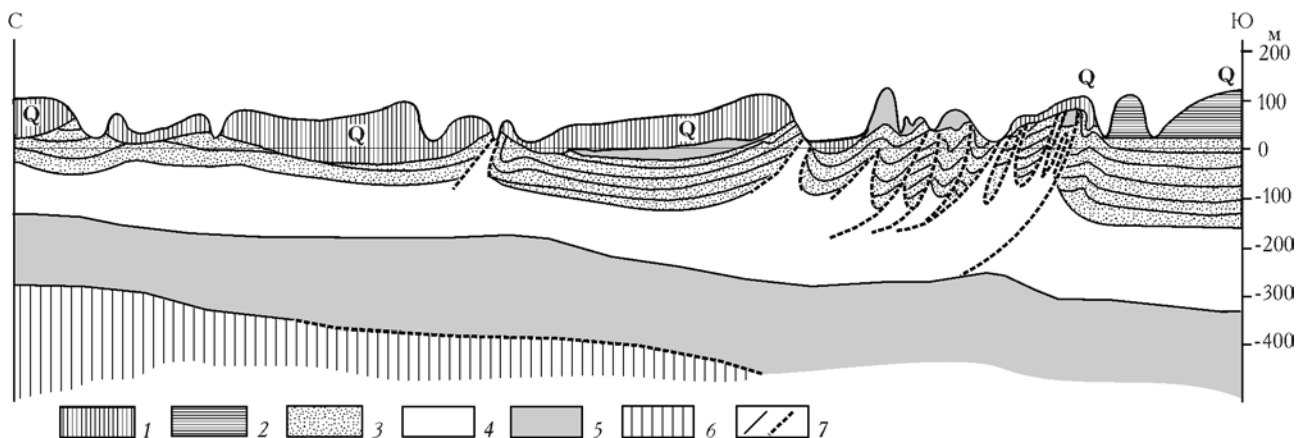


Рис. 16. Гляциотектоническая структура поверхностных отложений Западной Сибири, созданная ледниковым напором с севера. Её ядро — Малоатлымские дислокации. Разрез вдоль долины р. Обь на отрезке Низямы—Леуши (по: (Астахов, 1990)): 1 — четвертичные пески и валунные суглинки; 2 — ритмичные осадки верхней части палеогена и неогена; 3—6 — отложения палеогена (пески, глины, диатомиты, опоки соответственно); 7 — разрывные нарушения, в основном взбросы. Заметим: дислоцированность пород затухает с глубиной, что типично для гляциотектоники

Fig. 16. Western Siberia glaciotectonic structure of surface deposits, created by glacier pressure from North. Its core is Малоатлымские dislocations. The section along Ob River at the cut-off Niyzmy-Leushi (after: (Астахов, 1990)): 1 — Quaternary sands and boulder clay loam; 2 — deposits of the Upper Paleogene and Neogene; 3—6 — Paleogene aggradations (sands, clays, diatomites, gaize); 7 — faults, mainly uplifts. Note: dislocations of the rocks fade with depth that is typical for glaciotectonics

лежащие между желобами, — суть фрагменты поверхности выравнивания, возникшей в результате площадной экзарации древних складчатых структур. На Новой Земле один из таких фрагментов — гляциальная «почти равнина», срезающая складки пород высокой прочности (см. рис. 7), — был описан еще О. Грёнли (Grønlie, 1924), а на Пай-Хое — П.С. Вороновым (1951). К этим фрагментам приурочены все описанные выше ансамбли гигантских борозд и друмлинов баренцево-карского водораздела. Осредненная высота днища Большого Пролома — около 90 м, что позволяет оценить толщину слоя горных пород, снесенного льдом при их выработке, примерно в 800—900 м.

На севере **Таймыра** следы движения льда известны с начала XX в., сразу после плаваний Ф. Нансена и Э.В. Толля. Уже тогда во многих пунктах его побережья и на островах Карского моря были найдены ледниковые борозды и следы полировки. Позже база данных по таким следам была сильно расширена Н.Н. Урванцевым (1931а, б) и другими. Индикаторы движения льда ориентированы здесь на юг, юго-восток и юго-запад, т.е. с шельфа, со стороны Северной Земли и архипелага Норденшельда, на побережье Таймыра. На то же указывали гляциодислокации побережья и островов, такие как узкая и крутая брахискладка, отмеченная В.Д. Дибнером (1968) на о. Исаченко (острова Сергея Кирова).

О центре древнего оледенения, находившемся в Карском море, писал и А.И. Толмачев (1931), который использовал аргумент сквозных долин гор Бырранга. По его словам, «эти долины (которые он считал ледниковыми трогами) пересекают всю основную

цепь и, таким образом, могут служить указанием на движение льда через хребет, а не с хребта» (с. 128). На аэроснимках гор Бырранга действительно видно, что их гребневая часть прорвана глубокими долинами, а водораздел горного Таймыра «сдвинут» на север. Правда, поперечные профили этих долин имеют не U-образную, а V-образную форму, типичную для водно-эрозионных врезов. Но это совсем не значит, что вывод Толмачева неверен: «его» бреши могли быть сначала пропилены льдом, а уж затем, на следующем этапе — изменены эрозией напорных потоков подледной воды. Судя по фактам (см. ниже), такие потоки, исходившие из Арктического океана, действительно пересекали Таймыр. Об этом говорят не только сами V-образные врезы, но и другие следы, имеющие вид не столь глубоких, но ясных параллельных ложбин меридионального простирания (рис. 15).

На **Западносибирской равнине**, выстланной толщей ледниковых, озерных и морских отложений позднего кайнозоя, ледниковые борозды и шрамы можно видеть только на эрратических валунах. Зато большая мощность и низкая прочность ее глин и алевролитов явно благоприятствовали развитию гляциотектоники. Поверхностные отложения здесь нарушены множеством складок и взбросов, хотя их генезис, геометрия и возраст до недавнего времени оставались предметом споров и мало помогали палеогляциологам.

До конца 1970-х годов геологи считали, что в эпоху сартанского оледенения лед в Западную Сибирь попадал с запада и востока, с Уральских гор и из Средней Сибири. Так считали все — В.Н. Сакс

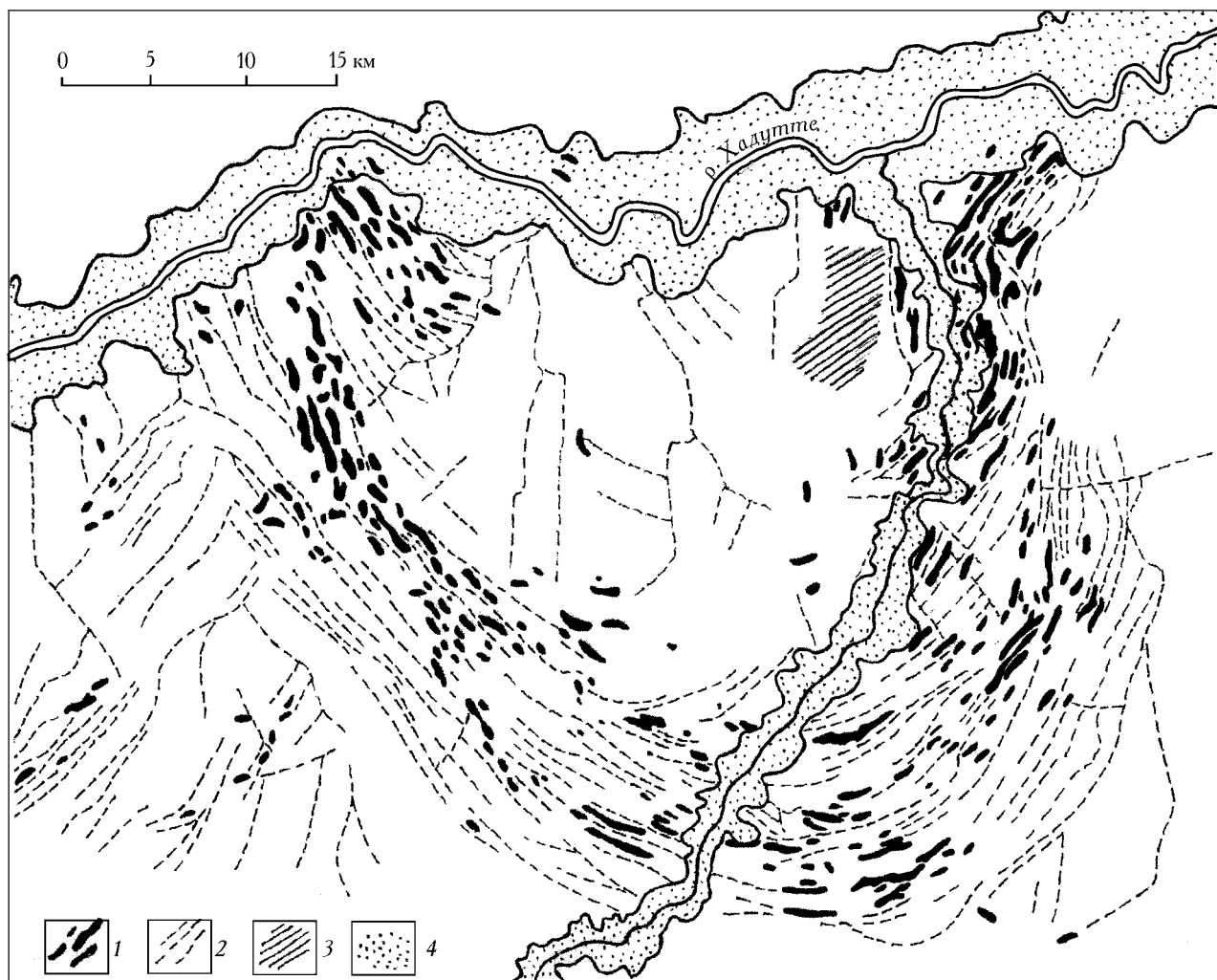


Рис. 17. Один из элементов Хадуттейских гляциотектонических гряд Тазовского полуострова Западной Сибири (по: (Орешкин, 1987)): 1 — гряды; 2 — мелкие водотоки (мочажины); 3 — болота; 4 — пойменная терраса

Fig. 17. One of the elements of Haduttei glaciotectonic garlands on Tazovsky Peninsula (Western Siberia) (after: (Орешкин, 1987)): 1 — ridges; 2 — small creeks (including water holes); 3 — bogs; 4 — flood-plain terrace

(1953), Ю.Н. Кулаков (1959) и авторы карты четвертичных отложений Советской Арктики (Стрелков и др., 1959), В.Д. Дибнер (1970), С.Л. Троицкий (1975) и С.А. Архипов и др. (1976). И это — несмотря на то, что уже существовали материалы съемок (например, данные Кулакова (1959)), которые с такой схемой не вязались. Но только после публикаций В.И. Астахова (1976), автора (Гросвальд, 1983) и И.А. Волкова и др. (1978) пришло понимание, что лед в эту область поступал с севера, с Карского побережья и шельфа.

Первыми, кто поддержал этот вывод, оказались гляциотектонисты: именно они раньше других выявили системы молодых структур напора, которые «отчетливо оконтуривают ледниковые центры на севере Западносибирской плиты» (Архипов и др., 1976). В их числе — колоссальное сооружение Сибирских Увалов и более мелкие постройки типа Хадуттейских гряд Тазовского полуострова. Эти и подобные им структуры были известны и раньше, однако их объясняли неотектоническими, мерзлот-

ными и оползневыми процессами, хотя они не вязались с глубинной структурой области, не имели глубокие корни, не располагались на топографических склонах, которые могли бы объяснить оползание. Зато их связь с гляциотектоникой очевидна, ее доказывают и поверхностный характер дислокаций, и их четкая пространственная организация. Последняя, предельно ясно выраженная на космоснимках, позволила доказать, что динамическое поле, с которым связаны все поверхностные дислокации области, было создано мощнейшим горизонтальным напором с севера (Астахов, 1986, 1990).

О давлении с севера говорит геометрия практически всех гляциодислокаций Западной Сибири. Его влияние видно в направлении взбросов и надвигов в Сибирских увалах, как в их западной части — Малоатлымских структурах, так и в восточной — в крутых смятиях и чешуйчатых надвигах Хахалевского, Оплывного и Завального яров долины Енисея (Гросвальд, 1983). Из профиля Малоатлымских дислокаций (рис. 16) ясно, что их интенсивность,

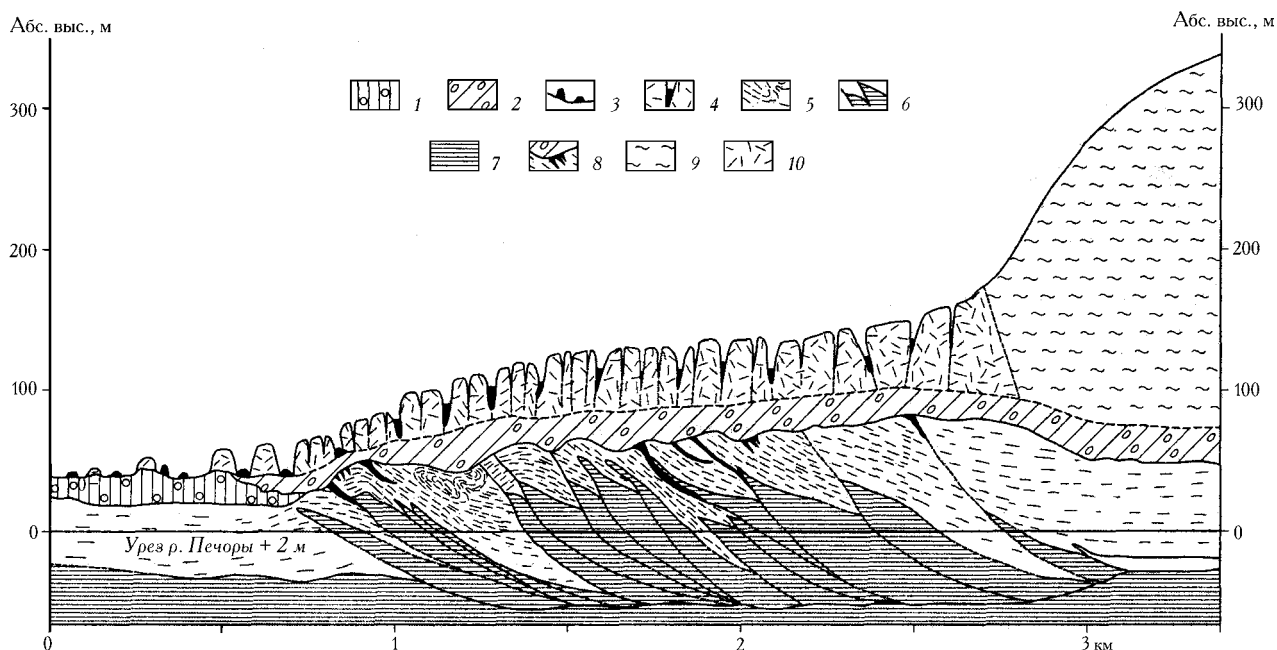


Рис. 18. Схема строения дистальной части вала субгляциальной компрессионной морены на примере обнажения Вастьянский Конь (по: (Лавров, Потапенко, 2005)): 1 — горизонт основной морены; 2 — мореносодержащая часть ледника; 3 — грядки и холмики на поверхности вала; 4 — абляционная морена в трещинах мертвого льда; 5 — песчаная толща (штрихами показано залегание слоев и их деформация); 6 — блоки морских глин; 7 — морские глины; 8 — моренные языки; 9 — пассивный лед; 10 — мертвый лед

Fig. 18. The scheme of distal part of the swell of sub-glacial compression moraine, as a denudation "Vastiyansky Kon" (after: (Лавров, Потапенко, 2005)): 1 — basic moraine horizon; 2 — moraine-containing part of the glacier; 3 — beds and hills on the swell surface; 4 — ablation moraine in crevasses of dead ice; 5 — sand thickness (folding of the layers and their deformation are shown with dash lines); 6 — blocks of marine clays; 7 — marine clays; 8 — moraine tongues; 9 — passive ice; 10 — dead ice

крайне высокая у поверхности, полностью затухает к глубине 300 м. О том же, напоре с севера, говорит и геометрия Потаповских надвигов, обследованных в долине Енисея (Гросвальд, 2004а). Толща очень плотных суглинков, обнажающаяся у Потапово, включает до 30% гравия, гальки и валунов и буквально «нашпигована» отторженцами, из которых самые крупные достигают мощности 10–20 м и длины в километры, т.е. имеют форму гигантских чешуй. Такие чешуи — наиболее распространенная форма отторженцев: судя по описанию В.В. Комарова (1986), они надвинуты с севера на юг, образуют пологие, в 10–25°, углы, и перекрывают как друг друга, так и «диамикт», возникший в результате смятия осадков древнего долинного озера.

На юг, юго-восток и юго-запад направлены и выпуклые стороны гляциотектонических чешуй Гыданского и Тазовского полуостровов. Они имеют вид параллельных гряд, изогнутых в дуги или целые системы («гирлянды») дуг, а в их разрезах доминируют «гармошки» узких складок с ядрами-диамирами, состоящими из опоковидных глин палеогена. Установлено, например, что уже упоминавшиеся Хадуттейские гряды — это система складок с ядрами из эоценовых глин, которые выдавлены в шарниры антиклиналей с глубины до 160 м. Согласно описанию Д.Б. Орешкина (1987), они имеют вид огромных подков, которые обращены выпуклостью на юг и

открыты на север. Протяженность каждой такой «подковы» — несколько десятков километров, число отдельных гряд в них — 10–15, иногда даже 20–30 (Куликов и др., 1974), их ширина — 100–250 м, высота — порядка десятка метров (рис. 17).

Как уже говорилось, происхождение параллельных гряд отнюдь не все считают ледниковым. Многие, в частности Г.И. Лазуков (1972), вообще не понимали, что ледниковые формы могут состоять не из валунного суглинка, а из доледниковых глин и супесей. Однако уже на картах С.А. Стрелкова и др. (1959) такие гряды названы краевыми ледниковыми образованиями, в работах В.Д. Дибнера и С.Л. Троицкого — моренами напора, у С.А. Архипова и др. (1976) — элементами конечно-моренного пояса, который маркировал максимальную стадию последнего оледенения, а у А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко (Лавров, 1981; Лавров, Потапенко, 2005) — субгляциальными компрессионными моренами, которые далеко не всегда имеют стадийный характер.

Механизм образования параллельных гряд не совсем ясен. Скорее всего они объясняются повторным выдавливанием и нагнетанием оттаивающих глин из-под мерзлоты перед фронтом осциллировавших ледниковых лопастей (рис. 18). Иными словами, я допускаю, что в Западной Сибири действовал тот механизм, которым, как полагают канадские

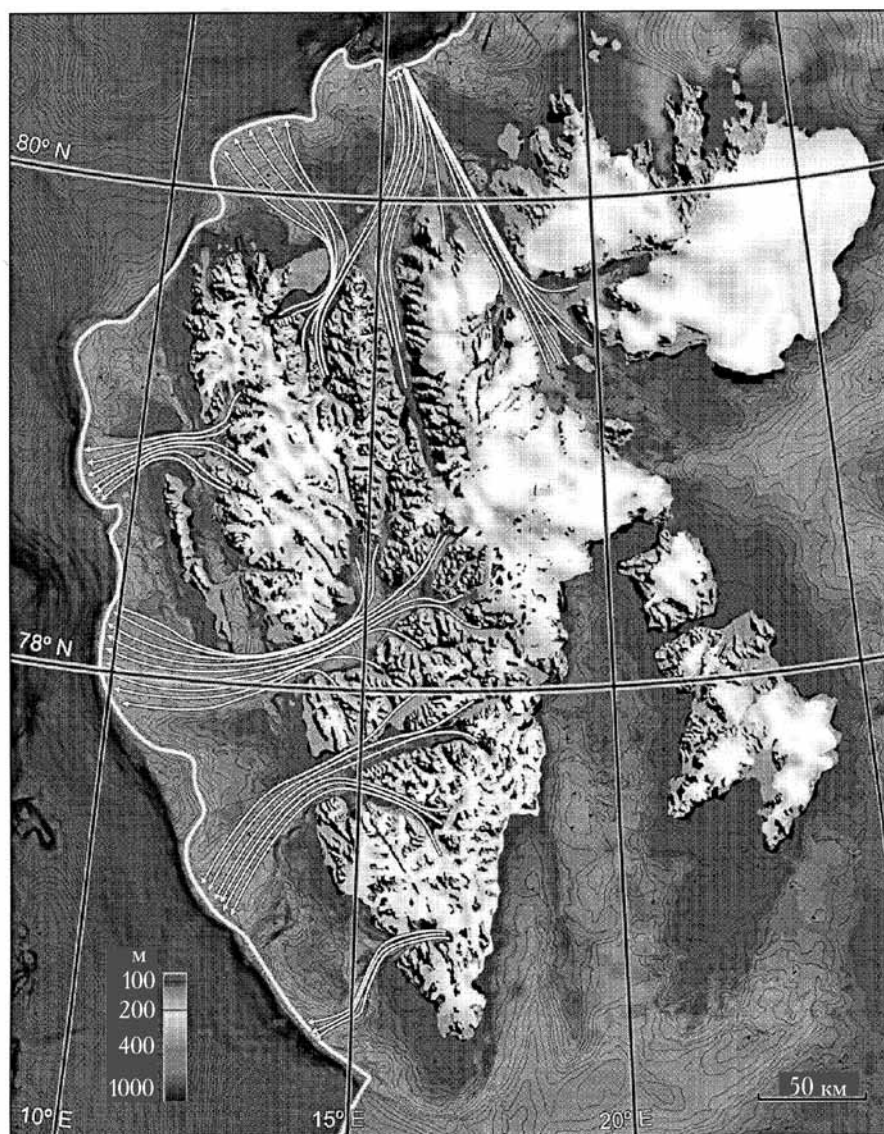


Рис. 19. Подводные борозды — следы движения ледяных потоков, образовавших северо-западную часть Баренцево-Карского ледникового покрова (по: (Ottesen et al., 2006)). Обращает внимание: концы крупных ледяных потоков доходили до краев континентального шельфа

Fig. 19. Underwater rigs — traces of ice flows which formed northwestern part of Barents-Kara ice sheet (after: (Ottesen et al., 2006)). NB: The ends of large ice flows reached the margins of continental shelves

геологи (Christiansen, Sauer, 1997), следует объяснять деформационные морены типа *Dirt Hill* южного Саскачевана.

В общем, суммировав данные по следам движения древнего льда, собранные в разделах 2.2.2 и 2.2.4, можно сделать вывод, что главный центр растекания льда Баренцево-Карского шельфа находился в центре Карского моря. Именно отсюда лед двигался на запад, переваливая через Новую Землю, на юго-запад — через Большой Пролом, на юг — в Западную Сибирь и на юго-восток — на п-ов Таймыр. Стекал он, конечно, и на север, в Северный Ледовитый океан, пополняя массу Арктического шельфового ледника; этот сток шел в основном по лоткам субмеридиональных желобов-трогов Св. Анны, Воронина, Франц-Виктория и других.

В самое последнее время один из главных выводов настоящего раздела — о движении льда через Свальбард с юго-востока, из центральной области Баренцева моря, сделанный по сумме данных об ориентировке ледниковых шрамов на берегах островов архипелага, нашел подтверждение в географии следов движения льда по дну фьордов и проливов. Уттесен и др. (Ottesen et al., 2006) изучили распространение и ориентировку линейных форм дна — ледниковых борозд, боковых морен, гляциотектонических нарушений и прочих форм, в которых они без труда распознали следы движения ледяных потоков, дренировавших ледниковый покров и контактировавших с массами менее подвижного льда (рис. 19). В этом они увидели решительное подтверждение прежних выводов, согласно

которым Баренцев шельф покрывался гигантским ледниковым щитом, западный и северный края которого в пределах Свальбарда достигали края континентального шельфа в последний ледниковый максимум (Ottesen et al., 2006).

### 2.2.5. Аргумент строения дна Баренцева и Карского морей

К главным элементам строения дна обоих морей мы относим подводные долины и формы междолинных пространств. А к числу подводных долин — крупные желоба-троги и V-образные врезы.

**Подводные желоба-троги** — самая яркая черта рельефа шельфа. Их гигантские долины веерообразно расходятся из внутренних районов шельфа к его западному, северному и северо-восточному краям. Крупнейшие из них — желоба Медвежинский (глубина до 550 м), Зюдапский (Южного мыса), Франц-Виктория (глубина до 500 м), Св. Анны (глубина 500—700 м) и Воронина. Их плановая форма — дендритовая, которая напоминает рисунок речных долин, в то же время в их морфологии нет и намека на меандры; отсутствует и связь с речными долинами соседней суши.

Для подводных желобов характерны U-образные профили, устьевые пороги и очень неровные продольные профили, образованные чередованием бассейнов и ригелей. Эти признаки, как и ряд других (см. ниже), заставляют относить желоба-троги Баренцево-Карского шельфа к формам ледниково-эрозионного происхождения. Хотя во многих описаниях этого шельфа, принадлежащих М.В. Кленовой (1960), В.Н. Саксу (1953), В.Д. Дибнеру (1970), Е.Е. Мусатову (2000) и другим, в ряде сводок по геологии Арктики, на ее тектонических и геоморфологических картах такие желоба показаны как грабены, т.е. формы, связанные с разломами земной коры и погружением ее блоков. Их аргументы — сравнительно прямые стенки желобов, похожие на сбросовые уступы, которые, однако, как пишет Ф. Шепард (1976), «совсем не обязательно ограничивают грабены, они столь же типичны и для ледниковых трогов». Все же остальное — всякий характер долин-притоков, наличие бассейнов и ригелей и приустьевых конусов выноса, объемы которых соизмеримы с массами пород, снесенных при выработке полостей трогов (Flint, 1952), — можно объяснить только спецификой работы мощных ледников (см. обзор: Гросвальд, 1983, с. 62—64). О том же говорит и ассоциация подводных желобов с фьордовыми берегами и гляциальными шельфами (рис. 20), отмеченная автором и А.Ф. Глазовским (1983, 1988).

На картах адептов «ограниченного» оледенения — А.А. Величко и др. (1987; Величко, 1993, 2002), Г.Г. Матишова (1984) и Ю.А. Павлидиса и др. (1998) все желоба показаны безледными. Однако специаль-

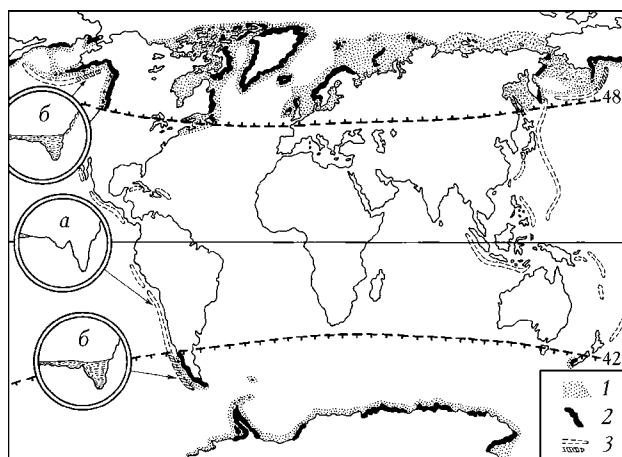


Рис. 20. Крупнейшие следы оледенения в океане и на его побережьях (по: (Каплин, 1962) с добавлениями автора, Р. Флинта и А.Ф. Глазовского): 1 — гляциальные шельфы; 2 — фьордовые побережья; 3 — тектонические глубоководные желоба-трени. В кругах — профили желобов: а — типичные, б — заполненные ледниково-морскими отложениями

Fig. 20. The largest traces of glaciation in the ocean and on the coast (after: (Каплин, 1962) with the author's additions, as well as R. Flint's, and A.F. Glazovskiy's): 1 — glacial shelves; 2 — fiord coast; 3 — tectonic deep water gutters-trenches. In circles: gutters' profiles: а — typical, б — filled with marine-glacier sediments

ные исследования крупнейших желобов области говорят об обратном. По их данным, во все ледниковые эпохи, включая последнюю, все эти желоба вмещали мощные ледяные потоки, о чем можно судить по толщам переуплотненных валунных суглинков, выстилающих их днища, а также по гигантским конусам выноса, или *trough mouth fans*, причлененным к устьям желобов. Присутствие здесь валунных суглинков и их принадлежность к основной морене доказаны специальными работами, включавшими бурение, эхолотирование и взятие проб для определения возраста и состава стабильных изотопов (Спиридонов, 1970; Стрелков и др., 1976; Polyak et al., 2002; Sættem et al., 1992).

Самый большой из желобов, Медвежинский, имеет длину 750 км; он берет начало от возвышенности Персея (правая ветвь), из Центральной впадины и норвежских и кольских фьордов. На дне и северном склоне желоба известны выходы морены (Elverhøi, Solheim, 1983a, б), а с помощью бурения установлено, что она выстилает всю западную часть дна, образуя шесть пачек плотной валунной глины и ледниково-морских осадков, из которых самая молодая отнесена к позднему плейстоцену (Sættem et al, 1992). Специальное геофизическое исследование дна этого желоба показало, что в нем выработана мегамасштабная ледниковая линейчатость, или мегафлютинг, ориентированная в направлении движения древнего льда. Этими же работами доказано, что все борозды, или флюты этого рельефа созданы эрозионной работой быстродвижущегося ледяного потока. Помимо



ложбин, лед этого потока выпал из толщи донной морены системы мегаблоков и отторженцев, построив из них цепочки, вытянутые параллельно движению древнего льда (Andreassen, 2006).

Вблизи устья желоб перегороджен системой моренных гряд, которые, судя по спаркерным профилям, налегают на поверхность экзарации. В ПЛМ ледяной поток желоба должен был выдвигаться за устьевой ригель, а приустьевые гряды — маркировать одну из стадий его отступления. Так же устроен и соседний Зюдкапский желоб — и у его устья находится поперечный ригель из моренных гряд. К тому же к устьям всех желобов, включая Медвежинский и Зюдкапский, примыкают огромные конусы выноса.

Есть данные и о подводных трогах, лежащих на продолжении западных фьордов Шпицбергена. Детальные исследования 1990-х годов показали, что и в северо-западном секторе шельфа лед выдвигался до его бровки. Как выяснилось после длительных споров, указанные трогги целиком заполнялись льдом, причем в последний раз — в ПЛМ (Mangerud et al., 2004).

Что касается истории крупнейших северных желобов — Франц-Виктория, Св. Анны и Воронина, то и она была в основном такой же — все они служили лотками гигантских ледяных потоков, их специфика состояла лишь в более поздней дегляциации. В первом из них грунтовые колонки, поднятые с глубины 470 м, показали присутствие основной морены и вышележащих ледниково-морских илов; будучи датированы по AMS- $^{14}\text{C}$ , эти илы дали возраст 12,9 тыс. л.н. Дегляциация этого желоба началась около 13 тыс. л.н., а голоценовая седиментация в нем — не раньше 10 тыс. л.н. (Lubinski et al., 1996).

В желобе Св. Анны еще Н.Н. Куликов и др. (1974) обнаружили базальный горизонт плотных валунно-щебнистых суглинков, включающих переотложенные фоссилии, который залегает под толщей ила с морской фауной. Эти данные были подтверждены и расширены работой Л.В. Поляка и др. (Polyak et al., 1997). По этим авторам, в ПЛМ весь этот желоб, вплоть до глубины 630 м, был занят ледяным потоком. Деградиация льда и здесь началась около 13 тыс. л.н., завершившись к 10 тыс. л.н. Судя по геофизическим данным, в основании разреза отложений желоба лежат те же, что и в других желобах, плотные валунные суглинки, которые с перерывом и несогласием налегают на меловые породы шельфа, и сами подстилают слоистые осадки, имеющие, по всем признакам, ледниково-морской и морской генезис. В рельефе базальной морены доминирует комплекс из больших (до 30 м) и более мелких гряд и параллельных им ложбин, вытянутых вдоль простирания желоба; эти формы похожи на продольные гряды впадины ТИНРО Охотского моря и на «гигантский флютинг» дна желобов Антарктического шельфа, приведенный Е. Домаком (Domack et al., 1999), Дж. Андерсоном (Anderson, 1999) и др.

Важно и другое. Во-первых, тот факт, что Медвежинский желоб вмещал ледяной поток, собиравший лед и справа, с Баренцева шельфа, и слева, из Скандинавии, доказывает, что два великих ледниковых покрова, Баренцево-Карский и Скандинавский, объединялись, и линия их «сварки» проходила по этому желобу (Гросвальд, 1983; Salvigsen, 1981; Vorren et al., 1998). И во-вторых, существование этого и других ледяных потоков, двигавшихся по подводным желобам, было бы невозможным, не имея они огромного ледосбора. Иными словами, баренцевоморские и карские ледяные потоки совместимы лишь с таким оледенением шельфа, которое было покровным и сплошным (Grosswald, Hughes, 2002).

Итак, подводные желоба шельфа — типичные ледниковые трогги; их нельзя считать ни тектоническими грабенами, ни затопленными речными долинами. Через них шел основной расход льда последнего Баренцево-Карского ледникового покрова, а по одному из них, Медвежинскому, этот ледниковый покров сливался со Скандинавским. Это лишний раз доказывает, что все модели, предполагающие не сплошное, а «ограниченное» оледенение шельфа, ошибочны.

#### *Отложения междолинных пространств шельфа.*

Площади Баренцево-Карского шельфа, лежащие между желобами, выстланы сравнительно маломощной толщей четвертичных отложений, налегающей с перерывом и несогласием на коренные мезозойские породы. Четвертичная толща — явно ледниковая, важнейшую роль в ее строении играют плотные валунные суглинки, что было выяснено еще Ф. Нансеном, У. Хольтедалем, М.В. Кленовой, Т.Н. Горшковой и В.Д. Дибнером. Их часто называли, вслед за У. Хольтедалем, «древними глинами» (Дибнер, 1968; Кленова, 1948), причем Кленова видела в них продукт айсбергового разноса, а Дибнер — прямое доказательство покровного оледенения шельфа.

Для этих «глин» характерны высокая плотность и значительные примеси несортированного грубообломочного материала, гистограммы гранулометрического состава их основной массы имеют, как правило, двухвершинную форму с первым пиком, приходящимся на глинистую, и вторым — на песчаную фракцию (Кленова, 1960). М.А. Спиридонов (1970), А.И. Блажчишин (Блажчишин, Линькова, 1977), В.Н. Гатауллин и др. (1992), О.Г. Эпштейн и др. (1999) и норвежские геологи (Elverhøi et al., 1993) описывают их как валунные суглинки и глины с низкой степенью сортировки, высокой плотностью (2,1–2,3 г/см<sup>3</sup>) и твердостью (предельное сопротивление сдвигу 50–120 кПа), с малой пористостью и низкой влажностью. Так что их с полным основанием называют *stiff sandy muds with coarse clasts* (рис. 21). В их образцах обнаруживаются легко растворимые соли, характерные для пресноводной среды, а в шлифах — особенности микроструктуры, которые доказывают, что осадок деформировался под большим давлением. Для





Рис. 21. Глубинная часть керна из скважины, пробуренной в центральной части Баренцева шельфа — образец «древней глины», или переуплотненного валунного суглинка. Фото В.Н. Гатауллина

Fig. 21. Deep part of the core sample from the borehole drilled in the central part Barents shelf that is a pattern of “former clays” or stiff sandy muds with coarse clasts. Photo by V.N. Gataullin

«глин» типично малое содержание органического вещества; преобладание микрофауны и флоры, переотложенных из мезозойских пород и, более скудных — четвертичных, но тоже переотложенных. Все исследователи, российские и норвежские (Дибнер, 1968; Elverhøi et al., 1993; Гатауллин и др., 1992), уверенно относят «древние глины» к *основной морене*, связывая ее с последней активной стадией поздневалдайского (осташковского) оледенения.

На эту морену налегают, образуя резкую поверхность раздела, синие-серые суглинки, литологически похожие на морену, но более мягкие и влажные; они отличаются меньшей плотностью ( $1,9\text{--}2,1\text{ г/см}^3$ ) и более низким предельным сопротивлением сдвигу ( $15\text{--}30\text{ кПа}$ ). Эти отложения неслоисты, в них меньше, чем в морене, крупных обломков и нет типичных для нее гляциодинамических структур. Судя по составу и строению, они образованы из того же, что основная морена, материала, но переотложенного в водной среде (Гатауллин и др., 1992). Выше по разрезу они обычно переходят в мягкие и влажные темно-серые глинистые илы с градиционной слоистостью и малым содержанием эрратики. В.Н. Гатауллин и др. (1992), Ю.А. Лаврушин и И.А. Чистякова (1988) и О.Г. Эпштейн и В.Н. Гатауллин (1993) считают их гляциотурбидитами. А всю надморенную толщу и они и другие исследователи относят к отложениям *ледниково-морского* и *ледниково-озерного* генезиса (Лаврушин, Чистякова, 1988; Спиридонов, 1970; Elverhøi, Solheim, 1983a, б; Vorren, Kristoffersen, 1986; Эпштейн и др., 1999); широко признается, что она сформирована на этапе распада и деградации последнего оледенения шельфа.

Иначе трактуют эту толщу московские океанологи Ю.А. Павлидис и др. (Аксенов, 1987). Ее — «ненарушенную акустически прозрачную толщу» общей мощностью до 100 м — они считают морской глиной, аккумулятивной в условиях, похожих на современные. Приняв скорость ее накопления равной  $0,2\text{ мм/год}$ , т.е. близкой к современному темпу осадконакопления в океане, они заключили, что для накопления 100-метровой толщи этих глинистых илов потребовалось  $0,5\text{ млн лет}$ , и, значит, в центральной части шельфа Баренцева моря в позднем неоплейстоцене ледникового покрова не было, а существовал «своеобразный морской перигляциал».

Наконец, самый верхний слой разреза четвертичных отложений шельфа, который постепенно сменяет турбидиты, представлен оливково-серым илом с современной морской фауной и незначительным, менее  $1\text{--}2\%$ , количеством камней-дропстонов. Таким образом, типовой разрез четвертичных отложений шельфа имеет трехчленное строение, хотя на банках от него остаются только перекрытые грубые фации.

Мощность покрова четвертичных отложений невелика и изменчива. В центральной и западной частях Баренцева шельфа она редко превышает  $10\text{--}15\text{ м}$  (Solheim, Kristoffersen, 1984; Elverhøi et al., 1993), но с приближением к западному краю она растет, особенно вблизи устьев больших желобов, доходя там до  $600\text{ м}$  (Vorren, Kristoffersen, 1986). А в восточной половине шельфа она варьирует от  $25\text{ до }60\text{ м}$  (Эпштейн, Чистякова, 2005). По Карскому шельфу таких данных нет, но можно ожидать, что и там четвертичные отложения маломощны. По Т.Н. Горшко-

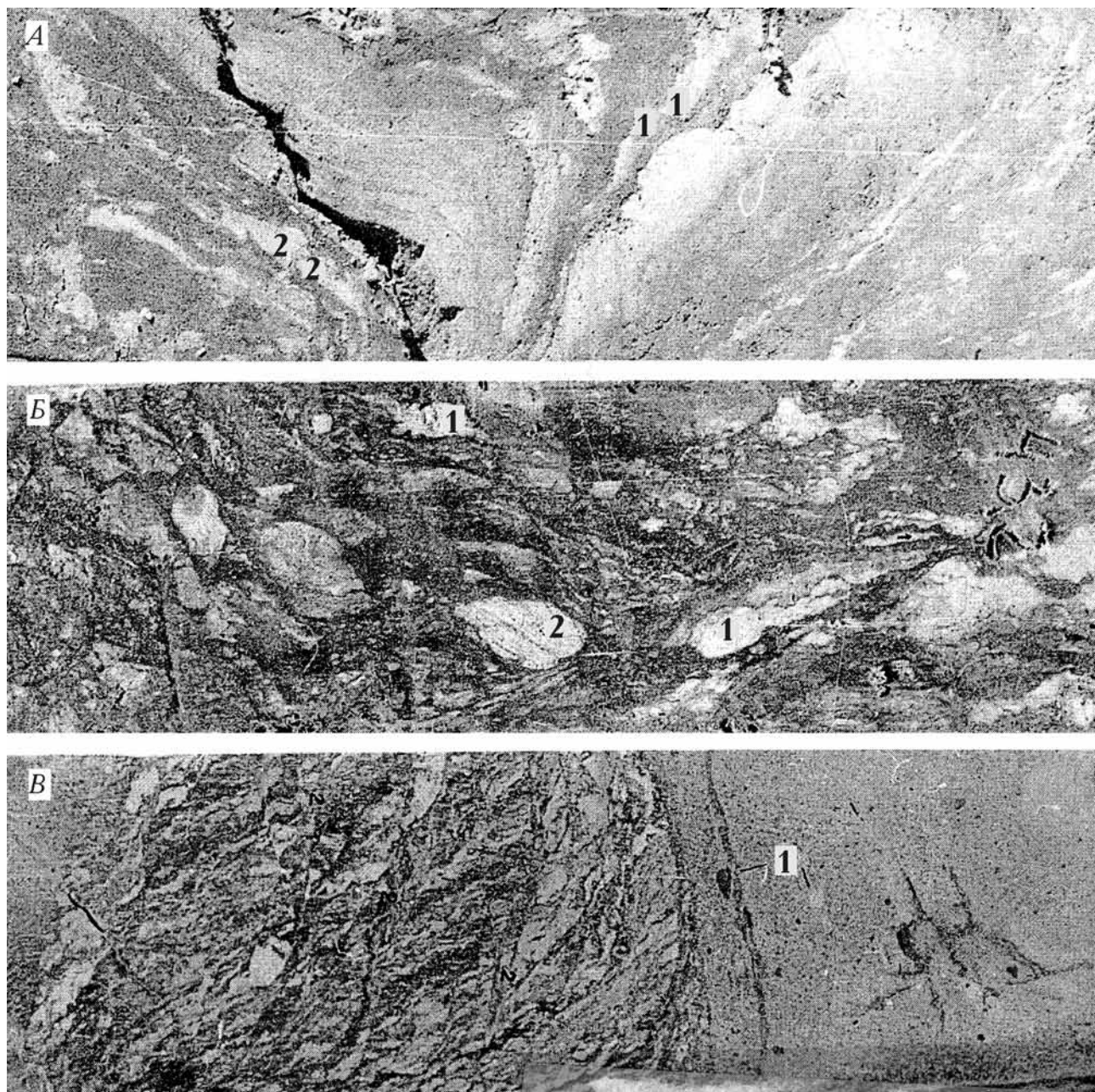


Рис. 22. Экзарационный контакт коренных пород шельфа (нижний мел) (1) и вышележащих ледниковых отложений (2) (по: (Гатауллин и др., 1992)). А — гляциодислоцированные меловые песчано-алевритовые отложения (гляциотектонит); Б — местная морена, насыщенная мелкими песчаными ксенолитами мелового субстрата; В — транзитная морена (валунные суглинки) с гляциодислоцированным ксенолитом мелового субстрата

Fig. 22. Exaration contact of the shelf bedrocks (Lower Cretaceous) and overlying glacier deposits (after: (Гатауллин и др., 1992)). А — glaciodylocated sand-aleuritic deposits (glaciotectionit); Б — local moraine, saturated with small sandy xenoliths of the Cretaceous host material; В — transitional moraine (boulder loam clays) with glaciodylocated xenoliths of the Cretaceous host material

вой (1957), там, под тонким, меньше метра, слоем морских илов, выходит вязкая глина с очень малым содержанием органического вещества и микрофауны — «явно ледниковая, похожая на беломорскую».

Мощность базальной морены изменчива; обычно она не превышает нескольких метров, а местами вообще выклинивается. Лишь на западном и северном краях Баренцева шельфа и у устьев желобов морена утолщается, причем в моренных грядах — до

50—100 м (Elverhøi, Solheim, 19836; Solheim et al., 1996). На шельфе западнее Новой Земли толщина основной морены составляет 20—50 м, а к западу, к Центральной впадине, она сильно утончается. Еще сильнее варьирует мощность ледниково-морских илов: на банках они часто полностью размыты, на подводных равнинах имеют толщину 3—10 м, а в понижениях их толщина возрастает до многих десятков метров. Так, в Западно-Новоземельском

желобе, западнее Маточкина Шара, она доходит до 400—450 м, а в левой составляющей желоба Св. Анны, в 130 км к западу от мыса Желания, даже превышает 800 м (Гросвальд, 1983, с. 64).

Можно считать установленным (Lundqvist, 1990; PONAM, 1995; и др.), что вся описанная выше пачка образована в позднем валдае, на заключительном этапе последнего оледенения. И лишь в некоторых местах, в частности, в приустьевых частях западных желобов, от выпавивания уцелели также и другие пачки, отложенные более древними ледниковыми покровами (Salvigsen, 1981; Vorren, Kristoffersen, 1986). Установлено также, что на всем шельфе четвертичные отложения налегают на *региональную поверхность несогласия*, срезающую породы нижне-мелового и более древнего возраста. На основных площадях шельфа эта поверхность — единственная, и лишь там, где помимо ошашковской, есть и более древние ледниковые толщи, она расщепляется, срезая поверхность каждой из них. Так, в Медвежинском желобе выявлены четыре эрозионные поверхности (Sættem et al., 1992), в желобах шпицбергенского сектора — больше десяти (Solheim et al., 1990), причем каждая из них, как полагают, соответствует особому оледенению.

Таким образом, природа верхней региональной поверхности несогласия (как и всех остальных) — *экзарационная*. Об этом говорит, прежде всего, характер ее контакта с ниже- и вышележащими толщами. Срезанные ею коренные породы нижнего мела (или, в некоторых случаях, юры) дислоцированы на глубину 5—7 м и преобразованы в гляциотектониты со складками, надвигами и текстурами будинажа (рис. 22), а в основной морене, лежащей выше региональной поверхности, видны не только деформации, но и массы захваченных с ложа блоков мезозойских пород, расплюснутых в линзы и «расташенных» вдоль придонных взбросов. Так что контакт между четвертичными отложениями и коренным ложем — это не резкая граница, а «зона перемешивания» толщиной до 5—10 м. По заключению В.Н. Гатауллиной и др. (1992), такую зону мог образовать только движущийся лед. О ее экзарационной природе говорит также состав конусов выноса и аккумулятивных шлейфов, причленяющихся к устьям подводных желобов и налегающих на склоны шельфа. Судя по данным исследований, эти конусы и шлейфы почти целиком состоят из продуктов экзарации, причем начало их накопления, 2,3 млн л.н., совпадает с началом великих оледенений Северного полушария, а конец, после 18—20 тыс. л.н. — с ПЛМ (Elverhøi, Solheim, 1983a; Solheim et al., 1990; Vorren, Kristoffersen, 1986).

Объемы «ледниковых» частей данных конусов и шлейфов дают представление о массе коренных пород, снесенных льдом с Баренцево-Карского шельфа, и о глубине экзарационного среза его поверхности. Эти объемы определены сейсмозондированием, подсчитаны и представлены в виде карт,

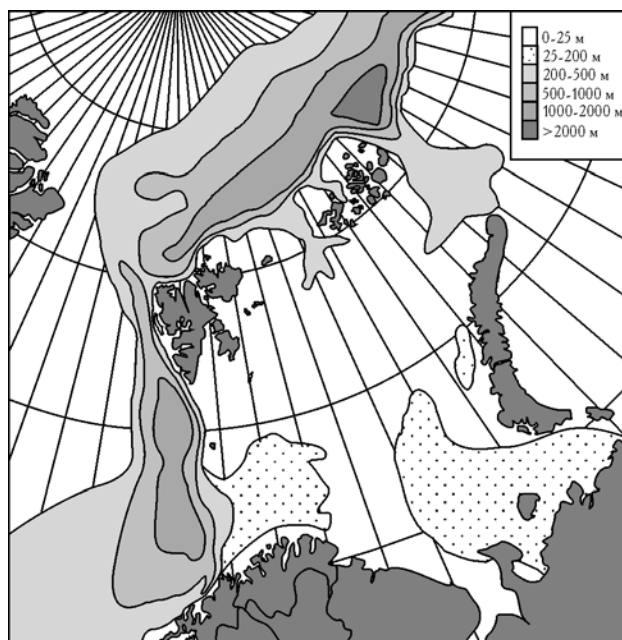


Рис. 23. Карта изопакит (линий равных мощностей) гляцигенных толщ, обрамляющих морскую периферию Баренцево-Карского шельфа (по: (Faleide et al., 1996; Vågnes, 1996))

Fig. 23. The map of the lines of equal thickness of the glacier bodies framing the marine periphery of Barents-Kara shelf (after: (Faleide et al., 1996; Vågnes, 1996))

судя по которым «ледниковая» часть разреза Медвежинского конуса имеет толщину 3,5 км, Зюдкапского конуса — 4,5 км, а аккумулятивного шлейфа, налегающего на «остальной» склон шельфа — 1,5—2 км (Faleide et al., 1996). Конусы выноса, подобные Медвежинскому и Зюдкапскому, причленяются и к устьям северных желобов, в частности Св. Анны и Воронина. Объем их слившегося конуса, имеющего площадь 75 тыс. км<sup>2</sup> и мощность до 7 км, а также массы продуктов эрозии, сброшенных на материковый склон и дно бассейна Нансена, позволили сделать вывод, что гляцигенная аккумуляция на северной периферии Баренцево-Карского шельфа была не менее интенсивной, чем на западной (Vågnes, 1996). Достоин внимания, что о столь же мощных шлейфах терригенных масс, налегающих на арктические материковые подножия — 5—7 км над базальтовым слоем дна океана — писал и Дж. Суинни (Sweeney, 1981). Причем, согласно Суинни, такую же толщину имеют и аккумулятивные шлейфы материковых подножий Восточной Сибири. На рис. 23 дана карта изопакит гляцигенных толщ, обрамляющих морскую периферию Баренцево-Карского шельфа.

Соотнеся эти объемы с площадями шельфа, А. Сольхейм, Е. Расмуссен, Е. Вогнес и другие (Solheim et al., 1996) доказали, что масса мезозойских пород, снесенная за поздний кайнозой с Баренцево-Карского шельфа, составила слой толщиной от 500 м на его юге до 1500 м на северо-западе и севере. Именно по этой причине в разрезе шельфа отсут-

ствуют верхнемеловые, третичные, ниже- и средне-четвертичные толщи.

**Ледниковый рельеф шельфа.** Конечные морены, которые маркируют максимальные стадии оледенений, включая ПЛМ, на «океанской» периферии шельфа отсутствуют. Их здесь и не может быть: судя по карте (см. рис. 23), весь обломочный материал, который мог бы пойти на их «строительство», на шельфе не задерживался, а сваливался на его склоны и подножия. Те же гряды, которые мы видим на картах В.Д. Дибнера, Г.Г. Матишова и других, могли возникнуть лишь в ходе деградации последнего оледенения, причем на ее поздних стадиях. А тот факт, что их материал лежит стратиграфически выше региональной поверхности несогласия (Гатауллин и др., 1992; Elverhøi, Solheim, 1983a, б; Vorren, Kristoffersen, 1986), лишь подтверждает уже сделанный вывод: в свою кульминацию Баренцево-Карский покров не оканчивался на рубежах этих (стадиальных) гряд, а выдвигался за них, переходя на плав.

Грядовому рельефу шельфа посвящено много работ. Его изучали В.Д. Дибнер (1978), Б.Н. Котенев (1979; Котенева и др., 1976), Г.Г. Матишов (1984), А. Эльверхой (Elverhøi, Solheim, 1983a, б) и другие. По Дибнеру (1968), моренные холмы и гряды с высотами до 50 м окружают все банки и архипелаги обоих морей, вытягиваясь вдоль бровок главных желобов. Сходная картина представлена на картах Матишова (1984). По Эльверхой, Сольхейму и др. (1983—1990 гг.), 20—30-метровые гряды «насажены» на склоны Шпицбергенской банки, тяготея к изобатам 150 и 300 м; в ряде мест они перегораживают Медвежинский и другие желоба. На юго-западном краю шельфа известны морены, созданные напором с северо-востока, откуда следует, что лед двигался к ним через центр шельфа, попутно заполняя Медвежинский желоб (Vorren et al., 1998). А по данным о стадиальных моренах была выработана схема дегляциации шельфа. Взяв за основу свое понимание возраста этих морен, Т. Воррен (Vorren et al., 1988) и Я. Ландвик (Landvik et al., 1998) пришли к выводу, что уже к 15 тыс. л.н. освободились от льда западные желоба, а к 12 тыс. л.н. — и все основные площади шельфа.

Среди доказательств недавнего оледенения шельфа А. Сольхейм и др. (Solheim et al., 1990) называют крупный комплекс параллельных ложбин и гряд длиной по 100—500 м, который обнаружен в верховье правой составляющей Медвежинского желоба. Этот рельеф — типичный флютинг, выработанный в ложе движущегося ледника; его элементы вытянуты с северо-запада на юго-восток. Эти ложбины и гряды «вылеплены» из плотных глин основной морены, а сверху покрыты тонким слоем голоценовых илов. Отсюда следует, что на дно Баренцева моря налегал ледниковый покров и что возраст последнего — ошашковский, поздневалдайский.

Наконец, согласно карте Б.Н. Котенева и др. (1976), вдоль западного края шельфа, между мысом

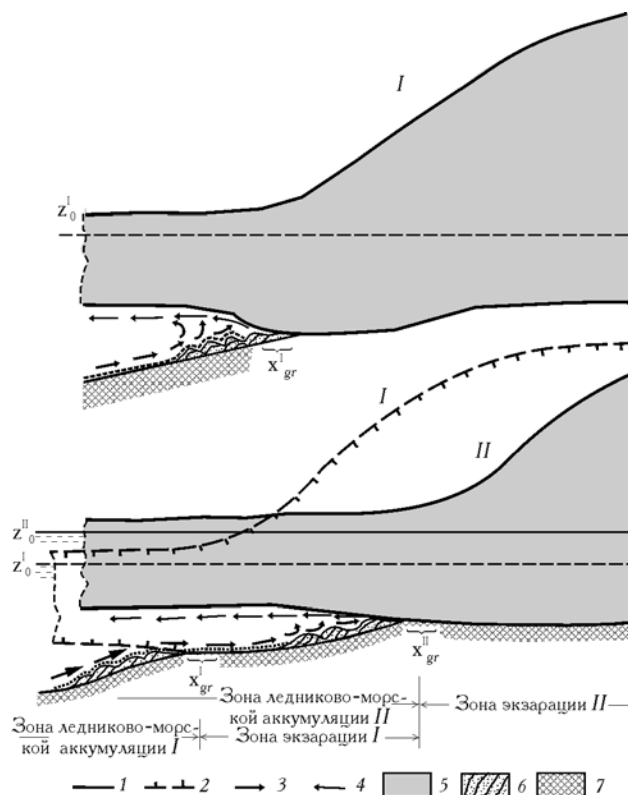


Рис. 24. Механизм выработки подводных террасовидных бенчей совместным действием ледниковой эрозии, абразивной работы «приливного насоса» и перемыыва обломочного материала глубинными волнами (по: Гросвальд, 1982)).  $Z_0^I$  и  $Z_0^{II}$  — последовательные положения уровня океана;  $X_{gr}^I$  и  $X_{gr}^{II}$  — зоны суточных миграций линии налегания; 1, 2 — контуры последовательных профилей ледникового покрова; 3, 4 — циркуляция под ледником-шельфом; 5 — лед; 6 — подледниковые аккумулятивные формы; 7 — коренное ложе

Fig. 24. The mechanism of working the terrace-like benches by combined action of glacier erosion, abrasion work of "tidal pump" and washing of debris by deep-water waves (after: Гросвальд, 1982)).  $Z_0^I$  and  $Z_0^{II}$  — successive sea level states;  $X_{gr}^I$  and  $X_{gr}^{II}$  — zones of daily migrations of the grounding line; 1, 2 — contours of successive profiles of the ice sheet; 3, 4 — circulation under ice shelf; 5 — under ice accumulative forms; 6 — bedrock

Нордкап в Норвегии и Южным на Шпицбергене вытянуты две зоны грядово-холмистого рельефа, приуроченные к глубинам 80—150 и 220—300 м. Самая глубокая из них, внешняя, продолжается на юго-запад, на Норвежский шельф, где она переходит в моренный пояс Эгга, датируемый ПЛМ. Факт сочленения этих зон или поясов, а значит слияния ледниковых покровов Баренцева моря и Скандинавии, был затем подтвержден Б. Андерсеном (Andersen, 1981).

**Проблема «затопленных береговых линий».** На карте Б.Н. Котенева и других можно видеть и подводные террасовидные ступени, параллельные обеим моренным зонам. Это — три глубинных уровня: 70—80, 160—200 и 250—350 м, которые еще недавно

считались затопленными береговыми линиями. Одна из сторонниц данной точки зрения, М.В. Кленова (1948, с. 448), допускала, что эти формы — суть следы низких уровней океана, выработанные волновыми процессами во время эвстатических регрессий, связанных с днепровским и валдайским оледенениями. По ее гипотезе, в эпоху первого из них возникла 200-метровая береговая линия, в эпоху второго — береговая линия со средней глубиной 70 м. При этом она сама понимала, что данная гипотеза несовместима ни с оледенением Баренцева шельфа, ни с гляциоизостатическими движениями его коры.

По нашей модели (Гросвальд, 1982), подводные террасовидные ступени Баренцева моря (как, кстати, и ряда других морей, в частности Берингова) — вовсе не береговые линии, а *эрозионные бенчи*, выработанные в зоне контакта «морского» ледникового покрова с океаном, у линии налегания шельфового ледника, возникавшего на этом контакте. Такие бенчи образуются в подводных условиях, иногда на глубинах во многие сотни метров, и потому не могут служить индикаторами древних уровней моря. Согласно авторской гипотезе, в выработке подводных террасовидных бенчей совместно участвуют ледниковая эрозия, абразионная работа «приливного насоса» и перемыв обломочного материала глубинными волнами (рис. 24).

**Выводы.** Таким образом, в ледниковые эпохи, которые многократно повторялись в последние 2,3—2,5 млн лет, Баренцево-Карский шельф превращался в сплошную область экзарации и сноса. След этих процессов в разрезе чехла его поверхностных отложений — региональная поверхность несогласия. Ниже этой поверхности — глубоко эродированные коренные, в основном мезозойские породы, выше — тонкая пачка ледниковых и ледниково-морских отложений позднего валдая, перекрытая морскими илами голоцена. В ледниковые максимумы, включая последний из них, ПЛМ, продукты экзарации сбрасывались в прилежащие моря, поэтому на самом шельфе сохранились лишь те конечно-моренные гряды, которые маркируют этапы убывания последнего оледенения.

### 2.2.6. Краевые ледниковые образования приморской суши

Краевые ледниковые образования, или *конечно-моренные пояса*, широкой зоны суши, примыкающей к Баренцево-Карскому шельфу с юга, служат решающим аргументом, указывающим на его сплошное оледенения в позднем неоплейстоцене.

На *севере Европейской части России* отдельные участки конечно-моренных поясов отмечались многими исследователями, начиная с В. Рамсея и А.А. Григорьева (см. обзоры в: (Гросвальд, 1983, с. 79, 80, 305)). Согласно имеющимся описаниям, эти комплексы представлены системами холмисто-

грядовых форм высотой от 20 до 50 м, сложенных суглинками и песками с гравием, галькой и валунами. С севера к ним примыкают площади холмистой морены с «насаженными» камнями и озами, с юга — формы гляцио-флювиальной и озерной аккумуляции.

Со времен Рамсея (Ramsay, 1912/1913) известно, что в простирации краевых образований здесь ясно выражены два направления — северо-восточное, характерное для конечных морен Скандинавского ледникового покрова, и широтное, указывающее на движение льда с севера. Смена первого направления на второе происходит вблизи меридиана Канина: как выяснила М.А. Лаврова (1946), уже на побережье Чёшской губы моренные гряды — это дуги с фронтом, обращенным на юг, что можно объяснить только напором льда со стороны Новой Земли и Баренцева моря. О таких же моренах Печорской низменности писали Ю.Л. Рудовиц (1947), И.И. Краснов (1948б), М.А. Спиридонов и С.В. Яковлева (1961).

**Северо-восток Русской равнины. Вклад А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко.** Долго оставалось неясным, образуют ли широтные моренные гряды сплошной пояс или это фрагментарные формы, созданные льдом разных ледниковых центров. Ответ на этот вопрос дал А.С. Лавров. Сначала, в 1973—77 гг., он показал, что широтные краевые образования береговой зоны Баренцева моря выстраиваются в несколько непрерывных поясов, которые тянутся от бассейна Мезени, где они смыкаются с моренами Скандинавского щита, до Пай-Хоя и Полярного Урала, и что ими образовано несколько лопастных выступов — Мезенский, Чёшский, Печорский и Колвинский, ориентированные на юг и юго-запад (Лавров, 1973, 1977). Тогда же, совместно с А.Х. Арслановым, он установил и их возраст, предварительно отнеся эти образования ко времени последнего (осташковского) оледенения. А самые молодые морены низовьев Печоры, по их данным, образовались уже в голоцене, сразу после 9 тыс. л.н. (Гросвальд и др., 1974; Лавров, Потапенко, 2005).

Новый вариант той же карты, появившийся в 1987 г. (Арсланов и др., 1987), представил другую границу максимальной стадии последнего оледенения. На Печорской низменности она шла от верховьев Печоры к устью ее левого притока Лем-Ю и далее в низовья Ижмы и Цильмы, т.е. простиралась с северо-запада на юго-восток. С этой границей Лавров увязал террасу Печорского приледникового озера, показав, что при уровне 150 м его вода могла сбрасываться через Мыльвинский и Кельтминский спиллвеи на юг, в Каму, Волгу и Хвалынский бассейн Каспия. По этой карте я смог составить схему главных элементов системы краевых образований последнего Баренцево-Карского ледникового покрова, которая многократно публиковалась в период с 1988 по 2004 г. (Гросвальд, 1988а; и др.). По сравнению с реконструкциями 1977—1983 гг. «новая» граница покрова в ПЛМ оказалась сдвинута к югу на 200—250 км, а ее простираение стало соответствовать

центру растекания льда, лежащему не на Баренцевом, а на Карском шельфе. Следуя пространственной логике этой схемы, остальные моренные пояса «Баренцевоморского сектора» (Чеботарева, 1977) приходилось относить к более поздним, чем ПЛМ, ледниковым стадиям, что мы с тех пор и делаем (Гросвальд, 1983; и др.).

Более развернутое изложение своих материалов А.С. Лавров и Л.М. Потапенко представили в начале нового века (2005). Подтвердив географию границ последнего оледенения, намеченную в 1987 г., они показали, что в пределах Печорской низменности фронт поздневалдайского ледникового покрова маркирован длинным Северодвинско-Печорским поясом конечных морен, который состоит из двух частей — *Тимано-Ижемского* и *Лемъюского* конечноморенных валов. Оба вала четко выражены в рельефе и только на пересечении с Печорой второй вал размыт, как я думаю, — катастрофическим потоком, следовавшим с севера вдоль обоих склонов Урала (Гросвальд, 1999а). Валу состоят из массивных грядовых форм, сложенных несортированными валунными суглинками, почти всегда смятыми, с чешуйчатой гляциотектонической структурой. С внешней стороны к ним примыкают зандры и поля осадков приледниковых озер, с внутренней — поля озов, камов и прочих позднеледниковых форм. В плане форма пояса простая; для него не характерны ни крутые изгибы, ни узкие лопастные выступы.

Разобравшись в структуре краевых образований, межлопастных массивов и внутрилопастных депрессий северо-восточной части Русской равнины, А.С. Лавров и Л.М. Потапенко выделили на ее площади системы разновозрастных *моренных лопастей*, в которых отражена этапность деградации оледенения за весь период от ПЛМ до раннего (или, как я считаю, среднего) голоцена. Среди этих лопастей — Кожвинская, Лыжская, Лайско-Ижемская, Печорская, Колвинская, Малоземельская и Большеземельская, лежащие к востоку от Тиманского кряжа, и Кулойско-Мезенская и Чёшская, лежащие к западу от него (см. рис. 13, вкл.). Особенно детально, я бы сказал — монографически, ими изучена и закартирована гигантская Печорская лопасть, несущая с собой «огромное количество информации». Судя по геометрии всех этих лопастей и массовым замерам ориентировки индикаторов движения льда, образовавший их лед надвигался на сушу с моря, с северо-востока и севера, особенно со стороны Карского шельфа (хотя по авторам — в основном с Новой Земли).

На той же карте (см. рис. 13) можно видеть и лопасти Скандинавского ледникового покрова — Верхнемезенскую, Вашскую, Пинежскую и Северодвинскую, которые ориентированы на юго-восток. Из анализа карты следует важнейший вывод, что в ее пределах молодые лопасти Баренцево-Карского ледникового покрова, лежащие западнее Тимана, с *резким несогласием* налегают на краевые образования Скандинавского ледникового покрова. Это значит,

что на поздних этапах развития оледенения динамический режим двух великих покровов был резко различным: наземный скандинавский ледник мертвел и отступал, а «морской» Баренцево-Карский — переживал серию коллапсов, расплаывался и перекрывал площади, оставленные «соседом».

Плановый рисунок моренных поясов, обрамляющих более молодые, чем максимальные, лопасти — весьма извилистый, осложненный выступами-языками; границы лопастей проходят по единичным грядам или параллельным грядовым системам. На своих картах я объединяю эти системы в два пояса (Гросвальд, Красс, 1998; Гросвальд, Захаров, 1999)), делая это довольно условно: по геоморфологическим признакам здесь можно было бы выделить и три и четыре пояса (см. карты А.С. Лаврова (1977)). Лопастные выступы молодых поясов — относительно узкие и длинные, их обычная ширина 50—150 км, длина 200—500 км. Среди них особенно примечательны Кулойская, Чёшская, Печорская и Роговская лопасти, или петли, причем почти каждая из них состоит не из одной, а из нескольких вложенных моренных дуг, а их внутридужные участки «разлинованы» продольными друмлинами и флютингом (Лавров, 1981; Лавров, Потапенко, 2005).

В молодых моренных лопастях области я вижу «отпечатки» концов ледяных струй, на которые делился широкий Карский поток в ходе его течения через Большой Пролом. Так, система из Чёшской и Печорской лопастей, скорее всего, образована двумя широкими струями, состоявшими из льда, прошедшего по ложбине Карских Ворот, а затем разрезанного надвое выступом Тимана; Кулойская лопасть, видимо, создана ледяной струей Югорского Шара; Роговская и ее узкая «соседка» с востока — струями, прошедшими через седловины Пай-Хоя. Столь тесная связь лопастей с проливами и межгорными проходами, отстоящими от них на 400—600 км, свидетельствует, что создавший их лед был тонким, а его движение — быстрым. Судя по форме лопастей, образующих *второй* (после максимального) конечноморенный пояс, он явно возник при одном из коллапсов Баренцево-Карского покрова, имевшем место в период убывания оледенения. От этого говорят и уже упоминавшиеся поля флютинга, или желобчатой морены, отмеченные А.С. Лавровым на многих участках Печорской низменности.

*Возраст рельефообразующей морены.* А.С. Лавров и Л.М. Потапенко внесли ясность и в вопрос о возрасте последнего оледенения области. Впрочем, Лавров уже давно пришел к выводу, что это оледенение — поздневалдайское, осташковское. Об этом писал и я, руководствуясь в основном *географией* Северодвинско-Печорского пояса конечных морен, его позицией на продолжении бологовского, т.е. тоже «максимального» моренного пояса скандинавских краевых образований. Учитывал я и предварительные данные А.С. Лаврова и Х.А. Арсланова по стратиграфии неоплейстоцена Печорской низменности: во



многих ее долинах — Шапкиной, Хвостовой, Созьвы, Соймы, — они получили серии  $^{14}\text{C}$ -датировок по древесине и торфу, которые отбирались из-под рельефообразующей морены и дали возраст от 25 до 40 тыс. л.н. Причем уже в 1970-е годы такие даты насчитывались десятками (Арсланов и др., 1987; Гросвальд, 2004а), а теперь их много больше (Андреичева, 2002; Лавров, Потапенко, 2005).

В новой работе А.С. Лавров и Л.М. Потапенко, действуя совместно с Х.А. Арслановым, провели ревизию геологических, палеоботанических и геохронологических данных по опорным разрезам области, в первую очередь по участкам «Гарево», «Кипиево» и «Шапкина», установив, что на всей площади северо-востока Русской равнины выявляется маркирующий горизонт — микулинские межледниковые слои морского, эстуарного и озерного генезиса, и что все вышележащие слои, образованные в ниже- и средневалдайское время, состоят только из аллювиальных и озерно-болотных отложений. Два десятка новых датировок по  $^{14}\text{C}$ , полученных в одной из лучших лабораторий страны, вкпе с детальными данными по соответствующим палинозомам показали, что верхи среднего валдая образованы в *прохладный межстадиал*, который предшествовал последнему покровному оледенению области и был *моложе 33 тыс. лет*. Авторы не сомневаются, что во всем позднем неоплейстоцене северо-востока Русской равнины именно это оледенение было максимальным.

*Возраст «Бызовой» и других стоянок.* Многие считают, что «лавровской» границе последнего оледенения противоречит возраст археологических стоянок, которые лежат к северу от Северодвинско-Печорского пояса конечных морен, в частности «Бызовой», «Пымва-Шор» и «Мамонтовой Курьи». Определенный по костным остаткам стоянок, этот возраст колеблется от 37 до 10 тыс. лет, причем данные остатки нигде не перекрыты мореной последнего или какого-либо иного оледенения. В этой связи одни, такие как Б.И. Гуслицер и др. (1985) и Л.Н. Андреичева (2002), отодвигают границу последнего оледенения области далеко на север, а другие, как В.И. Астахов и Я. Мангеруд (Астахов и др., 2000), вообще отрицают это оледенение северо-востока Европы.

Не приняв эти утверждения на веру, А.С. Лавров и Л.М. Потапенко провели тщательное геологическое обследование стоянок и их окружения и выяснили, что артефакты верхнего палеолита, обнаруживающиеся на стоянках, находятся во *вторичном залегании*: они включены в размытые и смещенные массы и поэтому «непригодны для стратиграфических корреляций и палеогеографических реконструкций» (2005, с. 24).

*Возраст нашего второго пояса,* который соответствует Кулойско-Мезенской, Печорской и Колвинской моренным лопастям Лаврова и Потапенко, должен быть позднеледниковым. Как уже говорилось, эти лопасти возникли при гравитационном коллапсе

Баренцево-Карского покрова, то есть на одном из этапов его распада. Теперь, когда этот пояс протянут на запад в Беломорско-Кольский район, данное заключение мы смогли уточнить по геологическим и радиоуглеродным данным (см. ниже). Это стало возможным, так как моренные гряды второго пояса оконтуривают Беломорскую лопасть, а она, как это установлено в поле и по аэроснимкам, *налегает* на краевые образования системы Сальпаусселькя-Ругозеро, имеющие возраст около 10,5 тыс. лет. Так что и эти образования, и весь второй пояс следует относить к концу плейстоцена — началу голоцена, в связи с чем я и назвал его «*пограничным*» (Гросвальд, Захаров, 1999).

Наш *третий* пояс ограничивает Малоземельскую и Большеземельскую лопасти Лаврова и Потапенко. Его возраст еще более молодой: он лежит севернее второго, ближе к центру растекания древнего льда, и уже в силу этого должен быть моложе «пограничного», т.е. заведомо голоценовым. Как подчеркивает А.С. Лавров, обе эти лопасти, а значит и весь третий пояс, образованы широкими валами подледникового *выдавливания*, или «субгляциальными компрессионными моренами» (Лавров, 1981). Эти морены сложены валунным суглинком, реже песками, моренные валы имеют высоты до 50—70 м и ширину 2—5 км, их поверхности осложнены множеством параллельных грядок, вытянутых вдоль оси валов, чем подчеркивается свежесть рельефа этих форм.

Тот факт, что такие формы создавались выдавливанием пород из-под краевой зоны ледника, указывает на частично талое состояние ложа, хотя в этом процессе (экструзии) наверняка участвовали и блоки мерзлых пород (см. рис. 18). По тем же причинам валы «компрессионных морен» всегда содержат ядра из деформированных пород ложа. Подобное состояние ложа — косвенное подтверждение голоценового возраста морен третьего пояса. В качестве классического примера морены такого рода А.С. Лавров и Л.М. Потапенко (2005) приводят Лайско-Адзвинскую гряду, обрамляющую фронт Колвинской лопасти. О свежести ее рельефа дает представление рис. 25.

Самый известный разрез вала «компрессионной морены», «*Вастьянский Конь*», лежит на правом берегу Печоры в 150 км от ее устья. Его верхняя часть сложена валунным суглинком — основной мореной с гляциодинамическими текстурами. Мощность ее — от 5 до 25 м. Морена образует пологий антиклинальный свод, а в его ядре выходит дислоцированная песчаная толща большой мощности, которая содержит многочисленные прослои аллохтонного торфа, внедрения снизу громадных клиновидных блоков черных морских глин и языковидные внедрения сверху валунного суглинка. По прослоям торфа есть много датировок, которые, однако, не дают какого-либо представления о возрасте вала. Этот разрез исследовался многими, в том числе С.Л. Троицким, О.Г. Эпштейном, Ю.А. Лаврушиным и участниками

проектов PECHORA и QUEEN, и интерпретировался по-разному.

По А.С. Лаврову и Л.М. Потапенко (2005), огромное обнажение «Вастьянский Конь» (высота 30—60 м, длина свыше 2 км) вскрывает фронтальную часть вала, созданного процессами экструзии, связанными со статической нагрузкой ледниковых масс, которые сохранялись на площадях северо-восточнее разреза. Авторы подчеркивают, что все это сооружение, его напорные валы, созданы не горизонтальным давлением края активного ледника, а статической нагрузкой *пассивного* льда. Так что, по их заключению, валы такого типа могли возникать лишь на «тех или иных этапах стабилизации ледникового края» (с. 88). Тем не менее и здесь ледниковый напор имел не только вертикальную, но и горизонтальную составляющую, которая была направлена с северо-востока на юго-запад.

*Коллапс и сёрджи стадии «Мархида».* Если морены подлёдного выдавливания, представленные в разрезе «Вастьянский Конь», образованы пассивным льдом и маркируют рубежи стабилизации ледникового края, то другие морены, возникшие в стадию *мархида*, документируют этап резкой *активизации* оледенения. Разрез, доказывающий реальность этой стадии на Нижней Печоре, был изучен А.С. Лавровым в 1971—1978 гг., а его первое описание появилось в 1970-х годах и с тех пор много раз повторялось (Гросвальд и др., 1974). В новой книге первооткрывателей характеристика и интерпретация разреза «Мархида» даны с максимально возможной детальностью.

Этот разрез расположен на Печоре у деревни Мархида, в двухкилометровом обнажении ее правого берега. При каждом паводке он отступает на 5—8 м, так что это обнажение с каждым годом обновляется. Здесь, в обрывах высотой 15—20 м, снизу вверх выходят:

(1) рыхлые аллювиальные пески, сортированные и слоистые (до высоты 7—10 м);

(2) основная морена ошашковского оледенения — грубые плотные суглинки, плитчатые, с включениями грубых обломков; их контакт с подстилающими песками резкий, экзарационный; мощность морены изменчивая, от 10 до 4—5 м, местами она вообще выклинивается;

(3) небольшие по мощности линзы озерных супесей, которые выполняют впадины на поверхности основной морены; в основании этих линз — прослойки торфа с древесными остатками, по которым сделано до двух десятков  $^{14}\text{C}$ -определений, показавших возраст от 9,0 до 9,6—9,8 тыс. л.н. (Гросвальд и др., 1974; Лавров, Потапенко, 2005);

(4) чешуйчатая морена, созданная сёрджем «Мархида-1», которая налегает на озерные супеси и дислоцирована вместе с ними. Вся эта толща разбита на пластины толщиной в первые метры, которые под углами до 40—60° надвинуты друг на друга, vzdymаясь к югу, вверх по течению Печоры. Как пишут Лавров и Потапенко, в «классических» случаях верх-

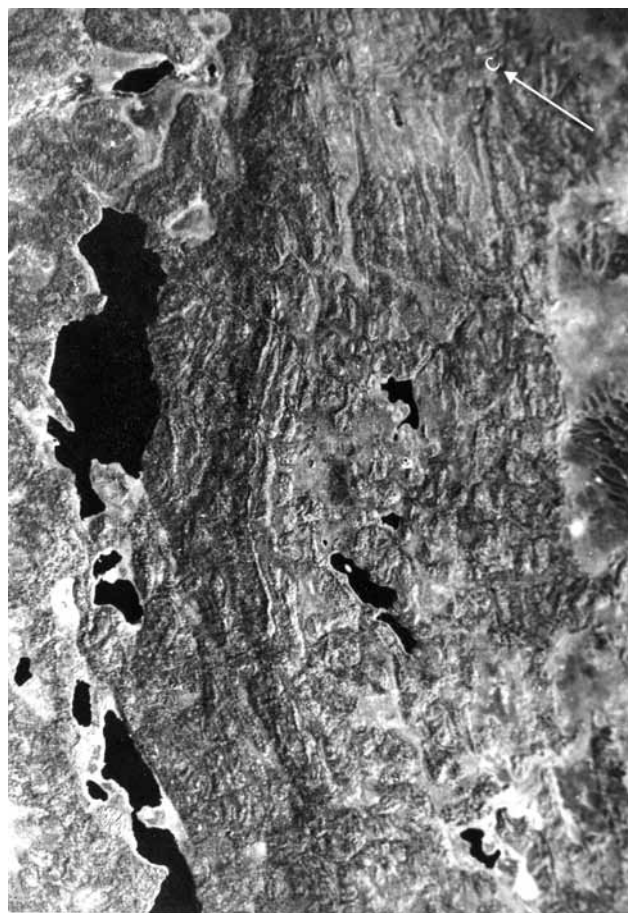


Рис. 25. Фрагмент голоценовой Лайско-Адзвискской гряды (по: (Лавров, Потапенко, 2005)). Обращает на себя внимание крайняя свежесть ее ледникового рельефа — четкость и параллельность отдельных гряд, первичная форма приледниковых озер. В долинах пересекающих рек известны только голоценовые террасы

Fig. 25. Fragment of the Holocene Laysko-Aszviskaya Ridge (after: (Лавров, Потапенко, 2005)). Note: utterly freshness of its relief, expressed in precision and parallelism of separate ridges, initial shape of near-glacier lakes. Holocene terraces are known only in the valleys of the crossing rivers

ние части этих чешуй представлены пакетами ритмично-слоистых озерных отложений, взброшенных по надвиговым поверхностям снизу вверх (рис. 26); эта чешуйчатая морена включает остатки торфа и древесины, в том числе обломки стволов с диаметром до 11,5 см. Они показали возраст, близкий к 9,0 тыс. лет, что на 500—600 лет моложе дат, полученных по растениям и торфу, взятых из-под озерных супесей. Этот результат был, по существу, подтвержден Я. Тверангером (Tveranger et al., 1995), который, датировав ту же морену через 20 лет после Х.А. Арсланова, получил возраст 8 690 и 8 480 л.н.;

(5) морена, отложенная сёрджем «Мархида-2» — поверхностная толща плотного темно-серого суглинка, с экзарационным перерывом налегающего на нижележащую морену. На крупных валунах, вдавленных в эту морену, обнаружены штрихи и борозды,



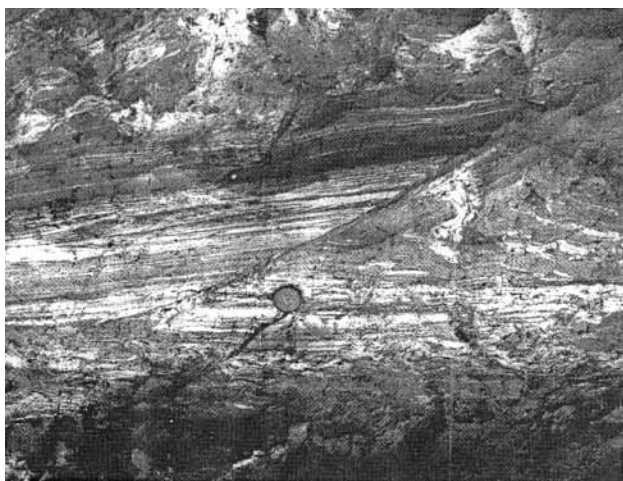


Рис. 26. Фрагмент разреза чешуйчатой морены, образованной сёрджем «Мархида-1» (по: (Лавров, Потапенко, 2005)). Пластины толщиной в первые метры, состоящие из слоистых озерных отложений, взброшены по надвигам снизу вверх под влиянием давления с северо-востока на юго-запад

Fig. 26. Fragment of regular moraine formed by "Markhida-1" surge (after: (Лавров, Потапенко, 2005)). Slabs of meters in thickness, consisting in laminated lake deposits, are located along thrusts bottom-up under the stress from NE towards SW

ориентированные с ССВ 20 и 30°. Как предполагают авторы, в этом (втором) сёрдже участвовала «огромная плита мореносодержащего льда, которая скользила по моренным массам первого сёрджевого потока» (Лавров, Потапенко, 2005, с. 108).

Весь геоморфологический ландшафт бассейна Нижней Печоры показывает, что на его площади отчетливо выражена система широких и длинных моренных языков, которые ориентированы на юг и юго-запад и в ряде мест *прорывают* топографический барьер, создаваемый границей Малоземельской моренной лопасти. На картах 33 и 42 Лавров и Потапенко документально точно показывают, как языки, имеющие ширину в 15–20 км, преодолевают валы субгляциальной компрессионной морены — «Вастьянский Конь» и другие. Судя по их форме, эти языки — суть комплексы гляциотектонических чешуй, а тот факт, что они всюду (а не только на участке «Мархиды») *надвинуты* и на голоценовые морены типа «Вастьянский Конь», и на линзы озерных отложений с голоценовыми датами (Лавров, 1981), говорит о том, что их возраст голоценовый, что они моложе 9 тыс. лет. А судя по ширине фронта, на котором шли прорывы «мархидских языков», внезапная активизация оледенения, ставшая их причиной, имела отнюдь не локальный характер.

Первоначально мы связывали стадию «Мархида» с сёрджем, который был вызван чисто гляциодинамическими причинами. Возможно, однако, что это и не так, что причиной, триггером мархидских сёрджей была резкая климатическая осцилляция, ощу-

тимая в масштабах материка или даже полушария. Во всяком случае по времени стадия «Мархида» практически совпала с крупнейшей за голоцен холодной аномалией, выявленной при анализе гренландского ледяного керна (Klitgaard-Kristensen et al., 1998). Правда, ее пик имел место около 8,2 тыс. л.н., однако ему предшествовал довольно продолжительный этап похолодания, который начался около 8,6 тыс. л.н. (Rohling, Pälike, 2005). Скорее всего, он был вызван дегляциацией пролива Фрама и первым (за голоцен) выбросом льда и талой воды из Северного Ледовитого океана в Северную Атлантику, а это не могло не приостановить и ее термохалинную циркуляцию, и «Брокеровский конвейер» (Tarasov, Peltier, 2005). Во всяком случае, мы видим: стадии «Мархида» соответствует особая «зарубка» на климатической шкале Гренландии и Европы, и место ее — в *голоцене*.

Однако сейчас данная точка зрения — не единственная. Есть и другая, согласно которой и стадия «Мархида», и синхронные ей конечно-моренные пояса Русского Севера имеют средне- или ранневалдайский возраст (Астахов и др., 2000; Mangerud et al., 1999). Поэтому их хронология нуждается в особом рассмотрении, что мы и сделаем на материале Беломорско-Кольской области.

#### *Позднеледниковые Беломорско-Кольской области.*

Эта область лежит в зоне контакта двух великих ледниковых покровов — наземного Скандинавского и «морского» Баренцево-Карского. За долгий период ее исследований сложилось представление, что и в ПЛМ, и на этапе дегляциации Белое море и Кольский полуостров находились в сфере воздействия Скандинавского ледникового покрова, что в наиболее законченном виде воплотилось в модели С.А. Стрелкова и др. (1976). Эта модель (рис. 27) до сих пор поддерживается большинством исследователей (Бахмутов и др., 1991; Евзеров, Николаева, 2000; Ekman, Ijij, 1991; Lundqvist, Saarnisto, 1995). Между тем она вопиюще противоречит геоморфологии области, в чем легко убедиться, сравнивая ее с материалами аэрокосмической съемки (рис. 28, см. вкл., с. 81). В самом деле, на рис. 27 грядовые формы юго-востока полуострова, Терские Кейвы, образуют левые кулисы — тогда как на фото они *правые*; северные концы этих морен изгибаются к востоку — тогда как на фото 28 они изгибаются на *запад*; Терские Кейвы показаны более древними, чем морена Ругозеро — тогда как из фото следует, что они *моложе* этой морены; наконец, рисунок показывает остаточный Понойский щит и его морены — тогда как на фото нет ни того ни другого (Гросвальд, Захаров, 1999).

Эти и другие факты вызвали к жизни новую трактовку геоморфологии области, согласно которой на этапе убывания оледенения, когда скандинавский лед из рассматриваемой области отступил, его место занял другой, баренцево-карский, лед, трансгрессировавший сюда с северо-востока. Главную роль в этом вторжении играл крупный апофиз Баренцево-



Рис. 27. Схема краевых образований Беломорско-Кольской области, составленная на базе модели С.А. Стрелкова и др. (1976). Данная модель принята на вооружение европейскими экспедициями (Lundqvist, Saarnisto, 1995)

Fig. 27. Scheme of marginal formations of Belomorsko-Kola region, compiled on the basis of S.A. Strelkov at al. (Стрелкова и др., 1976) model

Карского покрова, который мы назвали *Беломорской лопастью* (Гросвальд, Красс, 1998).

Первая реконструкция Беломорской лопасти базировалась на новой трактовке строения гряд Терские Кейвы, которые известны давно, но понимались неверно. Терские Кейвы — это система из трех моренных гряд, расположенных кулисообразно; они сложены песчано-галечным и галечно-валунным материалом, включающим илы с морской фауной (Чувардинский, 1998), и на 250 км вытянуты вдоль юго-восточного берега полуострова. До недавнего времени одни считали их краевыми формами гипотетического Понойского щита, помещаемого в центр полуострова, другие — левыми боковыми моренами Кандалакшской лопасти Скандинавского щита. Однако наш анализ показал, что здесь мы имеем дело с *правыми* боковыми моренами ледниковой лопасти, вторгавшейся в Белое море с Баренцева шельфа. Об этом свидетельствует следующее:

(1) ориентировка кулис, образованных грядами морены. Поскольку они *правые*, что следует из рис. 28 и 29, они могли возникнуть только у края ледника, двигавшегося по Горлу Белого моря на юго-запад;

(2) продольные уклоны Терских Кейв, устанавливаемые по высотным отметкам их основания. Эти отметки закономерно снижаются на юг и юго-запад:

между реками Поной и Стрельна — падают от 280 до 120 м, между Стрельной и Варзугой — от 180 до 130 м, а к западу от Бабозера, где по отдельным фрагментам восстановлена третья ветвь морены, ее основание снижается от 140 м до уровня моря (Гросвальд, Лаптева, 2001). Такое направление уклонов совместно лишь с ледяным потоком, двигавшимся на юго-запад;

(3) соотношение Терских Кейв с краевыми образованиями Кандалакшской лопасти. Если на рис. 27 первые их продолжают, то по данным рис. 28 и 29 они их *пересекают*, «накладываясь» на эти образования в районе Бабозера.

Так что подчеркну: ледниковая лопасть, которая отложила боковые морены Терских Кейв, была апофизом Баренцево-Карского ледникового покрова, и ее лед двигался с Баренцева шельфа в глубь Белого моря.

С наступаниями края Баренцево-Карского покрова связаны и два других моренных пояса Кольского полуострова, южный и северный, которые мы назвали «*продольными*» (Гросвальд, Захаров, 1999; Гросвальд, Лаптева, 2001). Они отстоят друг от друга на 50—70 км и протягиваются с юго-востока на северо-запад, один — южнее долины Поной, другой — севернее нее. Плановая форма поясов указывает на

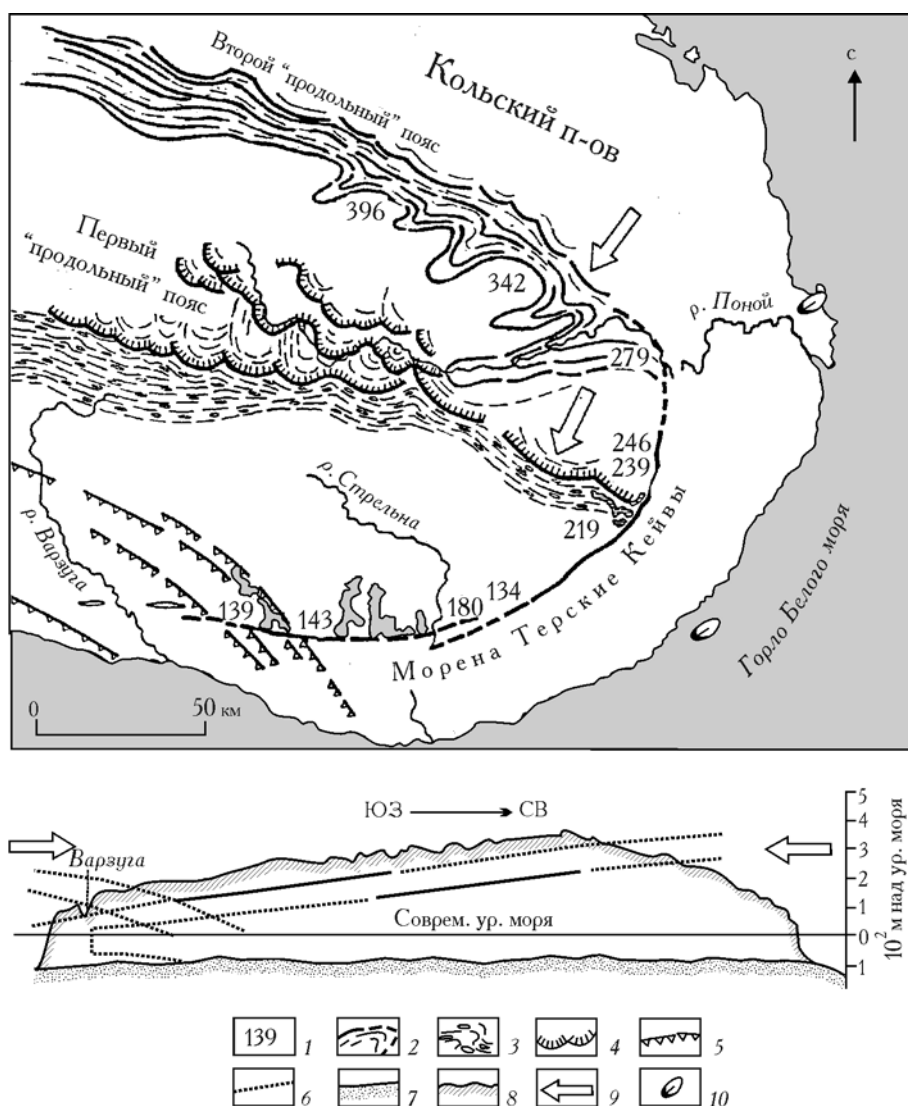


Рис. 29. Краевые ледниковые образования (Терские Кейвы и др.) Кольского полуострова (по: (Гросвальд, 1996б; Гросвальд, Лаптева, 2001)): 1 — высотные отметки поверхности коренных пород; 2 — конечные и береговые моренные гряды; 3 — прочие гряды «продольных» поясов; 4 — гляциодислокации; 5 — гряды и каналы, маркирующие край Канда拉克шской лопасти Скандинавского ледникового покрова; 6 — поверхности ледниковых лопастей (на профиле); 7 — морское дно; 8 — поверхность полуострова; 9 — направление движения льда; 10 — пункты находки новоземельской эрратики

Fig. 29. Marginal glacier formations (Terskie Keivy and others) of Kola Peninsula (after: (Гросвальд, 1996б; Гросвальд, Лаптева, 2001)): 1 — elevations of the bedrocks; 2 — terminal and flank moraine ridges; 3 — other ridges of "longitudinal" belts; 4 — glacioclacations; 5 — ridges and channels marking a boundary of Kandalaksha blade of the Scandinavian Ice Sheet; 6 — surfaces of glacier blades (on the profile); 7 — sea bottom; 8 — surface of the peninsula; 9 — ice flow direction; 10 — points of findings of the Novaya Zemlya erratics

их связь с ледниковым фронтом, обращенным на юго-запад.

По космоснимкам первого (южного) пояса видно, что в его строении участвуют четко очерченные гряды, межгрядовые ложбины и озерные ванны, объединенные в морфологически свежий конечно-моренный комплекс. Северные склоны гряд здесь крутые, южные пологие, а гребни гряд на 20—30 м возвышаются над днищами ложбин и на 100—120 м — над уровнем Поной; их пересекают многочисленные каналы стока талой воды. В плане пояс выглядит как система фестонов, создающих узор типа рыбьей чешуи, что типично для гляцио-

тектонических сооружений. В центре пояса — несколько языковых бассейнов с замыкающими системами моренных дуг, с камами, друмлинами и термокарстовыми озерами и впадинами. Мертвый лед, видимо, все еще сохраняется в ядрах многих моренных гряд, на что указывает острота и зубчатость их гребней. Восточный фланг пояса упирается в гряду Терских Кейв и резко обрублен ею.

Второй «продольный» пояс служит северо-западным продолжением Терских Кейв, начинаясь от пункта их пересечения с долиной Поной. Он образован пучком моренных гряд, наложенных на склон береговой возвышенности. Гряды сближаются на

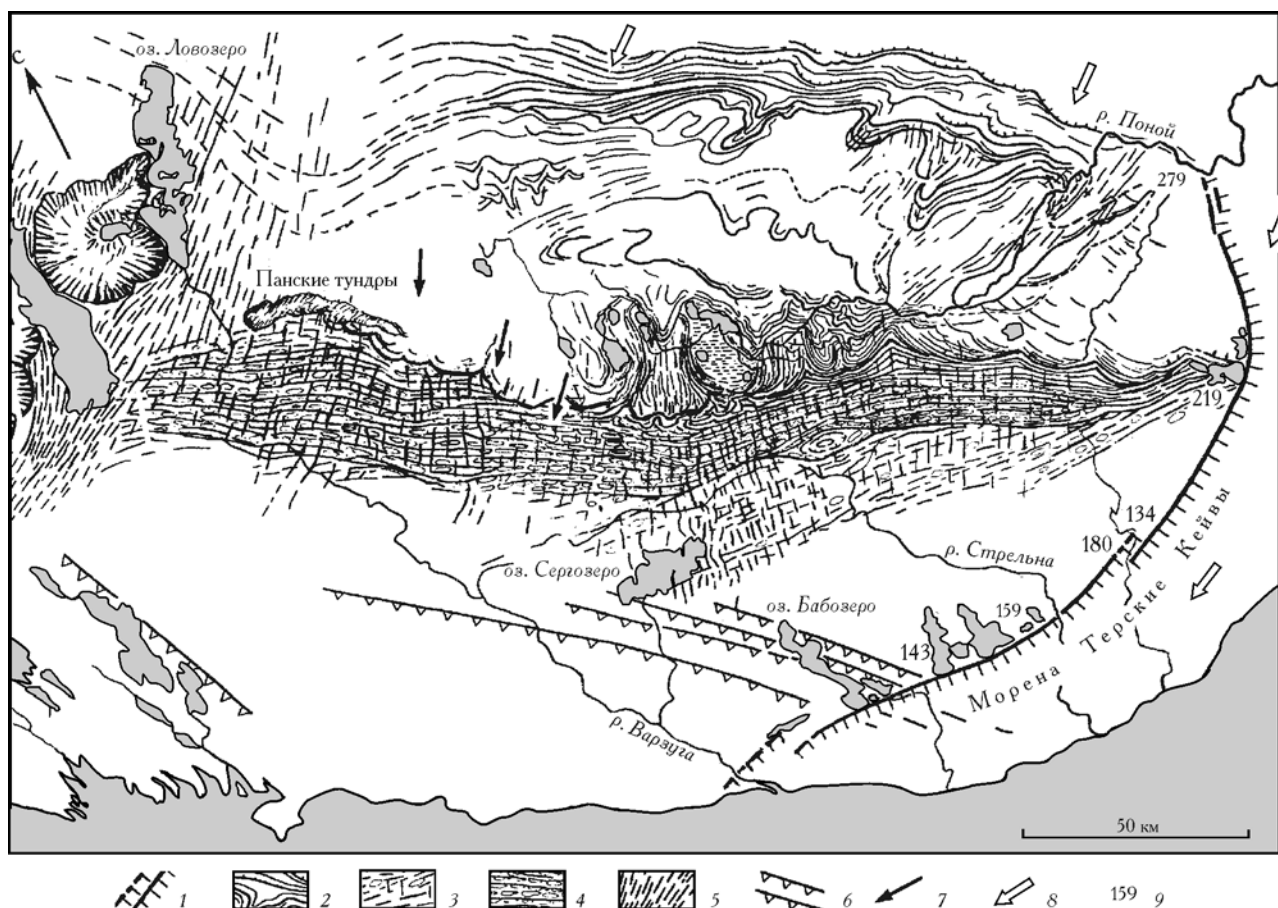


Рис. 31. Сводная карта ледниковых образований Кольского полуострова (по: (Лаптева, 2003)): 1 — краевые морены Терские Кейвы; 2 — морены двух продольных поясов; 3, 4 — разновозрастные (3 — «древняя» и 4 — «молодая») субширотные системы ложбин стока талых вод; 5 — меридиональные ложбины стока напорных вод; 6 — левые краевые образования Кандалакшской ледниковой лопасти; 7 — самые молодые направления смещения эрратики; 8 — реконструированные направления движения материкового льда; 9 — абсолютные отметки основания гряд Терских Кейв

Fig. 31. Combined map of glacier formations of the Kola Peninsular (after: (Лаптева, 2003)): 1 — marginal moraines Terskaya Keiva; 2 — moraines of two longitudinal belts; 3, 4 — sublatitude systems of melt runoff hollows of different age: 3 — «former» и 4 — «young»; 5 — meridional hollows of pressure waters discharge; 6 — left marginal bodies of Kandalaksha glacier blade; 7 — the youngest directions; 8 — reconstructed directions of ice movement; 9 — altitudes of the basement of Terskaya Keiva moraines

крутых участках ее склона и расходятся на пологих, характерная деталь их рисунка — лопастные выступы, направленные на юго-запад. Все эти выступы приурочены к седловинам, в том числе к участкам, где береговую возвышенность пересекают долины Поноя, Лебяжьей и других рек, они представляют собой тонкие («вуалевые») языки, сквозь которые просвечивает субстрат. Материалом, слагающим лопасти, служат в основном морские или озерные илы, в одной из них А.М. Лаптева обнаружила ядро из мертвого льда. Пример таких лопастей — система из трех «вуалевых» языков длиной до 25 км, которые частично перекрывают друг друга на междуречье Югоньки и Альденги (рис. 30 см. на вкл., с. 82).

Возраст рассмотренных морен устанавливается на основе комплекса независимых данных.

Во-первых, как указывалось выше и следует из рис. 28 и 29, юго-западная ветвь Терских Кейв наложена на краевые образования Кандалакшской лопа-

сти и подпруживает Бабозеро, которое заполняет ее краевые ложбины. Поскольку же эта лопасть — часть системы морен Ругозеро — Сальпаусселькя II, образованной 10,5 тыс. л.н. (Mangerud et al., 20016), то возраст Терских Кейв должен быть *моложе* 10,5—10,8 тыс. л.н.

Во-вторых, о времени образования этих морен можно судить по возрасту осадков озера, которое подпруживалось в долине Северной Двины и Вычегды при последнем вторжении льда с северо-востока. На Вычегде их подстилают торфяники с остатками флоры, типичной для позднего дриаса, и с  $^{14}\text{C}$ -датировками 10 460, 10 560 и 10 900 л.н. (Гросвальд и др., 1974), а в низовье Северной Двины, в разрезе Гостинный они включают торф и древесину, для которых получены датировки 9 780, 10 020, 10 160 и 10 240 л.н. (Арсланов и др., 1984).

В-третьих, о том же говорят и данные бурения в Горле Белого моря. Здесь была вскрыта 25-метровая

толща алевроито-песчаных осадков, принадлежащих опресненному водоему, служившему продолжением приледникового озера Северной Двины и Вычегды. Она налегает на ободранную поверхность древних пород и перекрыта морскими осадками среднего голоцена, сама же, по данным анализов, содержит спорово-пыльцевые и диатомовые комплексы позднего дриаса, пребореала и бореала (Воскресенская, Соболев, 1998).

Таким образом, в позднем дриасе—начале голоцена в Белом море и связанных с ним долинах возникло озеро, которое подпруживалось Беломорской лопастью. По всем данным, и это озеро, и Беломорская лопасть существовали около 10 тыс. л.н., на рубеже перехода от плейстоцена к голоцену. Это было время резкого потепления Арктики, столь же резкого роста атмосферных осадков и, как мы считаем, — момент одной из крупных ледниковых катастроф, сопровождавших убывание оледенения, а именно гравитационного коллапса весьма крупного ледникового купола, оставшегося от Баренцево-Карского покрова (Гросвальд, Красс, 1998; Лаптева, 2003).

Мы, кстати, установили, что продольные уклоны Беломорской лопасти составляли лишь 1,0—1,5 м/км, а ее толщина в 180—200 км от конца не превышала 300 м, откуда следует, что она была плоской и тонкой (Гросвальд, 1996а). А Я. Тверангер и др. (Tveanger et al., 1999) определили, что пологим и тонким был и край Карского ледникового щита — на заключительном этапе его жизни. То и другое типично для ледниковых щитов и лопастей, находящихся в состоянии гравитационных коллапсов и сёрджей, при которых ледниковое ложе — талое, а ледяные потоки движутся на водяной подушке (Hughes, 1981; Shoemaker, 1999).

Составленные А.М. Лаптевой (2003) карта ледниковых образований Кольского полуострова (рис. 31) и В.Г. Захаровым (Гросвальд, Захаров, 1999) — палеогеографическая карта Беломорско-Кольской области (рис. 32), показывают ту стадию оледенения региона, когда край льда Горла Белого моря совпадал с Терскими Кейвами. По ним тот же ледниковый покров наступал и на северо-восточное побережье полуострова, оставив свои краевые формы, такие как ярчайше выраженные напорные лопасти, там, где до сих пор рисуется центр фантомного Понойского щита. Что же касается Беломорской лопасти, то, судя по карте, ее плоская, расширявшаяся к концу «лапа» с резким несогласием налегала на более древние ледниковые формы — комплексы борозд и шрамов, выпаханные льдом ванны озер, гряды морен и озв, которые ориентированы с запада на восток, со стороны Скандинавского ледникового щита. Из этого несогласия следует, что скандинавское оледенение отсюда отступало, что имело место в бёллинге или аллерёде, а затем, по завершении позднего дриаса лед здесь появлялся вновь. Но на сей раз он наступал на Беломорско-Кольскую область из другого центра — с северо-востока.

Итак, последнее вторжение льда в Беломорско-Кольскую область произошло около 10 тыс. л.н.; оно имело характер мощного сёрджа, направленного с северо-востока, из центра, находившегося на месте Карского моря. На фоне фантомных схем, которых держатся исследователи Кольского полуострова, эти выводы выглядят простыми и надежными. Все указанные в них границы, векторы и соотношения абсолютно логичны и реальны (что видно на снимках), а возраст вторжения определен с тройной «степенью защиты». В его основе — серии бесспорных датировок, прямое соотношение с мореной сальпаусселькя (которая, в свою очередь, датирована и по  $^{14}\text{C}$ , и по «счету» ленточных глин, и радионуклидным методом (Rinterknecht et al., 2004) и со всеми другими моренами, маркирующими убывание Скандинавского щита, на которые Беломорская лопасть неизменно налегает. Возраст соответствующего коллапса и сёрджа совпал с внезапным потеплением, когда в Гренландии температура резко подскочила на 15—20°, а осадки также резко удвоились (Alley et al., 1993; Johnsen et al., 1995).

Совершенно очевидно, что приведенные факты несовместимы с такими расхожими утверждениями, как ранняя (до 12—13 тыс. л.н.) дегляциация Баренцева шельфа, отсутствие поздневалдайского Карского щита, средне- и ранневалдайский возраст самых молодых морен побережья Баренцева моря (Mangerud et al., 1999; Svendsen et al., 1999). Эти выводы — суть артефакты фиктивных датировок, что будет показано ниже. Здесь же скажу следующее: датировка начала накопления «акустически прозрачных илов» дна Баренцева моря в 0,5 млн лет (у Ю.А. Павлидиса (Аксенов, 1987)), исходящая из скорости их седиментации, равной 0,2 мм/год, несурозна, так как эти илы — суть образования ледниково-морские и их накопление идет на несколько порядков быстрее, чем нормальная седиментация в океане. Так что их возраст должен измеряться сотнями или немногими тысячами лет, т.е. временем таяния всплывшего льда в период последней дегляциации. Кроме того, раз на рубеже позднего валдая и голоцена, около 10 тыс. л.н., лед Карского центра достигал Беломорско-Кольской области, то он просто не мог не погребать также Печорскую низменность, север Западной Сибири и Таймыр. И погребать тогда же, 10 тыс. л.н., а не в среднем или раннем валдае.

**Морены Западной Сибири.** Здесь принципиальные черты географии позднезырянских, или сартанских, краевых ледниковых образований выяснены относительно поздно. А по существовавшим до того схемам, которым следовали В.Н. Сакс (1953, 1963), С.А. Стрелков (1965), В.Д. Дибнер (1970), С.Л. Троицкий (1975), С.А. Архипов и др. (1976) и другие, ледниковые массы попадали в Западную Сибирь с востока и запада — со Средне-Сибирского плоскогорья, Таймыра, с гор Урала и с Новой Земли, сближаясь, но не объединяясь в ее центре. Соответственно, они считали, что в последнее ледниковье, как и сейчас,

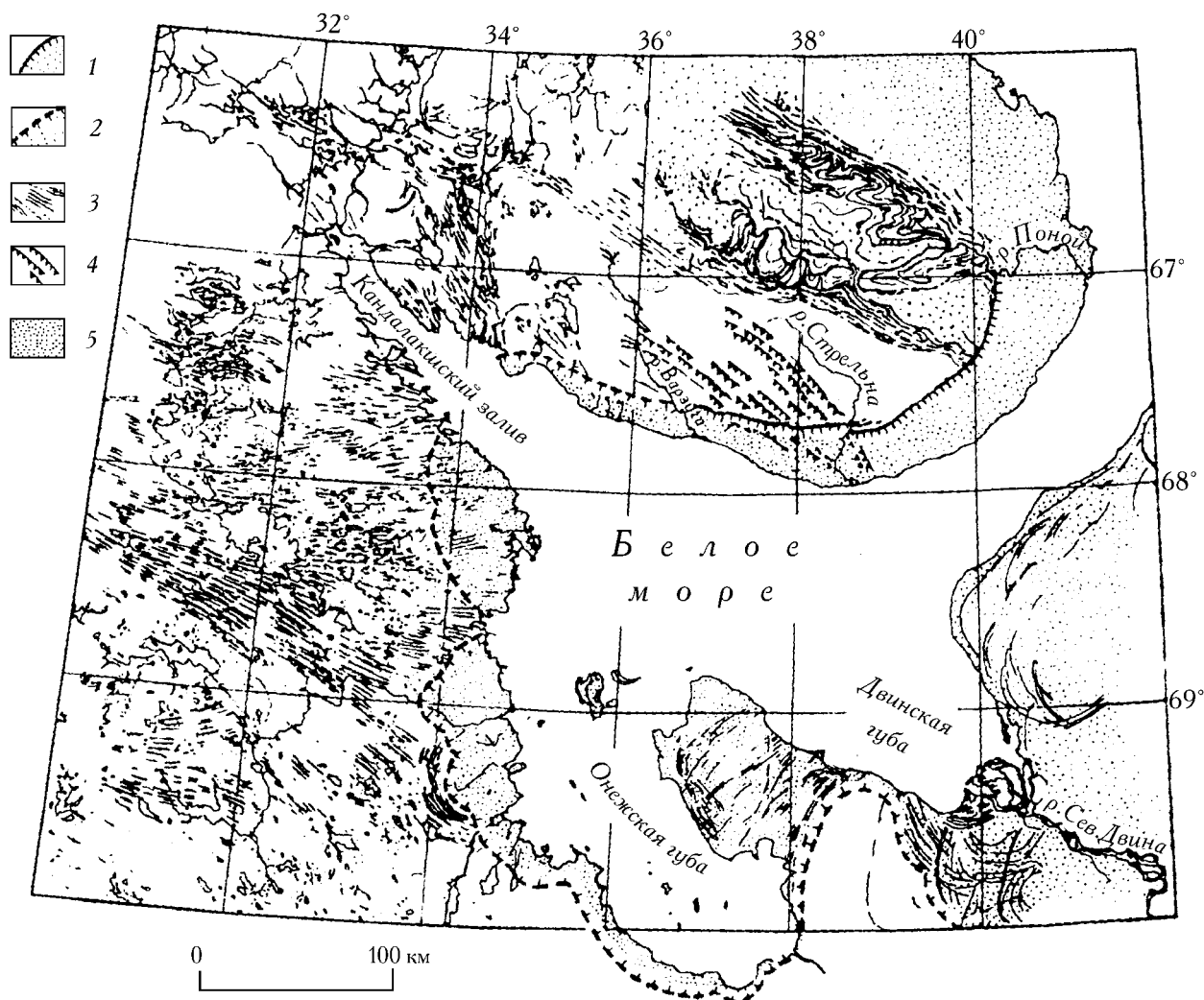


Рис. 32. Беломорско-Кольская область со следами последнего максимального разрастания оледенения (составлено по аэрофотоматериалам В.Г. Захаровым (Гросвальд, Захаров, 1999)). 1, 2 — границы Беломорской ледниковой лопасти: 1 — боковые морены Терские Кейвы, 2 — прочие границы; 3 — линейные ледниково-эрозионные формы; 4 — краевые образования Кандалакшского выводящего ледника; 5 — площадь суши, покрывавшаяся льдом Беломорской лопасти

Fig. 32. Belomorsk-Kolskaya oblast with traces of the LGM (compiled by aero-photo materials of V.G. Zakharov (Гросвальд, Захаров, 1999)). 1, 2 — margins of Belomorskaya glacier blade: 1 — flank moraines Terskie Keivy, 2 — other boundaries; 3 — linear glacioerosion forms; 4 — marginal formations of Kandalaksha outlet glacier; 5 — the area of land covered with Belomorskaya blade

сибирские реки несли свою воду на север, в Северный Ледовитый океан.

Отход от этой системы взглядов произошел лишь в конце 1970-х годов, чему способствовало несколько открытий. Среди них следует назвать три. Первое — установление факта (путем  $^{14}\text{C}$ -датирования), что возраст озерных террас, известных в бассейне Оби, не средне- и раннечетвертичный, как ранее считалось, а позднезырянский, сартанский (Архипов и др., 1973). Второе — выяснение (раздел 2.2.2), что молодая эратика, поступавшая в Западную Сибирь, происходила не столько из Средней Сибири и с Урала, сколько с севера, с шельфа и берегов Карского моря (Астахов, 1976; Каплянская, Тарноградский, 1975; Шелехова, Сухорукова, 1978). А также, что индикаторы движения льда с Пай-Хоя и

Таймыра (раздел 2.2.4) доказывают: именно там, на шельфе Карского моря, находился один из главных центров растекания льда (Гросвальд, 1983). И третье — реконструкция Мансийского ледниково-подпрудного озера, имевшего сток на юг (Волков и др., 1978), и доказательство (путем датирования погребенного аллювия Тургайского спиллвея) его сартанского возраста (Гросвальд, 1983).

Новая концепция сартанского оледенения Западной Сибири впервые появилась в сводной работе С.А. Архипова и др. (1980) (рис. 33). На их схеме краевых ледниковых образований можно видеть два класса конечных морен области: насыпные и напорные. Первые, имеющие вид цепочек песчано-галечных холмов высотой до 15–30 м, как правило, насажены на междуречные возвышенности,

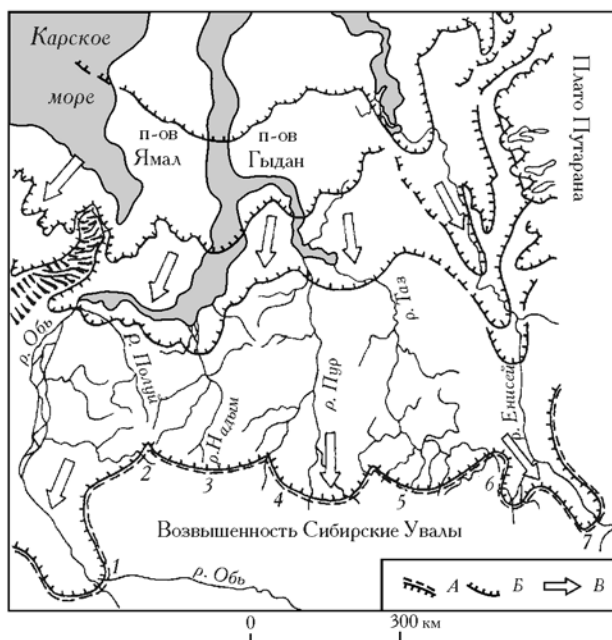


Рис. 33. Моренные пояса Западной Сибири (составлено по данным С.А. Архипова, С.В. Гончарова, И.А. Волкова и др.): А — моренный пояс, образованный в эпоху последнего ледникового максимума; Б — конечные морены голоценовых (второго и третьего) поясов; В — реконструированные направления движения льда. Ледниковые лопасти, надвигавшиеся на Сибирские Увалы: 1 — Обская, 2 — Полуйская, 3 — Надымская, 4 — Пуровская, 5 — Тазовская, 6 — Елогуйская, 7 — Енисейская

Fig. 33. Moraine complexes of Western Siberia (compiled on the data basis of S.A. Arkhipov, S.V. Goncharov, I.A. Volkov and others): А — moraine belt, formed during the LGM; Б — terminal moraines of Holocene (the second and third belts); В — reconstructed ice flow directions. Glacier blades abducted over Siberian Uvals: 1 — Obская, 2 — Poluyskaya, 3 — Nadymская, 4 — Purovская, 5 — Tazovская, 6 — Eloguyskaya, 7 — Eniseyskaya

такие как Гыданская гряда. Вторые, развитые более широко, — это системы параллельных гряд, возникшие за счет гляциодислокаций субстрата, и единичные гляциоантиклиналы с ядрами из глин палеогена и покровом абляционной морены. Давление мощного льда и высокая пластичность коренных пород способствовали тому, что здесь получили широкое развитие глиняный диапиризм и шарьяжно-надвиговые дислокации. С конечными моренами здесь соседствуют камовые плато и озы, а также участки, выстланные осадками приледниковых озер. Причем все эти формы и толщи образуют единую пространственную систему и, следовательно, имеют общее происхождение.

Рассмотрев север Западной Сибири и Урала по аэрокосмическим снимкам, авторы сделали вывод, что ледниковые и водно-ледниковые комплексы области «образуют закономерную систему параллельных поясов с субконцентрической по отношению к Карскому побережью ориентировкой» (Архи-

пов и др., 1980; Архипов, 2000). Они выделили, используя при этом пространственно-морфологические признаки, несколько широтных поясов зырянских конечных морен.

Первый такой пояс, раннезырянский, названный ими *надымским*, лежит между 63 и 64° с.ш. и образует четыре широких лопасти, доходивших до подножий Сибирских увалов.

Второй пояс, сартанский, названный *танамским*, лежит севернее первого, в зоне между 65,5 и 67° с.ш., и проходит по южному подножию Салехардских увалов, Хадуттейским грядам Тазовского полуострова и далее на восток к Енисею. Его сартанский возраст подкреплен некоторым числом <sup>14</sup>С-датировок, свежестью аккумулятивных форм, отсутствием разработанных долин, а также присутствием погребенных льдов пластового типа, которые, по Ф.А. Каплянкой и В.Д. Тарноградскому (1978), представляют собой остатки древних ледниковых покровов.

Следующий к северу краевой комплекс, *ямало-гыданский*, прослежен от озер Ярро-то на Ямале к востоку вдоль Гыданской гряды; его широта — около 68° с.ш., возраст — позднеледниковый. А севернее есть и более молодые комплексы.

В итоге С.А. Архипов и др. (1980, с. 33) пришли к выводу, что во второй половине позднего неоплейстоцена север Западной Сибири был «ареной экспансии мощных покровных льдов, надвигавшихся с Карского шельфа».

Следующий шаг в познании оледенения Западной Сибири сделал И.А. Волков (1997). Он суммировал данные космогеологических съемок Сибирских увалов и сам исследовал район Ноябрьска. На северном склоне увалов Волков обнаружил три параллельные дуги краевых образований, обращенных выпуклой стороной на юго-юго-восток. Они состоят из гряд и холмов высотой до 20—30 м, а также связанных с ними комплексов камов и маргинальных озв. В разрезах этих форм выходит морена — коричнево-серые песчанистые суглинки с галькой и валунами.

По Волкову, данные краевые комплексы входят в широтный конечно-моренный пояс, который протягивается от Уральских гор до Енисея и Средне-Сибирского плоскогорья; широтная позиция этого пояса — около 63° с.ш., он совпадает с надымским поясом С.А. Архипова и др. (1976). Я называю этот рубеж *Линией Волкова* (Grosswald et al., 1999). Эта линия состоит из нескольких моренных лопастей, каждой из которых соответствует отдельная гляциодепрессия. Всего таких депрессий и соответствующих им ледниковых лопастей, надвигавшихся с севера, было шесть: Обская, Полуйская, Надымская, Пуровская, Тазовская и Енисейская, причем две из них, занимавшие долины Оби и Енисея, продвигались до 61° (первая) и 62° с.ш. (рис. 33 и 34).

И.А. Волков считает в высшей степени вероятным, что возраст данного пояса краевых образований *сартанский*. С этим заключением согласился и

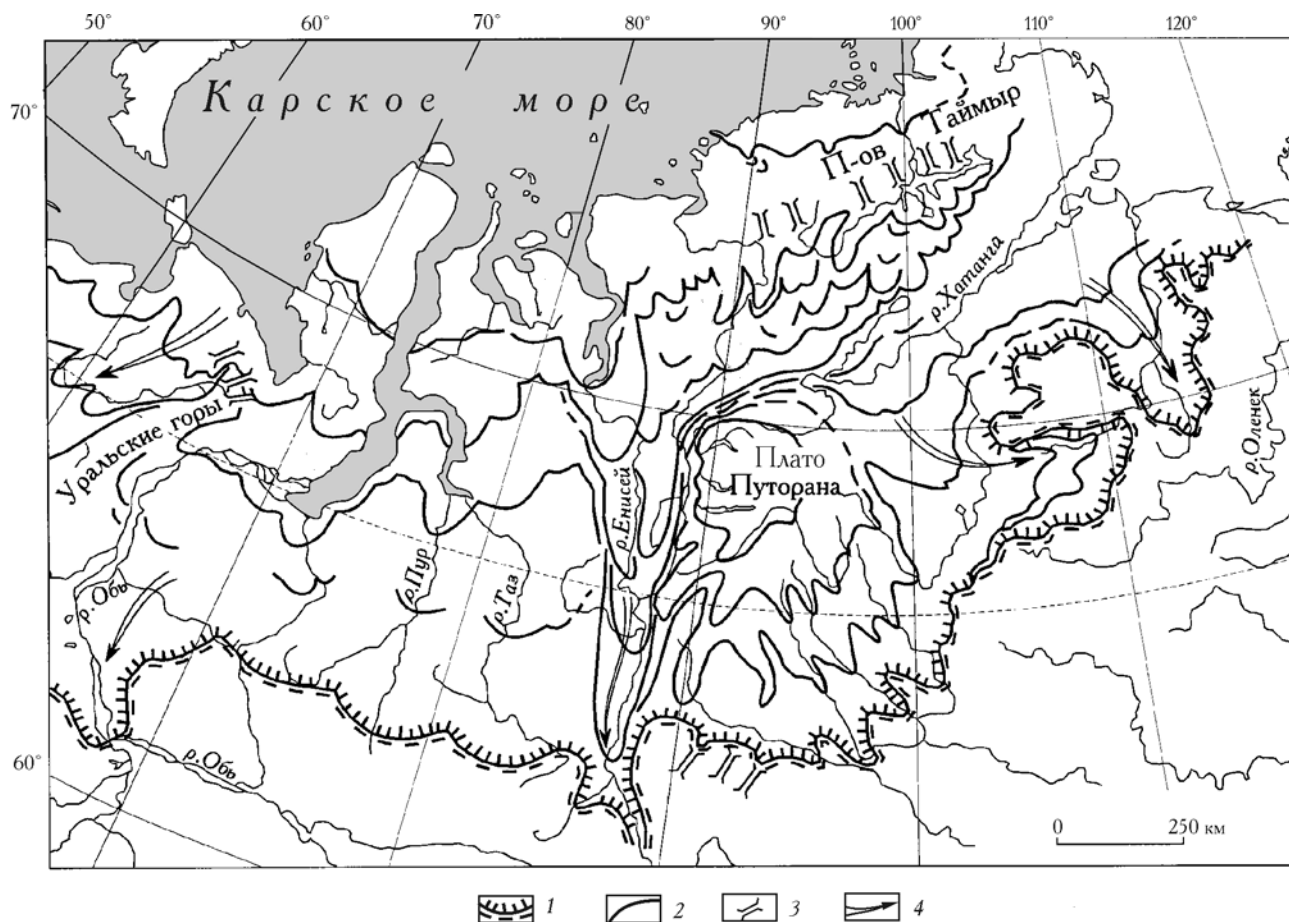


Рис. 34. Границы ледниковых покровов и более мелких ледниковых образований Западной и Средней Сибири, включая плато Путорана, и связанных с ними ледниковых покровов Таймыра (составлено по материалам С.М. Андреевой, Л.Л. Исаевой, И.А. Волкова, С.В. Гончарова и др.): 1 — моренный пояс, образованный в эпоху последнего ледникового максимума; 2 — конечные морены позднеледниковых и голоценовых стадий; 3 — сквозные трого (долины ледникового прорыва), переработанные водной эрозией; 4 — реконструированные направления движения льда

Fig. 34. Margins of ice sheets and small glacier bodies of Western and Middle Siberia, including Putorana Plateau, and connected ice sheets of Taymyr Peninsula (compiled by the data of S.M. Andreeva, L.L. Isaeva, I.A. Volkov, S.V. Goncharov and others): 1 — moraine belt, formed during the LGM; 2 — terminal moraines of late Holocene glacier advance stages; 3 — thru troughs (the ice sheet breakthrough valleys), processed by water erosion; 4 — reconstructed ice flow directions

С.А. Архипов (сообщение). Рельеф Линии Волкова обладает высокой степенью сохранности, а главное — на всей площади озерной равнины, лежащей севернее увалов, речные долины вмещают только поймы и первые (позднеледниковые) террасы. Вторые террасы, каргинско-сартанские, которые широко развиты на юге Западной Сибири, здесь полностью отсутствуют. Так что система долин, лежащих севернее Сибирских увалов, оказывается моложе регионально развитой второй террасы и сартанского оледенения области. О том же говорят данные Х.А. Арсланова и др. (1983), которые установили, что покровная морена, распространенная к северу от Сибирских увалов, подстилается озерно-болотными осадками с датировками от 25 до 45—50 тыс. л.н. Наконец, немаловажен и чисто геометрический довод: Линия Волкова лучше всего согласуется с границей ПЛИМ, которая должна была получаться при растекании льда из Карского центра, и с той же границей Русского Севера, которую она продолжает через Уральские горы.

**Морены долины Енисея.** Енисейская лопасть и ее окружение стали объектом детального исследования С.В. Гончарова (1986) и автора совместно с ним (Гросвальд, Гончаров, 1991) и коллегами из «Аэрогеологии», поэтому я назвал ее *Лопастью Гончарова*. Им было проведено картирование и датирование как этой лопасти, так и террас подпрудных озер Енисея (с высотами 120—130 и 80 м) и его левого притока Елогуя (с высотами 160, 120—130 и 80 м), а также спиллвеев, по которым Елогуйское озеро соединялось с Енисейским, а Енисейское — с Мансийским. Особое внимание было уделено 160-метровой террасе Елогуйского озера, которая лежит на 40 м выше максимального озерного уровня Енисея и соединена с ним Вахским, Сымским, Дубчесским и Нижне-Сарчихинским спиллвеями. Такая — обособленная и более высокая, чем все другие, — терраса Елогуя могла образоваться только в случае, если соответствующая ледяная плотина лежала на Линии Волкова, т.е. на 63° с.ш. или южнее. А серии датировок по  $^{14}\text{C}$



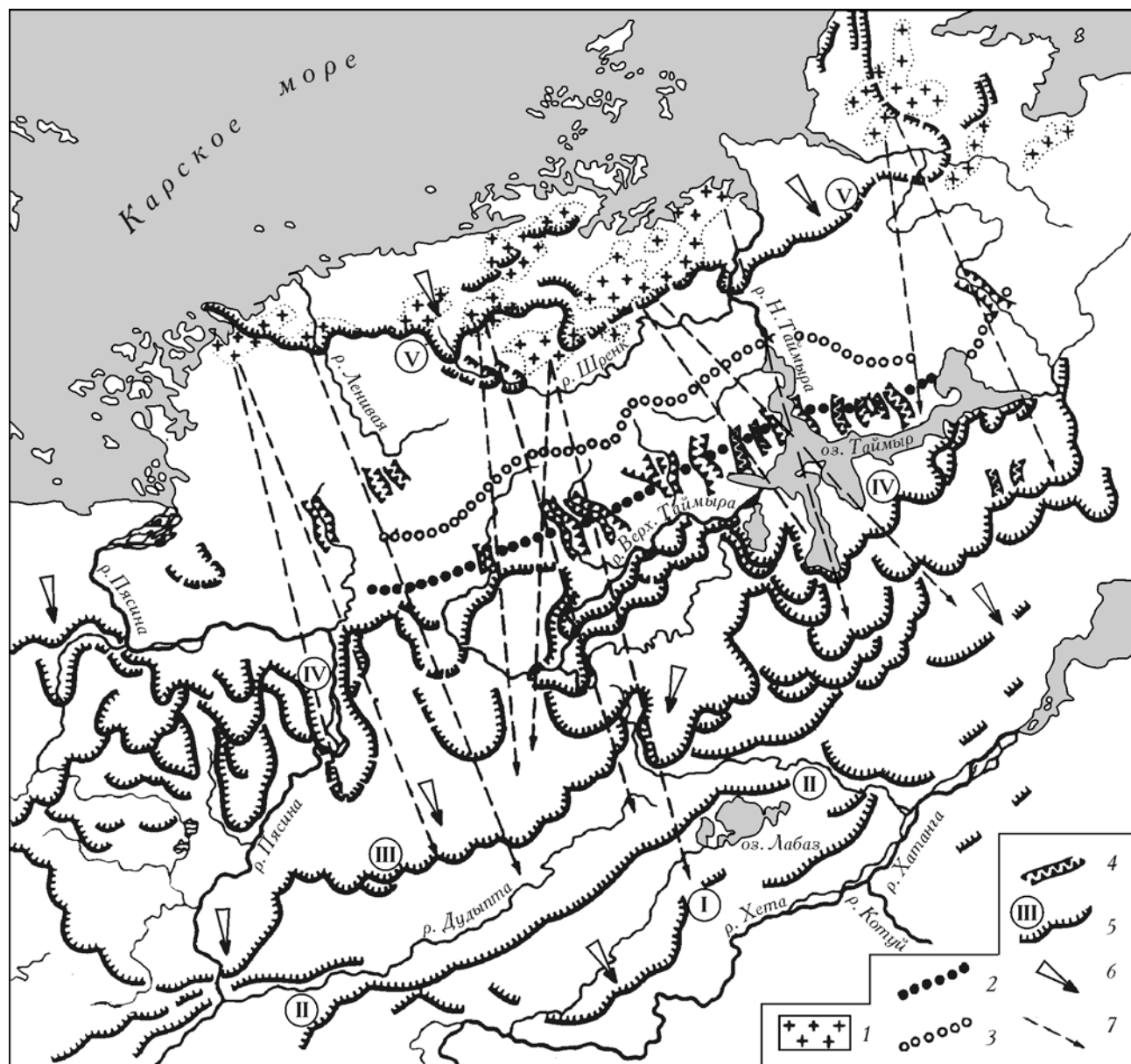


Рис. 35. Ледниковый комплекс п-ова Таймыр (по: (Кинд, Леонов, 1982)): 1 — поля коренных выходов гранита; 2 — гребневая линия главной гряды гор Бырранга; 3 — современный водораздел; 4 — сквозные «толмачевские» долины-бреши хребта Бырранга; 5 — конечные морены и положения ледникового края (I—V); 6 — направления движения древнего льда; 7 — траектории переноса гранитных валунов

Fig. 35. Glacier complex of the Taimyr Peninsula (after (Кинд, Леонов, 1982)): 1 — spatial extension of granite outcrop; 2 — the crest line of the main ridge of Byrranga Mountains; 3 — contemporary watershed; 4 — thru "tolmachevskie" valleys of Byrranga Range; 5 — terminal moraines and glacier margin positions (I—V); 6 — directions of the former ice movement; 7 — trajectories of granite boulders transport

и AMS- $^{14}\text{C}$ , полученные по древесине и торфу из высоких озерных террас, из-под морены лопасти и из аллювия спиллвеев, показали, что Енисейская лопасть образовалась после 27—35 тыс. л.н. Вероятно, она приобрела наибольшую длину в последний (сартанский) максимум, когда ее конец достигал  $62^\circ$  с.ш. (см. рис. 34).

Что касается более северного моренного пояса Западной Сибири, танамского, по которому С.А. Архипов и др. (1980) проводили границу ПЛМ, то он, как теперь получается, был более молодым. Похоже, что

рубеж танамской морены лежит на продолжении второго пояса конечных морен Русского Севера, возраст которого близок к 10 тыс. л.н. (см. рис. 13). Если эта корреляция хотя бы приблизительно верна, то танамский пояс — позднеледниковый или раннеголоценовый. На то же указывает десяток датировок по цоколям 80-метровых озерных террас Енисея и Елогуя, сопрягающихся с танамской мореной: от 9,5 до 12,0 тыс. л.н. (Гончаров, 1986). Позднеледниковый возраст имеет и колпашевская терраса, развитая на Оби выше Салехардских увалов: по С.А. Архипову и

др. (1980), он близок к 10,5 тыс. л.н. А более северные, чем танамский, пояса, вероятно, следует относить к голоцену, сопоставляя их с моренами «Вастьянский Конь» и «Мархида».

**Морены п-ова Таймыр** (рис. 35). Вопрос о конечно-моренных поясах Таймыра изрядно запутан, чем мы обязаны исследованиям последних лет. Еще недавно, в 1983 и 1988 гг., под влиянием работ Н.В. Кинд, С.Л. Троицкого и геологов НИИГА и «Аэрогеологии» преобладало мнение, что системы крупных конечно-моренных комплексов Таймыра образованы его сартанским оледенением (Кинд, Леонов, 1982). По одному из этих комплексов, *Джангодо-Сынтабульско-Северококкорскому* (ДССК), который, как и все остальные, обращен фронтальной стороной на юго-восток, проводилась граница ПЛМ полуострова. ДССК-комплекс состоит из грядовых форм с относительными высотами 50—170 м и шириной 5—30 км; судя по геофизическим данным, под валунными песками и суглинками, образующими их поверхность, лежат валообразные цоколи из мезозойских пород, что порой давало повод для сомнений в ледниковом генезисе всех этих сооружений (см.: (Стрелков и др., 1959)). В плане комплекс образует систему дуг, указывающих на давление с северо-запада. Он по диагонали, с северо-востока на юго-запад, пересекает Таймырскую низменность, протягиваясь от Хатангского залива к верховьям Пясины. Отсюда, как следует из новых цифровых (DEM) карт, его конец резко поворачивает на юг и, огибая угол плато Путорана, уходит в долину Енисея.

Севернее ДССК-комплекса протягивается еще одна система краевых образований, которую называют *Верхнетаймырской*, или *Мокоритто*. Для ее планового рисунка характерны крутые лопастные выступы, такие как фестончатая дуга, обрамляющая оз. Таймыр, и длинные лопасти бассейна Пясины. Все эти выступы ориентированы на юго-восток и, судя по их соотношению с рельефом гор Бырранга, созданы апофизами Карского ледникового щита, проникавшими через проходы в этих горах. Судя по ее положению и плановой форме, эту систему можно коррелировать с танамским комплексом Западной Сибири и вторым («пограничным») поясом Русского Севера.

Самый молодой краевой комплекс Таймыра, *Северо-Таймырский*, лежит севернее Мокоритто, на северо-западной окраине полуострова. Этот комплекс обнаружен на аэроснимках Л.Л. Исаевой, поэтому я назвал его *Линией Исаевой* (см. рис. 35). Согласно описаниям, он представлен единичной песчано-галечной грядой, вытянутой от п-ова Михайловского (Берег Харитона Лаптева) до мыса Челюскин, а в одном месте, на пересечении с рекой Шренк, — системой вложенных лопастей. Фестончатая форма этой линии, южная ориентировка ее лопастных выступов и большие, до 200 м, вариации высот основания гряды позволили с самого начала говорить о том, что это — еще одна конечная морена,

оставленная Карским ледниковым щитом (Гросвальд, 1983). К тому же выводу пришел и отряд, работавший на Таймыре по программе QUEEN: Х. Александерсон, К. Ютт и др. (Alexanderson et al., 2001) не сомневаются, что Северо-Таймырская зона создана льдом, надвигавшимся с северо-запада, с Карского шельфа. Этот моренный пояс протягивается на 700—750 км, его центральный участок лежит в 80—100 км от береговой линии. Причем, по описанию шведов, это не единичная гряда, а серия гряд с высотами до 100 м и шириной до 2 км, она состоит из нагромождений морских илов с раковинами и сохраняет ледяные ядра; покров абляционной морены здесь часто тонок, и лед ядер, как на севере Новой Земли, выступает из-под сползающего ила. На южной стороне комплекса есть следы дельт и береговых линий подпрудных озер, маркирующих уровни 120—140 и 80 м. Александерсон и другие решили, что лед здесь наступал дважды: первый раз, судя по OSL-датам озерных отложений, более 60—80 тыс. л.н., и второй раз — в ПЛМ. Последний вывод сделан на основании возраста раковин, включенных в моренные гряды (около 20 тыс. л.н.), и налегающего на них детрита наземных растений (11 775 и 9 500 л.н.).

Что касается меня, то я убежден, что *все* конечно-моренные комплексы Таймыра, а не только Северо-Таймырская зона, относятся к эпохе сартанского оледенения, и что самый южный из них, ДССК, образован в последний ледниковый максимум. А Северо-Таймырский краевой комплекс, будучи самым северным и близким к Карскому центру, скорее всего окажется таймырским аналогом морены «Мархида». Этот вывод лишний раз подкрепляется фактом сохранности в этой морене ледяных ядер.

Представления о возрасте морен Таймыра еще раз изменились в 1988 г., когда выяснилось (Андреева, Исаева, 1988), что таймырский сектор Карского ледникового щита продвигался не до гряды ДССК, а на 600 км дальше к юго-востоку. На это указали данные по путям разноса эрратики (раздел 2.2.2) и простиранию моренных гряд и друмлинов в бассейне Нижнего Котуя, а главное — по географии ледниковых форм рельефа бассейнов Анабара, Котуя и склонов Анабарского плоскогорья. Как установила И.Н. Дятлова (1986), молодые моренные гряды района Нижнего Котуя обращены фронтом на юго-восток, и создавший их лед двигался со стороны Карского моря. Тот же вывод следует из карты Оленек-Хатангского междуречья (рис. 36), составленной С.М. Андреевой и Л.Л. Исаевой (1988). На ней представлены системы моренных гряд, площади холмистой морены, озы, друмлины, ложбины стока талых вод, котловины ледниково-подпрудных озер, пути переноса эрратики, а также несколько генераций краевых образований, оконтуривающих большие ледниковые лопасти. Важно, что границы льда и здесь проходят диагонально, с юго-запада на северо-восток, а ледниковые лопасти ориентированы на юго-восток. Только две лопасти, Аргасалинская и Попига-Анабарская, каждая длиной

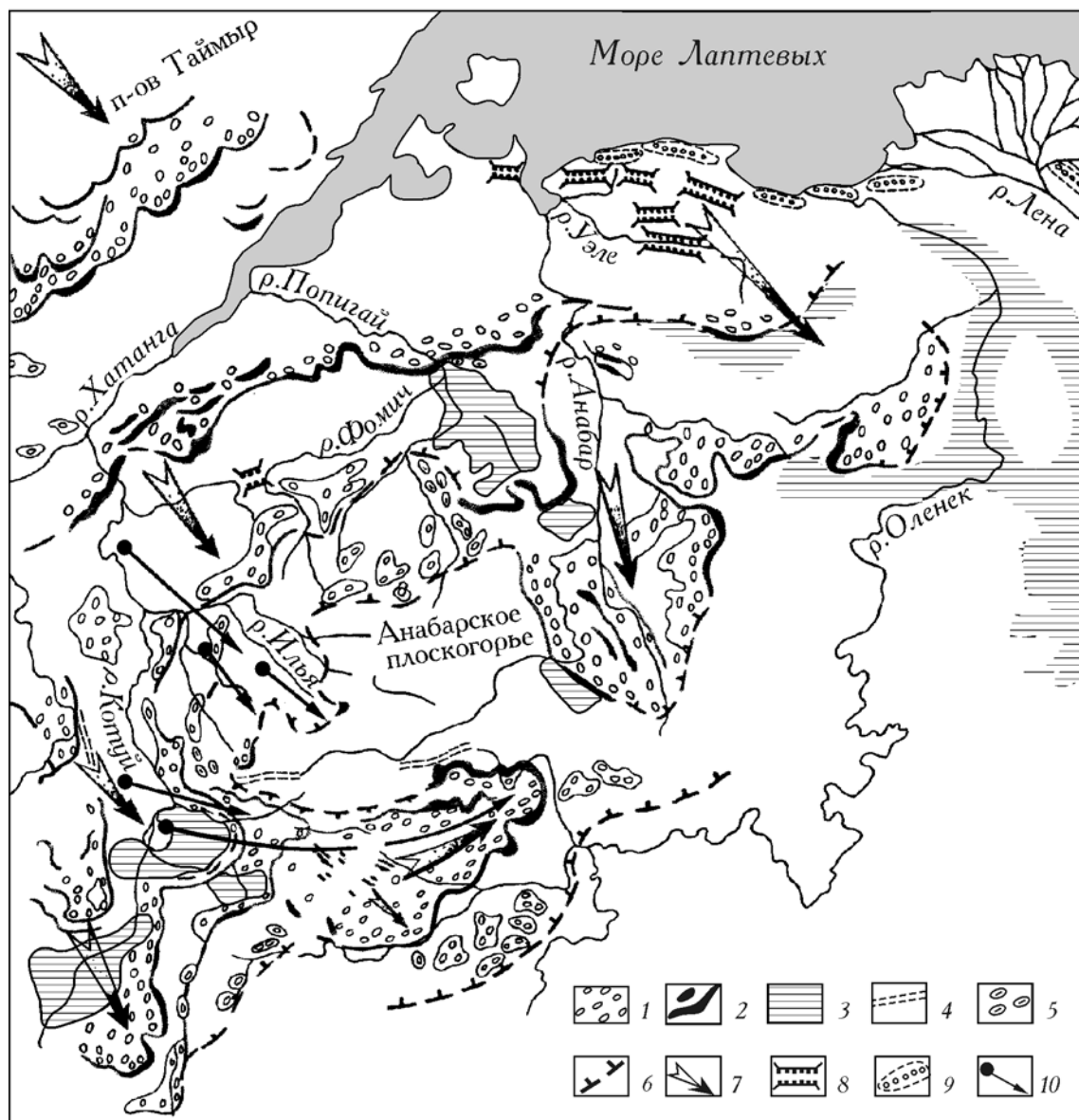


Рис. 36. Ледниковый рельеф северо-западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья (по: (Андреева, Исаева, 1988)):  
 1 — площади моренно-холмистого и грядового рельефа; 2 — конечно-моренные гряды; 3 — днища исчезнувших озер; 4 — обсохшие каналы стока талой воды; 5 — камы и камовые плато; 6 — восстановленные положения ледникового края; 7 — осевые линии древних ледниковых лопастей; 8 — краевые каналы стока талых ледниковых вод; 9 — крупные гляциодислокации; 10 — траектории переноса эрратических валунов

Fig. 36. Glacier topography of the Northwestern periphery of Middle Siberia Upland (after: (Андреева, Исаева, 1988)): 1 — moraine-hilled and ridge-like relief areas; 2 — ridges of terminal moraines; 3 — bottom of disappeared lakes; 4 — dry channels for meltwater drainage; 5 — kames and kame plateau; 6 — reconstructed positions of the glacier margin; 7 — axial lines of the former glacier blades; 8 — marginal channels of glacier meltwater drainage; 9 — vast glaciocliff dislocations; 10 — trajectories of erratic boulders transport

по 200—250 км, имеют другое, восточное и южное, направление.

Что известно о возрасте этих, наиболее «продвинутых», краевых образований? Сотрудники ФГУНПП «Аэрогеология», включая авторов карты С.М. Андрееву и Л.Л. Исаеву, считали их раннезырянскими, или, по местной терминологии, муруктинскими (Бардеева, Исаева, 1980). К муруктинскому этапу относят они и образование двух внешних поясов, охватывающих Путоранский ледниковый центр

(см. рис. 33). Еще дальше идут участники проекта QUEEN (Астахов и др., 2000): сартанский возраст они принимают лишь для Северо-Таймырской гряды, остальные пояса Таймыра, включая ДССК, считают раннезырянскими, а все «продвинутые» краевые образования Средней Сибири, представленные на рис. 34, — среднеплейстоценовыми, самаровскими.

По нашим же представлениям, изложенным в (Grosswald, Hughes, 2002), оба положения ледникового

края, на линии ДССК и «продвинутое», характеризуют один и тот же ПЛМ Сибири, различаясь по возрасту лишь на 2—3 тыс. лет. Как предположили автор и Т. Хьюз, первое положение маркирует начало ПЛМ, когда ложе всего ледникового покрова было мерзлым, а его профиль — близким к равновесному. Тогда лед на Таймыре был толстым, и его нагрузка на ложе — высокой, так что она смогла создать в нем антиклинальные структуры выдавливания. А второе положение — результат последующего прогрева ложа и появления на нем талой воды, что послужило причиной гравитационного коллапса Баренцево-Карского ледникового покрова, как, впрочем, и других покровов Северного полушария. Карский ледниковый щит «расплющился», и его края испытали быстрое наступание. Именно на этом этапе лед юго-восточного сектора щита надвинулся на Путоранский комплекс, огибая и обжимая его с запада и востока. Судя по соотношению «карских» лопастей с рельефом, лед их был тонким, а продольные профили вогнутыми.

В общем, плановый рисунок осташковско-сартанских краевых образований, обрамляющих Баренцево-Карский шельф с юга, идеально согласуется с ранее описанными направлениями ледниковых шрамов и разноса эрратики, с ориентировкой местных гляциодислокаций. Все они согласно свидетельствуют, что главный центр растекания льда в ПЛМ и позже совпадал с центральным районом Карского моря. Это значит, что гипотеза автора, которая повторно высказывалась начиная с 1988 г. (Гросвальд, 1988а; Гросвальд, Глазовский, 1988; Гросвальд, Гончаров, 1991), не требует пересмотра.

### 2.2.7. Аргумент гляциоизостатических движений коры

Одним из первых доводов в пользу покровного оледенения Баренцево-Карского шельфа стал характер послеледниковых изостатических поднятий его коры. Исключительную роль в выявлении этих поднятий сыграли острова Шпицбергенского архипелага — относительно высокие, с хорошо развитыми лестницами террас, а главное — разбросанные по всему северо-западному углу шельфа, удобные для изучения и их недавних поднятий, и пространственных вариаций в этих поднятиях. Оставалось выделить подходящие участки, измерить высоты террас и определить их возраст. Последнее, однако, оказалось трудной задачей, и ранние попытки ее решения, связанные с именами К. Биркенмайера, Ж. Корбеля, Й. Доннера и других, успеха не имели (см. обзор: (Гросвальд, 1983, с. 110)).

Первым крупным достижением в данной области стали результаты Свальбардской экспедиции Стокгольмского университета 1966 г. (Schytt et al., 1968). Ее участники провели нивелировку берегов Западного Шпицбергена, Северо-Восточной Земли, островов Эдж, Баренца, Вильгельма и Надежды и

собрали с их террас древесину-плавник, китовые кости и раковины для датирования по  $^{14}\text{C}$ . Параллельно велась съемка высот «границы моря» и «пемзового горизонта», т.е. скоплений обломков плавучей (исландской?) пемзы, имеющей возраст 6,5 тыс. лет. Затем были построены графики голоценового поднятия коры Шпицбергена (включая Землю Короля Карла (Salvigsen, 1981; Solheim et al., 1996)), а также Земли Франца-Иосифа (Гросвальд и др., 1973). После этого стало возможным составление карты изобаз изостатического воздымания северо-запада Баренцева моря за последние 6,5 тыс. лет, что и составило главный научный итог экспедиции (рис. 37). Данная карта показала, что это воздымание было куполовидным, и свой максимальный размах имело в центральной области шельфа, что хорошо соответствовало концепции его покровного оледенения.

В последующем были сделаны попытки использовать те же графики для удлинения периода характеризующихся поднятий, а также экстраполировать построенные по ним изобазы за пределы исследованной площади. Так, Б. Андерсен и Х. Борнс (Andersen, Borns, 1994) составили карту высот древних береговых линий с возрастом 11—13 тыс. лет (для изобаз 0 м, 20 м и 40 м), и с возрастом 10 тыс. лет — для изобаз 100 м и 110 м, хотя эта карта ничего нового в географию молодых поднятий области не внесла. Похожие схемы публиковали Я. Ландвик и др. (Landvik et al., 1998) и С. Форман и др. (Forman et al., 1995), рисуящие изобазы поднятия северо-западного угла Баренцево-Карского шельфа за последние 10 тыс. лет (первые) и 9 тыс. лет (вторые). На обеих южные концы изобаз отогнуты на юго-восток и юго-юго-восток, что не подкреплено ни фактами, ни измерениями, а просто «подтянуто под идею», главное в которой — желание соответствовать границам последнего оледенения, принятым Й. Свенсеном и др. (Svendsen et al., 1999, 2004).

Еще сложнее вопрос об изостатическом поднятии восточной половины Баренцево-Карского шельфа, его новоземельской и карской частей. Видимых данных о таком поднятии нет, береговых линий с датировками, близкими к шпицбергенским, ни на берегах Таймыра, ни на Северной Земле не обнаружено (Большаинов, Макеев, 1995; Говоруха, Макеев, 1970; Кинд, Леонов, 1982). Весь материал, включая банки с раковинами в прижизненном положении, отбирившийся на этих берегах Л.Д. Сулержицким, Л.С. Говорухой и автором, «при попытке датирования давал одни и те же даты: от 24 до 38 тыс. л.н.». Поэтому авторы всех изостатических моделей для данной области исходили из представления об *отсутствии* в ней следов голоценовых поднятий (Forman et al., 1995; Lambeck, 1995). Несколько иное, «промежуточное», положение характерно для Новой Земли, где следы поднятия известны, но их видимый размах невелик, а возраст — очень молод. Так, на Северном острове, у мыса Спорый Наволок, четко

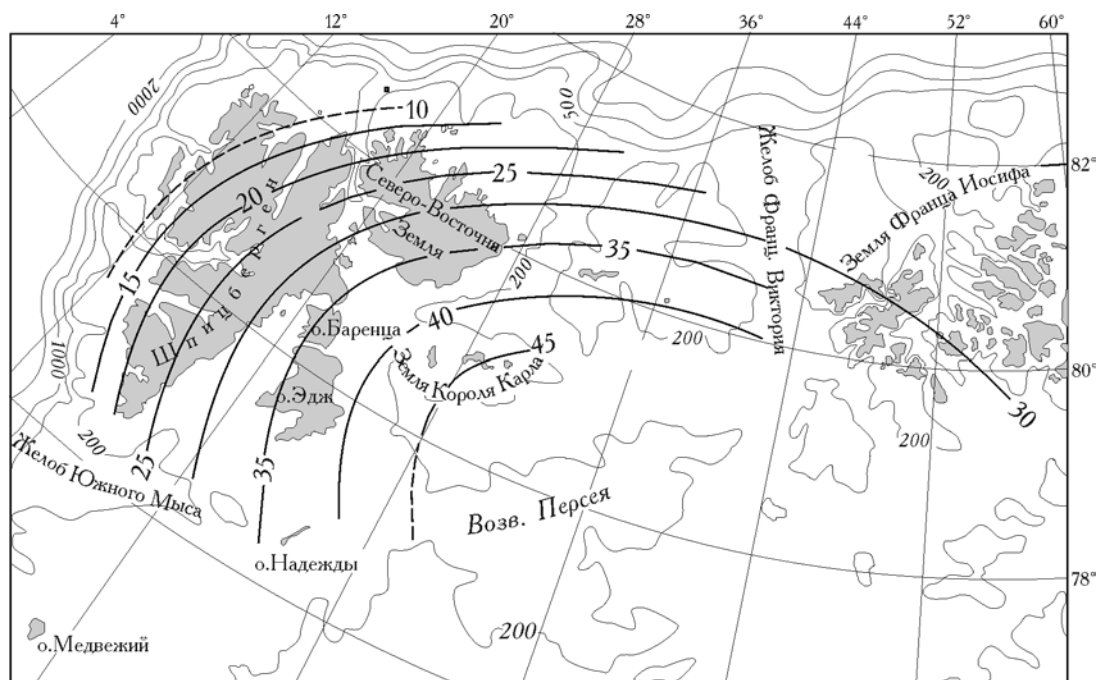


Рис. 37. Карта изобаз изостатического поднятия земной коры на северо-западе Баренцева шельфа за последние 6,5 тыс. лет (по: (Schytt et al., 1968)). Один из итогов Свальбардской экспедиции Стокгольмского университета 1966 г. Из карты следует, что поднятие было куполовидным, максимальным в центральной области шельфа

Fig. 37. Map of isolines of equal isostatic uplift of the Earth crust on the NW of Barents Shelf for the last 6.5 thousand years (after: (Schytt et al., 1968)). One of the results of Svalbard expedition of the Stockholm University in 1966: the uplift was found to be dome-like, maximal in the central part of the shelf

выраженная «граница моря» имеет датировку менее 5 тыс. л.н., а ее высота равна лишь 16—18 м, что разные авторы трактуют по-разному (Forman et al., 1995; наблюдения автора).

Одни исследователи уверены: раз на берегах Карского моря голоценовых террас нет, то там не было ни позднеледникового поднятия, ни его причины — сартанского ледникового покрова. И раз «граница моря» на Новой Земле не поднимается выше 18 м, то и лед над ней был тонким. Соответственно, урезанный вид приобретают и объемные реконструкции Баренцево-Карского покрова.

Для нас, однако, все совсем не так однозначно. Почему? Да хотя бы потому, что мы, в отличие от участников программы QUEEN, твердо знаем и другое, а именно, что центр растекания льда всего Баренцево-Карского шельфа в сартанское время совпадал с центральной частью Карского моря, что установлено по разному эрратике (раздел 2.2.2), ориентировке молодых ледниковых шрамов и геометрии осташковско-сартанских краевых образований (раздел 2.2.6). А раз так, то и лед, покрывавший Карский шельф, мог быть только выше и толще льда Баренцева шельфа, а связанные с ним изостатические эффекты — сильнее, а не слабее, чем на берегах Баренцева моря.

Что же касается положения и возраста «границы моря» у мыса Спорый Наволок, то в нашей трактовке они говорят лишь об одном — о поздней дегляциации

ции Новой Земли, более поздней, чем дегляциация шельфа, примыкающего к ней с запада. В данном случае воздымание земной коры центрального района Баренцево-Карского шельфа, происходившее в ответ на его дегляциацию и утончение новоземельского льда, не могло быть «записано» в береговых линиях мыса Спорый Наволок, поскольку вплоть до 5 тыс. л.н. море не имело к ним доступа.

Итак, данные по изостатическим эффектам оледенения подкрепляют модель сплошного оледенения как всего Баренцево-Карского шельфа, так и его восточной половины. Представление об отсутствии таких эффектов в области Карского моря не отражает действительности, оно могло возникнуть не из-за слабого оледенения этого моря, а только вследствие ошибочного датирования его берегов.

### 2.3. Путоранский ледниковый комплекс

Крупный ледниковый комплекс, или, точнее, наземный Путоранский ледниковый покров был приурочен к горам Путорана — самой высокой (до 1700 м) и расчлененной области Средне-Сибирского плоскогорья. Эти горы — поднятая часть Тунгусского поля плато-базальтов, испытывавшая покровные оледенения, чем определяются основные черты их рельефа: резкая контрастность, ступенчатость кру-

тых склонов, плоские вершины, глубокие (до 1000 м) долины-троги. Северный край базальтового плато по резкой линии — обрыву высотой до 400 м, граничит с Таймырской (Северо-Сибирской) низменностью.

С 1920-х годов, после исследований Н.Н. Урванцева (1931а, б), горы Путорана признаются одним из крупных центров покровного оледенения Сибири. На мощное оледенение здесь прежде всего указывают огромные — длинные и глубокие — озера альпийского типа, а также изборозжденные льдом скалы, бараньи лбы, троговый характер многих долин, массы валунов и моренные толщи. По мнению Урванцева, оледенение здесь было двукратным, причем первое ему представлялось покровным, погребавшим Путорану целиком, а второе — долинным, заполнявшим впадины озер Лама, Глубокое и других, но не затрагивавшим плато. Именно тогда моренный материал выносился в предгорья и строил огромные амфитеатры, которые замыкают дистальные концы озерных ванн. Впрочем, эти формы были позже датированы Н.В. Кинд (1974), и для них получен возраст, близкий к 10 тыс. л.н. По ним Кинд выделила норильскую ледниковую стадию, которая, в соответствии со старыми представлениями, понималась как аналог сартанского максимума, а теперь могла бы сопоставляться с поздним дриасом Европы.

В последующие годы здесь были проведены геологическая съемка и тематические работы, а оз. Лама исследовалось русско-германским отрядом. Однако основные вопросы — о масштабах оледенения, степени его самостоятельности и возрасте все еще не решены. Правда, работавшие в Сибири сотрудники НИИГА еще в 1950—60-е годы установили, что подавляющая масса ледниковых отложений северо-западной части Средне-Сибирского плоскогорья относится к верхнему (зырянскому) отделу плейстоцена, отразив это на своих картах (Стрелков и др., 1959). По их представлениям, это оледенение было здесь покровным. Так, на карте С.А. Стрелкова (1965) зырянское оледенение Путораны показано не только огромным и имевшим собственный центр растекания, но еще и объединенным с ледниковыми комплексами Таймыра и Анабарского плоскогорья. Тем не менее существует и развивается и другая точка зрения, согласно которой последнее крупное оледенение в северо-западной части плато Путорана не было покровным, а состояло из системы крупных долинных ледников, бравших начало из ледниковых куполов незначительной толщины (до 300—500 м) и с поперечником в 30—40 км. Возраст этих ледников считается неизвестным, хотя есть датировки, указывающие на активизацию всей путоранской системы ледников при переходе от плейстоцена к голоцену. Считается, что знаменитые озера альпийского типа, такие как Лама, льдом не заполнялись и представляют собой тектонические котловины (Большаинов и др., 2006).

Специалистами ФГУНПП «Аэрогеология» (Исаева, 1972) здесь выделено пять зон краевых образований, которые субконцентрически, с юга, юго-востока и востока, опоясывают горы Путорана, причем на карте Л.Л. Исаевой видно, что для всех этих зон характерны острые лопастные выступы, вытянутые вдоль радиальных долин. Две внешние (южные) зоны тогда были отнесены к среднему плейстоцену, к его самаровской и тазовской эпохам: их формы отличались плохой сохранностью, а сами зоны хорошо вязались с теми границами самаровского и тазовского оледенений, которые в ту пору рисовались в Западной Сибири. Для всех остальных зон был принят зырянский возраст — ледниковый рельеф в их пределах выглядел свежим, лишенным следов размыва, валы конечных и боковых морен прослеживались на десятки километров, озерные котловины не были затронуты эрозией. Позже те же авторы (Исаева, Кинд, 1986) уточнили географию двух внутренних зон, подтвердив их сартанский возраст, а Ю.Б. Файнер и В.В. Комаров (1986) дополнили картину, нанеся на карту границы тазовского и раннезырянского (ермаковского) оледенений. Поскольку же в Средней Сибири аналогом «ермаковского» оледенения служит «муруктинское», которое, как мы его понимаем, не что иное, как то же сартанское, но выделенное на базе фиктивных датировок, то уже в конце 1980-х годов было определено правильное (на мой взгляд) положение южного края Путоранского ледникового комплекса в ПЛМ и его соотношение с Енисейским ледяным потоком (его можно видеть на наших картах 1988—2004 гг., см. рис. 34).

В существующих реконструкциях сартанский комплекс Путораны почти всегда изображен как обособленный, самостоятельный ледниковый покров. Таким он показан и на карте Л.Л. Исаевой и Н.В. Кинд (1986), и во всех моих публикациях — статьях, атласе Арктики, словаре, вышедших до 1988 г. Обособленным и изолированным предстает он в книгах А.А. Величко, в том числе в новейшей (2002), где, кстати, этот покров, не в пример другим, показан большим (почти 200 тыс. км<sup>2</sup>). Изолированным показан этот покров и в новейшей реконструкции QUEEN (Svendsen et al., 1999), но не для ПЛМ, а для времени «около 60 тыс. л.н.». А в ПЛМ, по тем же источникам, в этих горах развивались лишь «ограниченные по размерам долинные ледники».

Я, однако, теперь понимаю, что в ПЛМ Путоранский комплекс был *интегрирован* в Баренцево-Карский ледниковый покров. Это доказывается и гораздо более южным и юго-восточным положением границ ледниковых масс, обрамляющих Путорану с запада и востока (см. Линию Волкова, Лопасты Гончарова и Андреевой), и тем фактом, что лед Путоранского комплекса активно взаимодействовал с этими массами. На границах с ними течение льда испытывало резкую *дефлексию* (см. раздел 1.2) и отворачивало на юг. Следы этого отворота можно видеть на DEM-картах и на схеме И.Н. Дятловой (1986). Вероятно

также, что в ПЛМ лед, растекавшийся из Карского центра, не только огибал и обжимал Путоранский комплекс, но и перетекал через него. Об этом, как заметила С.М. Андреева (личное сообщение), можно судить по глубоким ложбинам выпахивания, которые пересекают Путорану с северо-северо-запада на юго-юго-восток и вмещают озера-щели Аян, Анама, Бельдунчан, Тембенчи, Виви.

Таким образом, согласно нашей концепции взаимоотношений Путоранского комплекса с остальной массой Баренцево-Карского ледникового покрова, в ПЛМ рассматриваемый комплекс был ассимилирован этим покровом, и долго был его частью в позднеледниковье. На рис. 34 бросается в глаза СЗ-ЮВ асимметрия комплекса; из нее следует, что вплоть до конца плейстоцена Путоранский комплекс находился под мощным давлением с северо-запада, и что карский лед обладал гораздо более высокой, чем путоранский, массой и энергией.

## 2.4. Прогляциальные озера

Арктическая окраина Евразии имеет общий уклон на север. В этих условиях Баренцево-Карский ледниковый покров должен был подпруживать северные реки — Северную Двину, Мезень, Печору, Обь с Иртышом и Енисей и вызывать образование больших озерных бассейнов. Соображения и геологические данные в пользу таких бассейнов приводились давно и многими, обсуждались также их вероятные следствия (см. например: (Высоцкий, 1896; Пирожников, 1937; Belt, 1874, 1877)).

К настоящему времени анализ геоморфологии, литофаций и датировок отложений, выстилающих Европейскую Россию и Западную Сибирь, позволил доказать, что в эпоху последнего оледенения и там и там существовали крупные прогляциальные озера, и только к западу от Варшавы действовала система прадолин, следовавших вдоль края Скандинавского ледникового щита (Гросвальд, 1998, 1999a; Liedtke, 1981).

### 2.4.1. Подпрудные озера в ПЛМ

По данным Д.Д. Квасова (1975) и А.С. Лаврова (1975), на *Русской равнине* в поздневалдайское время подпрудные озера образовывали несколько групп: одну — в верховьях Днепра, Немана и Западной Двины со стоком во впадину Черного моря; вторую — в верховьях Волги, со стоком в бассейн Каспия; третью, самую большую — в долинах Северной Двины, Сухоны, Вычегды, Мезени и Печоры, сбрасывавшую свои воды на юг, через Каму и Волгу, в Каспий. Уровни озер третьей группы поднимались до 130—145 м, и они соединялись как между собой так и с Камой, через Мезенско-Вычегодский (Пегий-

дорский), Мылвинский и Кельтминский спиллвеи. Две первые группы озер подпруживались краем Скандинавского щита, третья — частично Скандинавским щитом, частично Баренцево-Карским покровом.

Поверхности террас широких долин Северной Двины, Вычегды, Мезени и Печоры имеют продольные уклоны, которые значительно положе уклонов их русел. Еще в 1960-х годах эти террасы считались морскими; М.А. Лаврова и С.Л. Троицкий связывали их с микulinской (бореальной) трансгрессией Северного Ледовитого океана. Только позже, в 1970-х годах, исследовавший эти образования А.С. Лавров (1975) доказал, что аккумуляция их осадков происходила в ледниково-подпрудных озерах долинного типа. По его данным, они представлены несколькими (до четырех) пачками горизонтально-слоистых глин, супесей и песков, имеющих общую мощность в 10—15 м, причем эти пачки, как в известной Гамской террасе Вычегды (Гросвальд и др., 1974; Лавров, Потапенко, 2005), разделены поверхностями перерыва, которые Лавров и Потапенко объясняют повторными осушениями озерных ванн.

Прямых данных, указывающих на уровни и возраст ПЛМ-террас этих озер, немного, однако они надежны: их сбор сопровождался тщательным выяснением геологических соотношений, изучением палинокомплексов и радиоуглеродным датированием в лучших лабораториях страны (Арсланов, 1987; Арсланов и др., 1987). Так что выводы, сделанные на их счет, можно считать надежными.

Самые большие подпрудные озера того же возраста располагались в *Западной Сибири*, в широкой зоне между 61 и 56° с.ш., что было известно еще Н.К. Высоцкому (1896). Факт их существования установлен по происхождению и возрасту горизонтальных аккумулятивных ступеней, примыкающих к долинам Оби, Иртыша и Енисея. Эти ступени образованы уровнями с высотами 45—50, 55—60, 65—75, 105—110 и 125—130 м, причем в слагающих их отложениях речные фации почти полностью отсутствуют, а главную роль играют озерные глины, суглинки и алевриты серого и буровато-коричневого цвета с горизонтальной, часто ленточной слоистостью (Волков, Архипов, 1978). По данным палинологических исследований, озерные глины и алевриты содержат здесь споры и пыльцу холодолюбивых растительных комплексов.

Крупнейшие озера области — Мансийское и Енисейское, а после отступления льда от Линии Волкова, — еще и Пуровское. В ПЛМ площадь Мансийского озера достигала 1,1 млн км<sup>2</sup>. Его уровень, судя по отметкам в 110—115 м, на которых его отложения лежат у Новосибирска, поднимался до 125 м, т.е. до высоты Арало-Иртышского водораздела, находящегося внутри сквозной Тургайской ложбины (Волков, Архипов, 1978; Волков и др., 1969). По данным И.А. Волкова, следы этого озерного уровня сохранились также в долине Тобола, на

Тобол-Ишимском и Ишим-Иртышском междуречьях. Чуть выше был уровень Енисейского озера, которое сообщалось с Мансийским через Каскетскую и Верхнетазовскую сквозные долины. Как считал С.В. Гончаров (1986), это озеро достигало уровня 120—130 м, а по С.П. Горшкову (сообщение), оно поднималось выше 140 м.

Первоначально предполагалось (Бобоедова, 1971), что высокие уровни, обеспечивавшие сток озера бассейна на юг через Тургай, достигались в среднем неоплейстоцене — в самаровское (125—130 м) и в тазовское (105—110 м) время. Однако открытия, сделанные в конце 1970-х годов (раздел 2.2.6), привели к пересмотру этой хронологии. Был сделан вывод, что основная часть разрезов не только низких, но и высоких террасовых уровней Западной Сибири сформирована в озерах, существовавших в эпоху последнего климатического похолодания. Это следует из результатов  $^{14}\text{C}$ -датирования древесины и торфа, собранных из-под озерных отложений в нижнем течении Тобола (Липовка) и Иртыша (Горная Суббота), на Средней Оби (Нижевартовск) и в других районах (Архипов и др., 1980; Волков, Архипов, 1978; Волков и др., 1969). Особенно важны наблюдения, проведенные в долине Оби, в 15—20 км ниже Новосибирска. Здесь, в обнажении Красный Яр, на уровне 115 м выходит 8—10-метровая озерная толща, налегающая на горизонт древних почв с укоренившимися пнями. Последние были подвергнуты перекрестному датированию и показали возраст, близкий к 28—29 тыс. л.н. (Архипов и др., 1980). Этот результат, полученный по  $^{14}\text{C}$  в Новосибирске, был затем подтвержден анализами, проведенными в Вильнюсской, Стокгольмской, Оттавской и Тронхеймской лабораториях (Архипов и др., 1982).

Бассейны талой воды существовали и у края Путоранского комплекса. Самым крупным из них было Тунгусское озеро, возникавшее в долине Нижней Тунгуски после того, как она была подпружена приенисейским полем льда (Исаева, 1972). Уровень этого озера достигал 180 м, его длина — 800—1000 км, а сброс воды шел в Енисейское озеро, оставив след в виде серии параллельных каналов, обрамлявших восточный край Енисейской лопасти (Гончаров, 1986; Гросвальд, 1983).

Таким образом, в ПЛМ, в эпоху осташковско-сартанского оледенения, на севере Русской равнины, в Западной и Центральной Сибири возникали прогляциальные бассейны, в ряде случаев — огромные. Так, система из двух западносибирских озер, Мансийского и Енисейского, имела площадь более 1 млн км<sup>2</sup> и была крупнейшей в Евразии. А плотной, подпруживавшей эти озера, мог быть только Баренцево-Карский ледниковый покров. Данная реконструкция, еще недавно не вызывавшая возражений, сейчас отрицается участниками программы QUEEN (Mangerud et al., 1999, 2001a; Svendsen et al., 1999, 2004). Поэтому подкрепим ее дополнительными аргументами.

## 2.4.2. География и возраст спиллвеев

Положение и возраст спиллвеев, т.е. сквозных долин, рассекающих седловины, через которые сбрасывалась вода подпрудных озер, представляют собой ценнейший источник данных о положении и возрасте и этих подпрудных озер, и ледниковых покровов, которые их подпруживали. Сказанное поясняет рис. 38: показанные на нем спиллвеи — одни, без каких-либо дополнительных фактов — доказывают, что текущие на север реки Русского Севера подпруживались льдом, и их сток перебрасывался в южном и юго-западном направлениях.

В принципе, это подпруживание могло быть и не осташковско-сартанским, а более древним. Но это — лишь возможность. Фактически же все спиллвеи, связанные с Баренцево-Карским подпором, прямо или косвенно *датированы*, и возраст их именно такой — осташковско-сартанский. Так, надежно установлено, что *Маньчжурский спиллвей*, соединявший водоемы Каспийской и Черноморской впадин, функционировал в эпоху раннехвалынской трансгрессии, т.е. от 16—18 до 12—13 тыс. л.н. (Леонов и др., 2002; Маев, Чепалыга, 2002; Свиточ, 2003).

Крупнейший в мире *Тургайский спиллвей*, соединявший приледниковые озера Западной Сибири с Арало-Каспийским бассейном, также действовал в ПЛМ. Это с полной определенностью доказано датированием образцов, взятых из толщи, заполняющей ложбину спиллвея. Из скважины (25 км южнее оз. Кушмурун, абсолютная высота устья 114 м), с глубины 75—77,5 м, т.е. с абсолютного уровня 37 м, был поднят обломок древесины с  $^{14}\text{C}$ -возрастом  $28\,800 \pm 800$  л.н. (Гросвальд, 1983). Он был заключен в 3-метровый гравийно-галечный слой, покрытый 15-метровой толщей песка с гравием и галькой, и, судя по этому, был отложен активным потоком (фла-дстримом) спиллвея. А из скважины, расположенной

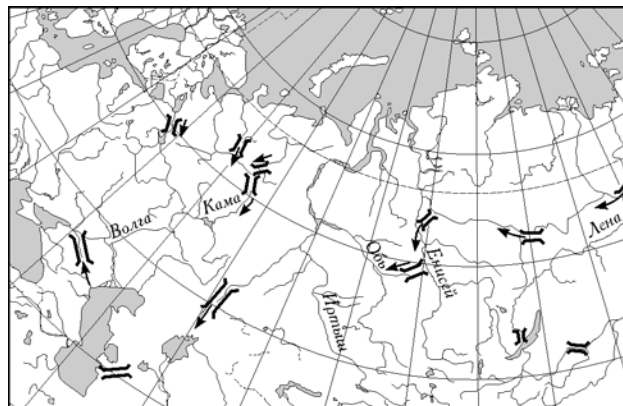


Рис. 38. Крупнейшие спиллвеи Северной Евразии, сбрасывавшие талую ледниковую воду из подпрудных озер в последний ледниковый максимум

Fig. 38. The largest spillways of Northern Eurasia, throwing off glacier melt water from dammed lakes during the LGM



на 2,5 м выше и 75 км южнее, с глубины 34 м был взят другой образец — старичная глина с гиттией, по которому получена дата  $19\,140 \pm 500$  л.н. (там же). Такая глина преобладает в разрезе верхних 55–60 м заполнителя ложбины. Кроме того, по образцам из террас, врезанных в днище ложбины, получены датировки 10 800 и 11 600 л.н. В целом же эти немногие, но надежные даты показывают, что вскрытая скважинами толща образована в ПЛМ: ее придонная часть отложена фладстримом после 28,8 тыс. л.н. (скорее всего, около 20 тыс. л.н., при падении энергии потока), а вышележащие глины — продукт склоновых процессов, начавшихся сразу после осушения спиллвея и завершившихся 10–11 тыс. л.н.

*Кас-Кетский спиллвей* служил проливом между Енисейским и Мансийским озерами и тоже функционировал в ПЛМ. Он был изучен и датирован С.В. Гончаровым (1986), Гроссвальдом и Гончаровым (1991); в итоге получены две серии датировок по образцам древесины и торфа из-под озерно-аллювиальных осадков террас с высотами 120 и 80 м. По высокой террасе датировки составили 27 300; 27 830 и 29 500 л.н., по более низкой — 10 350 и 12 300 л.н.

Несомненно «работали» в ПЛМ и североευропейские спиллвеи — *Мылвинский, Кельтминский, Пегишдорский* и другие (Гроссвальд, 1998), хотя напрямую они и не были датированы.

### 2.4.3. Каспийский бассейн в ПЛМ

Состояние этого бассейна в ПЛМ до недавнего времени трактовалось по-разному. Одни полагали, что ПЛМ был временем иссушения климата и регрессии бассейна; другие допускали, что в это время имело место небольшое повышение уровня Каспия; третьи, наконец, утверждали, что ПЛМ совпадал с этапом его максимальной (раннехвалынской) трансгрессии (см. обзор: (Маев, Чепалыга, 2002)). Лишь специальные проекты, инициированные в последние годы Ю.А. Лаврушиным (Леонов и др., 2002), А.А. Свиточем (2003), Е.Г. Маевым и А.Л. Чепалыгой (2002), поставили точку в дискуссии, доказав, что максимум раннехвалынской трансгрессии Каспия пришелся на интервал от 16–18 до 12–13 тыс. л.н. По мнению Маева и Чепалыги (2002), скорость и амплитуда этой трансгрессии были необычайно велики: подъем относительно уровня предыдущей, ательской, регрессии, равной от –140 м до +50 м, т.е. на 190 м, и затопление площади в 750–800 тыс. км<sup>2</sup> произошли за очень короткое время. Короткой была и вся трансгрессия, особенно ее максимальная фаза. Вероятно, столь же кратковременной была и трансгрессия Арала, уровень которого, по данным Г.Н. Пшенина и А.П. Стеклова, поднимался до высоты 72 м (Гроссвальд, 1983). Естественно, что при таких уровнях оба бассейна становились проточными, и *средний* сток из

них через Манычскую ложбину достигал 20–40 (Маев, Чепалыга, 2002) или даже 60 тыс. м<sup>3</sup>/с (Гроссвальд, 1998).

Что могло стать причиной великой хвалынской трансгрессии? По «классической» точке зрения, она была следствием «ледникового» сдвига в балансе осадков и испарения в бассейне Каспия (Калинин и др., 1966). Другая позиция, которую разделяет Чепалыга, предполагает влияние изменений в водосборном бассейне (в частности, сверхполоводий в системе Волги) и «ледниковых событий на Скандинавском щите». Однако первое, чисто климатическое, объяснение сейчас приходится отбросить: по расчетам климатологов (Мелешко и др., 1998; Кислов, 2001), следствием изменений баланса осадков и испарения могут быть только колебания уровня Каспия амплитудой в 2–3 м, подобные современным. Трудно согласиться и с объяснением Чепалыги: тот сектор Скандинавского щита, который отдавал талую воду Волге, был слишком узким, чтобы столь резко изменить ее сток. Очевидно, что раннехвалынская трансгрессия требовала притока извне гораздо большего количества воды. Поскольку же другого ее источника, кроме талых ледниковых вод Арктики, представить себе невозможно, и иного способа их переброски в Каспий, кроме ледниковой подпруды и дефлексии текущих на север рек, еще не придумано, причиной этой трансгрессии могло быть только покровное оледенение Русского Севера. Так что наша модель (Grosswald, 2001), которая как раз и предполагает ледниковое подпруживание северных рек и переброску их стока на юг и юго-запад, решает проблему: она объясняет и размах раннехвалынской трансгрессии и ее скорость. Факт этой переброски подтверждается и «легкостью» изотопного состава воды, поступавшей из Каспия в Черное море и далее в Босфор. По данным А.Л. Чепалыги (Маев, Чепалыга, 2002), соотношение стабильных изотопов кислорода,  $\delta^{18}\text{O}$ , варьирует в ней от –5 до –9‰, что характерно для воды снежно-ледового генезиса. Подтверждается это и качественной моделью водного баланса раннехвалынского бассейна: если его уровень около 16 тыс. л.н., т.е. перед своим пиком, поднимался с *катастрофической* скоростью до 2 м/год (Мазо, 1989), то это могло произойти только благодаря повороту на юг всего стока северных рек России.

### 2.4.4. Подпрудные озера в позднеледниковье

В типичном случае опорожнение ледниково-подпрудных озер происходит из-за катастрофического разрушения ледяных плотин. Поэтому спуск их воды происходит быстро и почти всегда полностью. Что же касается более низких, чем максимальные, террас, то их нельзя связывать с этапами в постепенном снижении водной поверхности. Эти террасы вырабатывались при убывании оледенения и, вероятнее всего, маркируют новые наивысшие уровни озер,

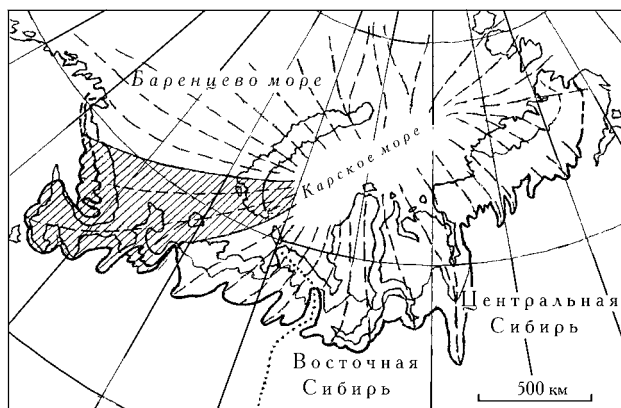


Рис. 39. Гравитационный коллапс остаточного Карского ледникового щита около 10 тыс. л.н. и трансгрессия его льда на северную окраину европейской России и Западной Сибири, приведшая к кратковременному подпруживанию северных рек. Заштрихованный сектор выделяет лед, трансгрессировавший на Беломорско-Кольскую область

Fig. 39. Gravitation collapse of residual Kara Ice Sheet (about 10 k BP) and transgression of its ice to the northern periphery of European Russia and West Siberia, which led to a short-lived damming of the northern rivers. Dashed sector marks ice, transgressed on Belomorsko-Kola region

каждое из которых, возрождаясь после очередного спуска, подпруживалось все более низкой плотинами. Соответственно, в озерных террасах Западной Сибири с уровнями 100—105, 65—75 м и ниже мы видим не следы постепенного сокращения Мансийского озера, а ступени, до которых оно вновь поднималось после первого, второго и последующих прорывов сартанского времени.

Сложнее было с изменениями ошашковского уровня Каспия. От раннехвалынского максимума в +50 м он резко снизился до уровня «буйнакской» террасы (от +20 до 22 м), т.е. до устойчивого порога стока в Манычской ложбине. На этом сброс воды через Маныч прекратился, однако убывание Каспия продолжалось и далее, приведя к его енотаевской регрессии, снизившей уровень бассейна до абсолютных отметок –105, –110 м, или на 80 м ниже современного (Маев, Чепалыга, 2002). Одной из причин этой, «межхвалынской», регрессии обычно считают позднеледниковую аридизацию климата, в чем конечно есть смысл, однако другой — и главной — ее причиной была ликвидация ледниковой подпруды на севере и прекращение притока талых вод из Арктики.

Енотаевская регрессия длилась недолго, ее сменила *позднехвалынская* трансгрессия, совпавшая по времени с переходом от плейстоцена к голоцену (Свиточ, 2003). По новейшим данным (Маев, Чепалыга, 2002), она произошла 9—10 тыс. л.н. Следует особо подчеркнуть, что во многих отношениях эта трансгрессия была *странной*: она была очень короткой (около 1 тыс. лет), контрастной (подъем уровня

на 105—110 м), не имеющей видимых причин и незавершенной, *прерванной*: вскоре после своего начала подъем уровня Каспия остановился, только-только дойдя до нулевой изогипсы, не приведя к восстановлению стока по Манычской ложбине.

Объяснение этой трансгрессии и ее странностей было предложено нами в 2001 г. (Grosswald, 2001). Суть его — в утверждении, что и этот эпизод резкого подъема уровня Каспия имел ту же, что и предыдущий, причину: переброску стока северных рек и приток талых ледниковых вод в Каспий. Только на сей раз подпруда этих рек осуществлялась не Баренцево-Карским ледниковым покровом, находящимся в его максимальной стадии, а остаточным Карским щитом, который — как раз около 10 тыс. л.н. испытал свой предпоследний коллапс и сёрдж (рис. 39). Лед при этом распластался на обширной площади, покрыв все побережье (и подпрудив все реки!) между Белым морем и п-овом Таймыр, однако он был тонким (см. раздел 2.2.6) и крайне нестабильным, поэтому его периферия вскоре омертвела и разрушилась. Соответственно, исчезли ледяные плотины, прекратилась переброска воды на юг, а значит, — исчерпала свои ресурсы, не достигнув хоть какого-то уровня зрелости, и позднехвалынская трансгрессия.

Итак, между поздненеоплейстоценовыми трансгрессиями Каспия и ошашковским оледенением Баренцево-Карского шельфа явно существовала причинно-следственная связь: высокая и мощная раннехвалынская трансгрессия была производной от ПЛМ этого оледенения, а «странная» позднехвалынская, короткая и незавершенная, — порождением одного из коротких коллапсов остаточного Карского ледникового щита.

## 2.5. Обсуждение и выводы

### 2.5.1. Минималистские реконструкции, старые и новые

Старые реконструкции этого рода я уже не раз подробно разбирал (Гроссвальд 1999б, 1983, 2004а). Они представлены моделями «ограниченного» оледенения А.А. Величко (1979, 1993, 2002), Ю.А. Павлидиса (1992; Павлидис и др., 1998), В.Ю. Бирюкова (Biryukov et al., 1988) и многих других. Согласно этим моделям (см. раздел 1.1.3), последнее оледенение западного сектора Русского Севера имело вид системы ледниковых шапок, «насаженных» на полярные острова и отмели, а по некоторым из них (Павлидис и др., 1998) — еще и связанных с этими шапками плавающих (шельфовых) ледников. Все ледниковые шапки были небольшими и наземными, подводных желобов они не касались, а их возраст не совпадал с возрастом оледенения Альп и Скандинавии.

Естественно, такое оледенение почти не влияло на формирование рельефа и поверхностных отложений, а его роль в развитии земной системы и ее отдельных подсистем — атмосферы, суши, океана, континентальной палеогидрологии, — могло быть только ничтожной.

Для современных версий концепции «ограниченного» оледенения наиболее типична модель QUEEN. Она кратко разобрана в разделе 1.1.3, здесь же замечу следующее. В качестве своего главного метода участники программы QUEEN приняли массовое датирование морских, озерных и наземных материалов, достигнув в этом внушительных результатов. Вместе с тем в другом — в *интерпретации* собственных и ранее имевшихся данных, в своей итоговой концепции, представленной в *Quaternary Science Reviews* (Svendsen et al., 1999, 2004), они не смогли избежать субъективных, спорных построений. Если опустить детали, то модель QUEEN может быть сведена к следующим положениям:

(1) позднечетвертичное оледенение Баренцево-Карской области Русского Севера развивалось в три этапа — ранний (90—80 тыс. л.н.), средний (60—50 тыс. л.н.) и поздний (25—15 тыс. л.н.), причем от этапа к этапу оно уменьшалось, так что последний, осташковский ледниковый покров, был здесь вдвое меньше ранневалдайского. При этом за одну из основополагающих границ оледенения здесь принимается «линия Мархида» с возрастом 60—50 тыс. лет;

(2) на последнем этапе развития, 25—15 тыс. л.н., центр Баренцево-Карского ледникового покрова совпадал с серединой Баренцева моря, его северный и западный края выдвигались до бровок шельфа, продуцируя айсберги, а восточный край переваливал через часть Новой Земли, покрывая лишь западную окраину Карского моря и не доходя до Северной Земли. Что касается южного края покрова, то к востоку от п-ова Канин он не достигал материковой суши (за исключением северо-западной оконечности Таймыра) и, следовательно, не подпруживал северных рек. Так что в последние 40 тыс. лет их сток должен был быть свободным;

(3) соответственно, модель QUEEN меняет концепцию возраста ледниково-подпрудных озер Северной Евразии, «привязанных» к Баренцево-Карскому покрову, и остальной прогляциальной системы талого стока. Основываясь на OSL TL-датировках, ее сторонники относят эти озера и систему к ранне- и средневалдайскому времени и отрицают их существование в ПЛМ («так как ледниковый покров тогда был слишком мал») (Mangerud et al., 20016);

(4) в соответствии с (2), возраст ледниковых отложений и рельефа побережий Баренцева и Карского морей, включая ее конечно-моренные пояса, поля друмлинов, бараньих лбов, камов и осадков прогляциальных озер, не может быть моложе средне- или ранневалдайского. Это значит, что результаты всех работ по стратиграфии и геохронологии, сопро-

вождавших геологическую съемку этих побережий, ошибочны, и следует пересмотреть возраст таких образований, как субгляциальные компрессионные морены и сёрдж «Мархида» в сторону их радикального удревнения;

(5) последний ледниковый покров крупнейших приморских низменностей, Западно-Сибирской и Печорской, а также Таймыра, распался и омертвел более 40 тыс. л.н. Еще до этого Путоранский ледниковый комплекс в последний раз отделился от Карского щита;

(6) под модель QUEEN «приспособлена» и схема валдайско-зырянского климата. Эта схема предполагает, что в Евразийской Арктике он был крайне изменчив в пространстве и времени — морским и многоснежным на крайнем западе и очень сухим (менее 50 мм/год) на остальной площади. По ней, около 30 тыс. л.н. здесь царили межледниковые условия, а к 20—15 тыс. л.н., к кульминации ПЛМ, они изменились на очень холодные и сухие (Hubberten et al., 2004). Западно-восточным перепадом в осадках они объясняют продольную асимметрию ледникового покрова, а его контрфазность со Скандинавским щитом — эффектом «дождевой тени» последнего, или «скринингом».

Участники программы QUEEN всячески подчеркивают, что их реконструкции логичны и непротиворечивы. Все, о чем они пишут, «твердо установлено», а прежний разнобой в оценках размеров древних оледенений «теперь полностью устранен». Реконструкцию М.Г. Гроссвальда и Т. Хьюза (Grosswald, Hughes, 2002) они считают неверной и сильно преувеличенной, что, по их мнению, представляет собой «безусловно доказанный факт». «По нашим данным, — пишут Й. Свенсен и др. (Svendsen et al., 1999, с. 240), — фактическая площадь последнего Баренцево-Карского покрова была более чем вдвое меньшей».

Разберемся однако, все ли здесь «твердо установлено», и можно ли, хотя бы в главном, согласиться со Свенсеном и соавторами. Причем сделаем это, в соответствии с рекомендацией Вьюэлла-Бейкера (раздел 1.2), подвергнув модель QUEEN *тесту на соответствие*.

## 2.5.2. Максимальная модель

Я считаю, что данные по следам движения льда, транспорту эрратики, конечным моренам, геологии и рельефу ледникового ложа и по палеогидрологии приледниковых областей, приведенные в разделах 2.2.2—2.3.4, образуют надежную, лишенную внутренних противоречий базу, которая делает возможным построение трехмерной модели Баренцево-Карского ледникового покрова (Grosswald, Hughes, 1999; Grosswald et al., 1999). Т. Хьюз построил ее с помощью собственного «боттом-ап» метода (раздел 1.2). При этом восстановление ледникового покрова проводилось не для некоего «осредненного ПЛМ», а для

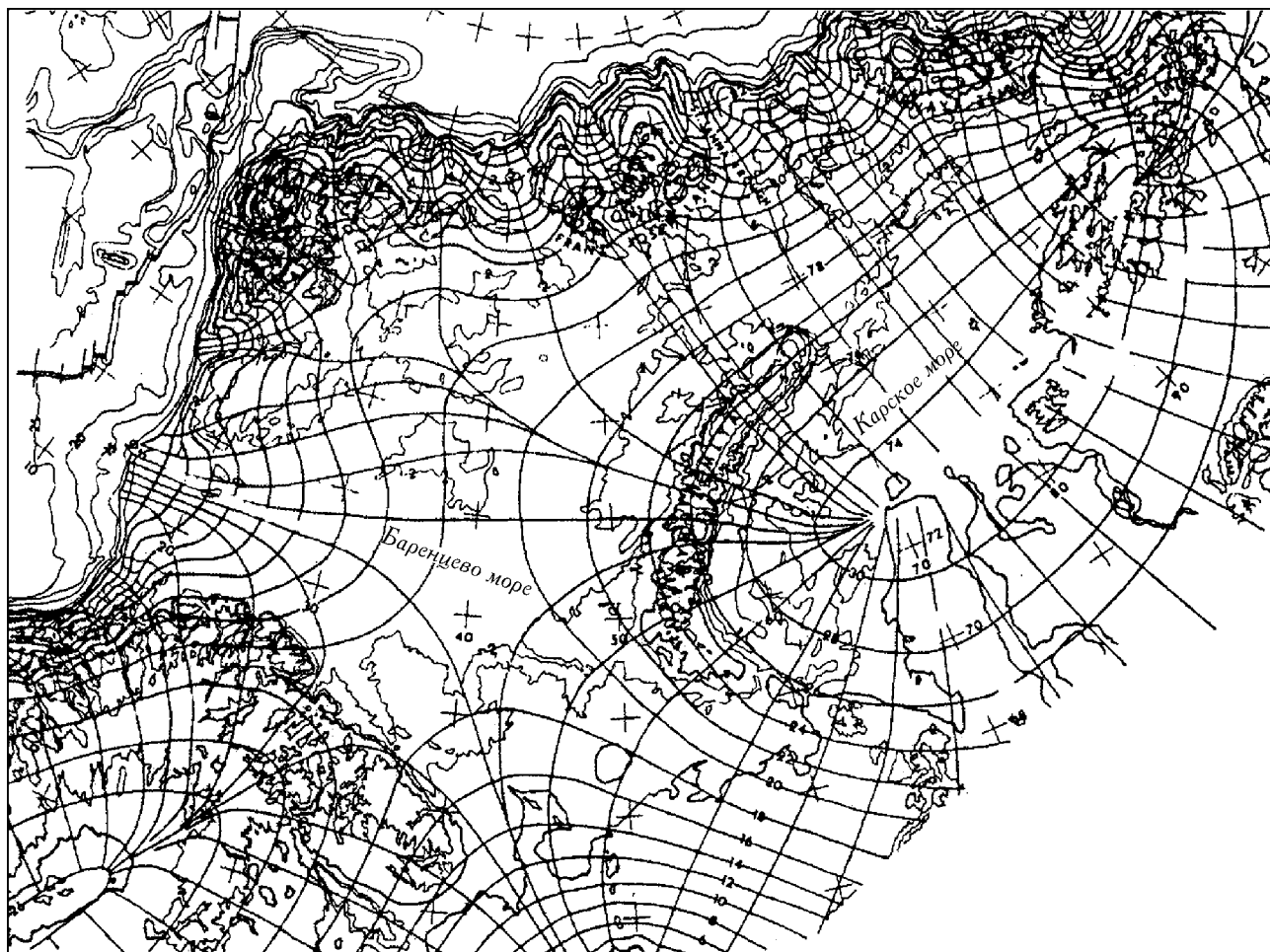


Рис. 40. Трехмерная (объемная) реконструкция Баренцево-Карского ледникового покрова (по: (Hughes, 1998)). Гляциоизогины проведены через 200 м

Fig. 40. The three-dimensional reconstruction of Barents-Kara ice sheet (after: (Hughes, 1998)). Isohypses are depicted by 200 m

той его фазы, когда покров становился *нестабильным*. В нее он вступал после достижения максимального объема, прогрева своего основания, расширения площади донного таяния и последующего частичного (partial freeze-thaw) *гравитационного коллапса*. При таких коллапсах ледниковые покровы испытывают быстрое снижение («оседание») поверхности и неравномерное наступание краев, или их подвижисёрджи. При создании этой модели предельное сопротивление сдвигу у ложа, по С. Патерсону (Paterson, 1981), принималось равным 50 кПа для мерзлого, и 32 кПа для талого ложа. Данную реконструкцию можно видеть на рис. 40. Проведенные по ней измерения с учетом необходимых поправок показали следующее:

(1) площадь Баренцево-Карского ледникового покрова в ПЛМ составляла: до коллапса  $3,91 \times 10^6 \text{ км}^2$ , после коллапса —  $5,57 \times 10^6 \text{ км}^2$ ;

(2) его средняя высота в ПЛМ: до коллапса 2,25 км, после коллапса — 1,60 км;

(3) объем покрова как до, так и после коллапса оставался практически неизменным и равным

$6,0 \text{ млн км}^3$ , а эквивалентный ему слой воды Мирового океана — 15 м.

Данную реконструкцию (как и более ранние ее версии) наши оппоненты — и антигляциалисты, и сторонники «ограниченного» оледенения, и участники программы QUEEN — считают «противоречивой и максималистской». Посмотрим, однако, обоснована ли их критика, и есть ли необходимость в поиске других — компромиссных — решений.

**2.5.2.1.** Известно, что в соответствии с моделью PONAM и QUEEN, центр растекания Баренцево-Карского ледникового покрова лежал в середине Баренцева шельфа, а восточный край покрова переваливал через барьер Новой Земли—Вайгача, двигаясь с запада на восток (Ehlers et al., 1991; Flint, 1971; Polyak et al., 2001; Thiede et al., 2001). Согласно С. Форману, А. Эльверхою, М. Зигерту и остальным «куиновцам», ледник Баренцева шельфа по всем своим параметрам — площади, толщине, высоте — доминировал над ледником Карского шельфа (Siebert et al., 1999).

Однако анализ разделов 2.2.2 и 2.2.4 показывает, что ни малейших признаков такого, западно-

восточного, движения льда через названный барьер нет. Наоборот: все индикаторы движения льда через Баренцево-Карский водораздел — перенос эрратики, ориентировка ледниковых шрамов и гляциодислокаций, течение подлёдной воды и геометрия моренных лопастей — доказывают, что лед здесь двигался в противоположном направлении. А это значит, что в моделях PONAM и QUEEN налицо *внутренняя несогласованность*. Линии тока льда в них направлены поперек или даже навстречу этим индикаторам, а Карский шельф, с которого, судя по всем признакам, лед растекался, показан безледным. Поскольку же главная масса индикаторов движения льда здесь представлена формами *второго* рода и отражает самый *последний* эпизод движения льда (раздел 1.2), до такого же — *весьма позднего* — времени должен был сохраняться и Карский центр (Гросвальд, 1994). Убедительные подтверждения крайне поздней дегляциации северо-востока Русской равнины приводят и А.С. Лавров с Л.М. Потапенко (2005, с. 204).

Подводный Адмиралтейский вал восточной части Баренцева моря — яркий след движение древнего льда через Новую Землю на запад (Гатауллин, 1991; Павлидис и др., 1998). Этот вал образован дугообразной системой гряд, выпуклой стороной обращенной на запад; гряды имеют высоты до 200—240 м, общую длину до 500 км и отстоят от Новой Земли на 150—300 км. В их строении участвуют дислоцированные песчаники мезозоя и карбона — перми, образующие коренные ядра гряд, и валунные суглинки, слагающие тонкий и смятый в параллельные складки чехол морены. В структуре и морфологии вала и его элементов видны ясные следы напора, направленного с востока (Дунаев и др., 1995), и, добавлю от себя, нет признаков, которые бы указывали на давление (или перетекание) с запада. Аналогия Адмиралтейского вала с гляциотектоническими сооружениями Белоруссии (Карабанов, 1987), Западной Сибири и подобных им областей доказывает, что этот вал — типичная напорная морена. Легко понять: он образован резкой подвижкой остаточного Карского щита, его краем, преодолевавшим барьер Новой Земли (Гросвальд, 1983). Хотя по Н.Н. Дунаеву и др. (1995) и Ю.А. Павлидису и др. (1998), «ядро» Адмиралтейского вала — продукт глубинной тектоники, а поверхностные гряды — краевые формы локальной ледниковой шапки Северного острова.

Таким образом, и Адмиралтейский вал, и все следы движения льда, известные на Баренцево-Карском водоразделе, доказывают, что осташковский лед Русского Севера во все времена, в том числе на последнем этапе своей жизни, *растекался из Карского центра*. Между тем это не вяжется ни с моделью QUEEN, ни с концепцией «ограниченного» оледенения (Гросвальд, 1994).

**2.5.2.2.** Участники проекта QUEEN неверно интерпретируют строение и возраст морен северо-востока Русской равнины, прежде всего разрезов «Вастьянский Конь» и «Мархида». Они также упорно

держатся за старую схему гляциальной геоморфологии Беломорско-Кольского района (см. рис. 27), хотя по фактическим данным, включая космогеологические, она ошибочна (см. раздел 2.2.6). Причина этого «консерватизма» понятна: наша новая схема, отраженная на рис. 32, *несовместима* с основами модели QUEEN. Из нашей реконструкции, кстати — достаточно хорошо известной (Гросвальд, 1996б; Гросвальд, Захаров, 1999; Гросвальд и др., 1973), следует, что лед Баренцево-Карского шельфа исчезал не 12—15 тыс. л.н., а на 5—7 тыс. лет позже, и не сначала с Карского шельфа, а потом с Баренцева, а наоборот, — сначала с Баренцева шельфа, и только потом — с Карского. То есть всё не тогда и не так, как представляется моделью QUEEN. Из наших данных также следует, что около 10 тыс. л.н. этот лед вторгнулся в Белое море и на Кольский полуостров с северо-востока, а значит (да, значит!) он просто *должен* был трансгрессировать и на всю береговую зону Баренцева и Карского морей. Что ставит под сомнение всю «квиновскую» стратиграфию Русского Севера — и ее несуразно старую «Мархиду», и такое же старое оз. Коми, и осташковско-сартанские морены, «задвинутые» в МИС 4, МИС 5 и средний плейстоцен.

И отдельно о «Мархиде». Можно только удивляться, что вопреки убедительным доводам А.С. Лаврова и моим, собранным в разделе 2.2.6.1, участники программы QUEEN продолжают настаивать, что в ее разрезе мы видим не типичную морену напора, созданную голоценовым сёрджем, а скопление флюэтилла, возникшего при таянии мертвого льда. Еще раз повторю: мархидская чешуйчатая морена *взброшена, надвинута* на отложения голоценовых озер, и сам факт такого *надвигания* исключает возможность ее отнесения к флюэтиллу, для которого типичны текстуры стекания и оползания.

**2.5.2.3.** Дополнительный свет на историю Баренцево-Карского покрова проливает рис. 39, представляющий схему его «пограничного» коллапса, имевшего место около 10 тыс. л.н. Эта схема основана:

(1) на следах после-позднедриасовой трансгрессии баренцево-карского льда в Белое море и на Кольский полуостров;

(2) на свежих следах движения льда и воды через Новоземельско-Вайгачско-Югорский барьер, направленного с востока и северо-востока;

(3) на лопастном характере и морфологической свежести конечно-моренного пояса береговой зоны Баренцева и Карского морей (с его Чёшской, Печорской, Кулойской и Роговской лопастями на Европейском Северо-Востоке, Салехардской и Енисейской лопастями в Западной Сибири и лопастной системой Верхнетаймырской морены на Таймыре);

(4) на факте Позднихвалынской трансгрессии Каспия, ее синхронности этому поясу и специфичном (недоразвитом, «прерванном») характере.

Судя по этой схеме, главный центр Баренцево-Карского ледникового покрова, Карский шельф, сохранял свою роль и около 10 тыс. л.н., на границе

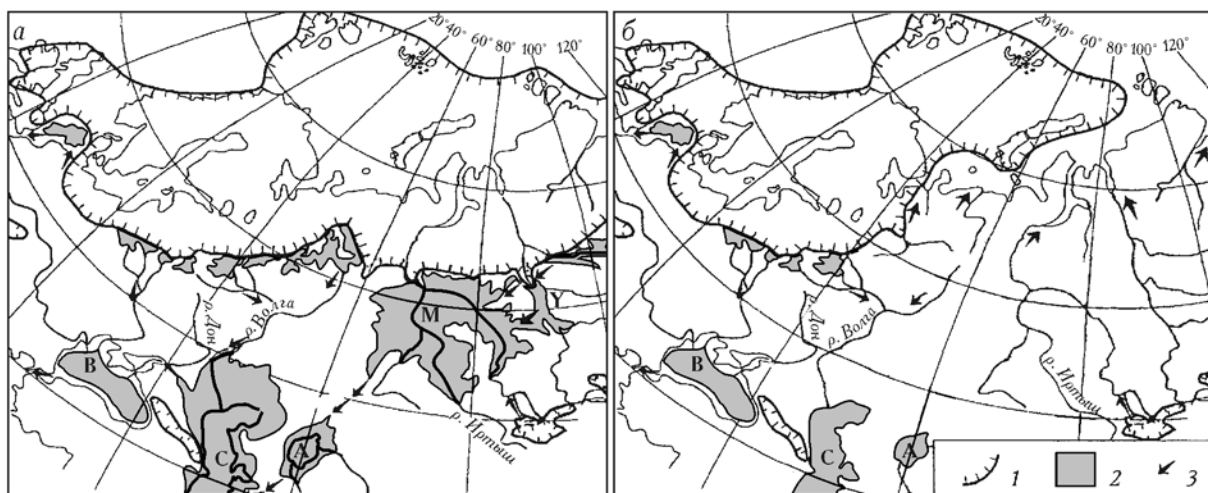


Рис. 41. Палеогидрология запада Северной Евразии в последний ледниковый максимум, развивающаяся под контролем сплошного и обширного Баренцево-Карского ледникового покрова (а) и то же самое и одновременно — под контролем вдвое меньшего ледникового покрова, реконструируемого QUEEN (б) (по: (Grosswald, 2001)). 1 — ледниковый край; 2 — ледниково-подпрудные озера и другие внутриконтинентальные бассейны; 3 — направления течения воды. Буквенные обозначения: В — Черное море, С — Каспийское море, А — Аральское море, М — древнее подпрудное озеро Манси, Y — древнее Енисейское озеро. Отметим важность наличия или отсутствия ледниковой подпруды Печоры, Оби и Енисея в развитии Хвалынской трансгрессии Каспия

Fig. 41. Paleohydrology of west of the Northern Eurasia in the LGM, controlled by the compact and huge Barents-Kara ice sheet (a); the same — under the control of twice lesser ice sheet, reconstructed by QUEEN (б) (after: (Grosswald, 2001)). 1 — glacier end; 2 — glacial dammed lakes and other intercontinental basins; 3 — water flow directions. Literal signs: B — Black Sea, C — Caspian Sea, A — Aral Sea, M — former dammed lake Mansi, Y — former Eniseyskoe Lake. Note: the importance of absence/presence of glacier dam for Pechora, Ob, Enisey rivers while development of Hvalynskaya transgression of Caspian Sea

плейстоцена и голоцена. Она делает ясным и многое другое. Во-первых, что коллапс ледникового купола Карского центра должен был породить сёрджи, направленные вдоль всех его радиусов — не только западных и юго-западных, но и южных и юго-восточных. Так что если его лед доходил до Белого моря, то он должен был распространяться и на широкие побережья Баренцева и Карского морей. Во-вторых, что лед длинных и узких лопастей мог быть только тонким. В-третьих, что ледник, возникший после этого коллапса и имевший обширную площадь и малую толщину, может объяснить специфичность позднихвалынской трансгрессии Каспия: внезапно надвинувшись с шельфа на сушу, он должен был подпрудить северные реки и отвернуть их сток в Каспий, а будучи тонким и нестабильным, мог создать лишь недолговечную плотину. Отсюда и эта трансгрессия, и ее быстрое окончание.

Таким образом, вывод о существовании Карского ледникового центра, его долгой жизни и сёрджа 10 тыс. л.н. подтверждает и принятый нами («пограничный») возраст второго пояса краевых образований, и хронологию последней трансгрессии Каспия. Тогда как все другие модели, включая QUEEN, ничего подобного сделать не могут.

**2.5.2.4.** Наша модель Баренцево-Карского ледникового покрова хорошо увязана и с раннехвалынской трансгрессией Каспия. Эта модель объясняет быстроту ее развития, высоту и возраст (см. раз-

дел 2.4.3). Как известно (Маев, Чепалыга, 2002), эта трансгрессия означала подъем озера-моря на 195 м, до абсолютного уровня +50 м, шедший со скоростью до 2 м/год, что, как сейчас ясно, могло происходить лишь при условии притока огромной массы воды извне. А единственно возможный источник такого притока — водные массы Арктики. Эти массы состояли из суммы подпруженного речного стока и талых ледниковых вод; ледяной барьер на севере обеспечивал образование подпрудных озер, а прорывы их воды на юг завершали процесс межбассейновых перебросок.

Итак, данную трансгрессию можно объяснить только подпруживанием рек Русского Севера, т.е. эффектами, которые были под стать лишь *максимальному* варианту Баренцево-Карского ледникового покрова (рис. 41, а). А возраст пика трансгрессии — около 16 тыс. л.н. — только тем, что этот покров существовал в эпоху последнего великого похолодания. И наоборот, все другие модели, «ограниченного» оледенения и QUEEN, с данной трансгрессией Каспия никак *не согласуются*. Как следует из рис. 41, б, во время ПЛМ «леднику QUEEN» не хватало площади, а около 90 тыс. л.н., когда он становится достаточно большим, недоставало... трансгрессии.

**2.5.2.5.** Наша 3D-реконструкция Баренцево-Карского ледникового покрова (см. рис. 40), основанная на геологических данных, *соответствует* трехмерным моделям покрова, которые созданы

«палеоклиматическим» методом, т.е. по балансу массы древнего льда и скоростям его изменений. В этом можно убедиться, сравнив «наш» покров с «топдаун»-моделями гляциологов и математиков, в частности, М. Вербицкого и Р. Огльси (Verbitsky, Oglesby, 1992), Дж. Фастука и Т. Хьюза (Fastook, Hughes, 1991;), У. Бадда и др. (Budd et al., 1998) (рис. 42 см. вкл., с. 82), Ф. Хайбрехтса и С. Циобеля (Huybrechts, T'siobel, 1997; ), Р. Гreve и др. (Greve et al., 1999), П.-Л. Форстрём и др. (Forsström et al., 2003) (рис. 43 см. вкл., с. 83), Р.Бинтанья и Ван де-Валя (Bintanja et al., 2002). Кто бы ни моделировал оледенение в ПЛМ, «чистые» компьютерщики или сами участники программы QUEEN (Siegert et al., 1999; Svendsen et al., 1999), у всех получается мощный ледниковый покров, занимающий весь Баренцево-Карский шельф и с возрастом в 18—20 тыс. л.н.: эти модели, как правило, time-dependent, они «выращивают» лед по времени, так что «производные» от них покровы имеют временную привязку.

Что же до альтернативных моделей, то они, наоборот, с палеоклиматом Русского Севера *не согласуются*. Для них ледниковые покровы ПЛМ, которые получаются в результате компьютерных симуляций по палеотемпературам и осадкам, т.е. по изотопам из ледяного керна и моделям общей циркуляции атмосферы (GCMs), всегда оказываются «слишком большими» и «слишком толстыми». А попытки симулировать «их» оледенения ранне- и средневалдайского возраста терпят неудачу, их модели всегда «underpredict» пики этих оледенений (Svendsen et al., 1999). Напрасно прибегают они к таким сомнительным доводам, как мамонты, якобы обитавшие на Северной Земле в ПЛМ (Макеев и др., 1979), или пыльцевые диаграммы с Новой Земли, которые «доказывают», что ее последнее оледенение было «не больше современного» (Serebryanny, Malyasova, 1998). Не надо быть климатологом, чтобы видеть: все аргументы, подобные мамонтам, жившим в ПЛМ на Северной Земле, где и сейчас среднегодовая температура  $-13^{\circ}\text{C}$ , или вроде теплой тундры, занимавшей тогда же Новую Землю, требуют нелепого допущения, что климат ледникового периода Арктики был не холоднее, а *теплее* современного.

Не согласуется с климатом и та часть концепции QUEEN, которая предполагает «диахронизм» ледниковых покровов Русского и Европейского Севера (Астахов и др., 2000; Svendsen et al., 1999). Напомню, что по их модели, последний максимум Баренцево-Карского ледникового покрова имел место около 90 тыс. л.н. и на 70 тыс. лет предшествовал кульминации Скандинавского покрова. Однако возраст и первого и второго «русских максимумов» — 90 тыс. и 60 тыс. л.н. — с точки зрения палеоклимата Русского Севера необъяснимы. Не воспроизводятся они и компьютерными экспериментами (см. выше).

Температурные условия, особенно благоприятные для оледенения, здесь возникали 25—22 тыс. л.н., а отнюдь не 60 и, тем более, не 90 тыс. л.н. (Brad-

ley, 1999; Johnsen et al., 1995), а в снегопадах, судя по GCMs (Andersen, 1981), недостатка не было. Так что писать о «морском и многоснежном» климате на крайнем западе области и «экстремально сухом» — на ее остальной площади (Hubberten et al., 2004; Svendsen et al., 1999) оснований нет. Если существовала «дождевая тень» (Большаинов, Макеев, 1995; Hubberten et al., 2004; Möller et al., 1999), в которую якобы попадал Русский Север в ПЛМ, то куда эта «тень» девалась 90 и 60 тыс. л.н.? Да и вся эта гипотеза дождевой тени (в приложении к высоким ледниковым щитам, способным отклонять воздушные течения) нереалистична — она *не согласуется* с атмосферной циркуляцией ледниковых эпох. В то время главные пути атлантических циклонов сдвигались на  $20^{\circ}$  южнее современных (CLIMAP, 1976; Flint, 1943; Lambeck, 1995), и вместо того, чтобы «упираться» в Скандинавский ледниковый покров, пролегали вдоль его южного края. Именно этим путем следовало западное воздушное течение, с которым были связаны обильные снегопады, поступавшие и на Скандинавский, и на Баренцево-Карский покровы с юго-восточными ветрами (Гросвальд и др.; 1973; Кренке, 1982).

**2.5.2.6.** В пользу покровного оледенения севера Западной Сибири в ПЛМ говорят и данные по истории температур ее криолитозоны. В пик последнего похолодания, около 22 тыс. л.н. (Johnsen et al., 1995), эти температуры снижались, и «граница фазовых переходов» уходила в глубину, а при последующем потеплении — то и другое повышалось. Причем «память» о палеомерзлотных параметрах сохраняется в геотермических кривых и может по ним читаться. Однако она имеет тенденцию к затуханию, и, по В.Т. Балобаеву (2000), в Сибири в слое пород мощностью 1,5—2,0 км может храниться до 30—40 тыс. лет, т.е. лишь со времени последнего, сартанского, оледенения.

Сейчас мерзлотоведы располагают сотнями термограмм, графиков теплоточков и другими данными, полученными при измерениях в глубоких скважинах, т.е. имеют надежный инструмент, который позволяет реконструировать палеомерзлотные параметры эпохи последнего оледенения. В.Т. Балобаев (2000), в частности, восстановил их для Западной Сибири, воспользовавшись данными по двадцати скважинам. Проведя анализ геотермических кривых распределения температуры по глубине и определив их отклонения от стационарного состояния, он доказал, что за последние 18 тыс. лет регион испытал сильное потепление и соответствующую деградацию многолетней мерзлоты. И что этот процесс в южной и северной зонах проявился в высшей степени различно: если в первой зоне, к югу от полярного круга, послеледниковое потепление составило  $8-12^{\circ}\text{C}$ , а утончение криолитозоны — 100—170 м, то во второй, к северу от этого круга, подъем температур грунтов либо не вышел за пределы  $1-5^{\circ}\text{C}$ , либо, как на п-ове Ямал, вообще не проявился.

Итак, 18—20 тыс. л.н., в ПЛМ, осадочные породы на севере Западной Сибири были значительно

теплее, чем на ее юге. Единственное объяснение этого парадокса В.Т. Балобаев (2000) видит в гипотезе, что вся зона, лежащая к северу от полярного круга, была укрыта «одеялом» из термоизолирующего материала, роль которого мог играть только мощный ледниковый покров.

Таким образом, максимальная модель Баренцево-Карского ледникового покрова, базирующаяся на геоморфологии и геологии шельфа и береговой зоны Баренцева и Карского морей, обладает *внутренней и внешней согласованностью*. Она согласуется с индикаторами новейшего движения льда; с новой, основанной на данных космогеологии, гляциальной схемой Беломорско-Кольского района; с ранне- и позднехвалынской трансгрессиями Каспия; ее «ботом-ап» модель соответствует «топ-даун» моделям, т.е. она согласуется с валдайским палеоклиматом; наконец, она способна объяснить историю температур многолетнемерзлых пород.

### 2.5.3. Что противостоит максимальной модели

Участники программы QUEEN утверждают: наша реконструкция ПЛМ Баренцево-Карского покрова противоречит их «полевым геологическим данным». Однако, если отбросить геологические описания, которые повторяют уже сделанное ранее, все эти «данные» — не что иное, как набор радиоуглеродных, OSL (термолюминисцентных) и других датировок. Более конкретно, это:

(1) десятки  $^{14}\text{C}$ - и OSL-датировок со значениями 35—12 тыс. л.н., полученных по отложениям, покрывающим верхнюю морену Печорской низменности и Западной Сибири, в том числе — по торфяникам, давшим возраст 32—40 тыс. л.н.;

(2)  $^{14}\text{C}$ - и AMS- $^{14}\text{C}$ -датировки, давшие возраст более 35 тыс. л.н., которые получены по колонкам со дна Печорского и Карского морей;

(3) датировки со значениями 10—15 тыс. л.н., полученные для разных частей дна Баренцева моря (PONAM, 1995; Vorren, 1992);

(4) «старые» датировки (от 21 до более 50 тыс. л.н.) по образцам с морских террас Северной Земли (Большаинов, Макеев, 1995), и столь же «старые»  $^{14}\text{C}$ -даты, полученные для береговых линий Таймыра (Кинд, Леонов, 1982);

(5) возраст, превышающий 30—40 тыс. лет, определенный для осадков озер Лама (горы Путорана) и Левинсон-Лессинга (п-ов Таймыр) путем экстраполяции современных скоростей седиментации в глубину (Möller et al., 1999);

(6)  $^{14}\text{C}$ -датировки со значениями от 39 до 9 тыс. л.н., полученные для секвенции осадков оз. Таймыр (разреза «мыс Саблер») (Кинд, Леонов, 1982; Möller et al., 1999);

(7) многие десятки датировок «древнее 50—80 тыс. л.н.», полученные OSL-методом для озерных, ледниково-речных и ледниковых отложе-

ний Русского Севера (Hubberten et al., 2004; Mangerud et al., 20016; Svendsen et al., 1999);

(8) две даты по образцам из абляционной морены, вытаявшей из пластовой залежи подземного льда в обнажении Ледяная Гора на Среднем Енисее (Astakhov, Isayeva, 1988).

Судя по данным нашего анализа (Гроссвальд, 1988a; Grosswald, Hughes, 1995), именно *возрастные определения*, сначала просто «старые», каргинские даты, а теперь — то же самое, но уже в их AMS- $^{14}\text{C}$  и OSL вариантах, служат главным и единственным аргументом, приводимым в поддержку всех минималистских схем, в том числе и модели QUEEN. Только на них держатся утверждения, что, скажем, осташковское оледенение не распространялось на Печорскую низменность (Mangerud et al., 1999), на полуострова Югорский и Ямал (Forman et al., 1995) и что ледниковый край простирался не далее юго-западного угла Карского моря и Печорского моря, а восточнее п-ов Канин не доходил до берегов Европейской России (Svendsen et al., 1999). И что, соответственно, все конечно-моренные пояса береговой зоны Баренцева и Карского морей, включая мархидский, имеют средне- и ранневалдайский возраст, а осташковский лед не мог подпруживать северные реки. Только на AMS- $^{14}\text{C}$ -датах, полученных по донной микрофауне, держится вывод, что дегляциация Баренцева моря завершилась к 12—15 тыс. л.н. (Mahaney, 1998; Polyak et al., 2004; Tveranger et al., 1995). И только на OSL-датах — что огромные подпружные озера, занимавшие бассейны Вычегды, Оби и Енисея, существовали в средне- и ранневалдайское время (Mangerud et al., 20016). «Старые» даты, полученные для морских террас Северной Земли и Таймыра, позволили отрицать послеледниковый подъем берегов Карского моря (Большаинов, Макеев, 1995), а датировки, полученные по осадкам древних озер Таймыра и Путораны, — «опровергнуть» оледенение этих областей в ПЛМ (Большаинов, Макеев, 1995). Наконец, на датах по древесине из абляционной морены разреза Ледяная Гора держится утверждение, что остатки глетчерного льда, погребенные в сибирской мерзлоте, принадлежат досартанскому ледниковому покрову.

Конечно, публикации участников программы QUEEN насыщены и описаниями геологических разрезов, данными по сейсмостратиграфии и прочим, однако только возрастные определения придают им новизну. Все их выводы «висят на одном гвозде» — датировках. Уберите их даты — и все положения модели QUEEN теряют смысл, вся история оледенения Русского Севера вновь обретет тот логичный, взаимосвязанный вид, который защищается в настоящей работе. Повторю: вся модель QUEEN держится на тех датировках по  $^{14}\text{C}$  и OSL, которые собраны участниками программы и их устраивают. Массив других дат, который создан за годы прежних геологических работ на Русском Севере и указывает на осташковско-сартанский возраст последнего пика



Баренцево-Карского оледенения (Андреичева, 2002; Арсланов, 1987; Арсланов и др., 1987, Лавров, Потенко, 2005), эти исследователи игнорируют.

#### 2.5.4. Наконец — о самих датировках

Как я неоднократно указывал (Гросвальд, 1982, 1983, 1988а), «старые», т.е. средне- и ранневалдайские, датировки по разного рода материалам, собранным на приморских низменностях, морском дне и не покрывавшихся льдом террасах Шпицбергена, Северной Земли и Таймыра, служат главным аргументом сторонников «ограниченного» оледенения Русского Севера. Однако, как сейчас ясно, возможности физико-химических методов абсолютной геохронологии не беспредельны, и подавляющая масса «старых» дат, получаемых в полярных областях, *фигуративна*. Есть много факторов, которые способствуют их устойчивому искажению.

**2.5.4.1.** Для одного из них, *массового засорения* поверхностных отложений мертвым углеродом, Русский Север особенно благоприятен. Ледораздел Баренцево-Карского покрова лежал севернее материковой суши, и мощные потоки его льда, двигаясь на юг, захватывали с континентального шельфа и окраин материка массы неоген-четвертичных, палеогеновых и мезозойских пород — морские осадки со свойственным им химизмом и окаменелостями, пласты бурых углей, древесные стволы и растительный детрит. Циклы выпавивания, разноса и отложения повторялись здесь десятки раз, все компоненты осадочного чехла повторно переотлагались и смешивались, их углерод вовлекался в реакции обмена, обогащался мертвым материалом и успел «забыть» свой действительный возраст.

**2.5.4.2.** Другой фактор, искажавший возраст молодых отложений Русского Севера, — это *резервуарный эффект* Северного Ледовитого океана и других полярных бассейнов. Суть этого эффекта — в ухудшении вентиляции глубинных частей бассейнов, связанном с усилением расслоения водных масс при похолоданиях климата. Известно, что 2,7 млн л.н., с началом великих оледенений, плотностная стратифицированность океана резко возрастала, а с ней росло и количество  $\text{CO}_2$ , изолированного в его глубинах (Sikes et al., 2000). Особенно полной эта изоляция была в Арктике и Антарктике, где газообмену океана с атмосферой препятствовали не только расслоение водных масс, но и шельфовые ледники. Поэтому обитатели полярных бассейнов жили и строили свои скелеты в условиях дефицита радиоуглерода.

Повторю: роль экрана, который изолировал (и все еще изолирует) глубинные слои полярных бассейнов от атмосферы, играли плавучие ледники, сплоченные покровы паковых льдов и поверхностные толщи легкой, сильно опресненной воды. Что же до толщ более тяжелой, плохо вентилируемой воды, то они не обязательно пребывают в океанских глубинах:

в морях Восточной Сибири, например, глубина галоклина, отделяющего поверхностную воду с соленостью 7—8‰ от нижележащей воды с соленостью 32—34‰, сейчас близка к 6 м. Эти толщи не смешиваются, нижний слой почти не вентилируется, и  $^{14}\text{C}$ -возраст его воды «задревнен», причем, возможно, на тысячи лет (Гросвальд, 2004а).

Рассмотрим условия Баренцева моря в позднеледниковье: оно забито обломками ледникового покрова, а промежутки между айсбергами заняты толстым слоем талой, почти пресной, воды, так что вентиляция придонной воды крайне затруднена. Между тем, основной источник этой воды — соседний Арктический бассейн Северного Ледовитого океана, который был на тысячелетия «запечатан» Арктическим шельфовым ледником. Естественно, что в этих условиях фактический «календарь» дегляциации этого моря не мог совпадать с  $^{14}\text{C}$ -возрастом его донной фауны, который здесь неизбежно «задревнялся». Поэтому ее датировки, которые известны по работам Т. Воррена, Я. Ландвика, Л.В. Поляка и других и якобы доказывают раннюю дегляциацию Баренцева моря, нуждаются в коррекции на несколько тысяч лет в сторону «омоложения». Кстати, только тогда, при омоложении на 3—5 тыс. лет, время этой дегляциации будет *согласовываться* с возрастом трансгрессии баренцево-карского льда на Кольский полуостров и в Белое море (см. раздел 2.2.6).

Еще более значительному «омоложению» должны подвергнуться раковины из-под Северо-Таймырской морены (которая, судя по ее положению и наличию ледяных ядер, не может быть старше 8—9 тыс. лет), а также базальные слои озерного разреза «мыс Саблера»: они никак не могли образоваться до того, как лед «пограничной» стадии освободил впадину оз. Таймыр, что произошло после 10 тыс. л.н. Так что ни о каком возрасте в 35—39 тыс. лет здесь не может идти и речи. Наконец, в свете данных, доказывающих реальность Карского ледникового щита, а значит — и неизбежность его изостатических эффектов, очевидна ошибочность, а именно крайняя задревненность, тех дат, которые получены для морских террас Северной Земли и Таймыра.

Конкретные значения искажений, вносимых резервуарным эффектом в  $^{14}\text{C}$ -даты по Баренцево-Карскому шельфу и Северному Ледовитому океану, неизвестны. Признается лишь (Cortijo et al., 2000), что в высоких широтах «ледниковой» Северной Атлантики поправки на этот эффект «должны были превышать 400 лет». Более полное представление об их величинах дают результаты измерений в Антарктике. Так, в Южном океане, в районе Новой Зеландии, перепад температур между поверхностной и глубинной водой, обусловленный «ледниковой» стратификацией океана, равен 3—5 тыс. лет (Sikes et al., 2000). А в прибрежных водах Антарктиды — еще более высоким, в связи с чем Е. Домак и др. (Domack et al., 1999) сочли необходимым предупредить, что

«полярным датам верить нельзя». Что касается самого материка, то здесь Б. Холл (Hall, 2000), сравнив уран-ториевые и  $^{14}\text{C}$ -даты, полученные по одним и тем же образцам из оз. Вида (из района Сухих долин), определила, что ошибка в радиоуглеродном возрасте отложений, накопившаяся за 9,5 тыс. лет, составила 3,5 тыс. лет, и объяснила это отсутствием аэрации озера, его постоянным ледяным покровом и устойчивой плотностной стратификацией. А в другом месте, в долине Миерс-Вэлли, она же, исследовав неразбавленную воду, текущую из-под края ледникового щита, установила, что разница между ее фактическим и фиктивным возрастом доходит до 20 тыс. лет.

**2.5.4.3.** Нельзя пройти и мимо взглядов В.И. Астахова и Л.Л. Исаевой (Astakhov, Isayeva, 1988) на возраст подземных льдов пластового типа, обнажающихся в разрезе Ледяной Горы на Среднем Енисее. По ним этот возраст — раннезырянский. Поскольку же эти льды — суть сохранившиеся в мерзлоте остатки материкового ледника (Каплинская, Тарноградский, 1978; Соломатин, 1986), то отсюда недалеко и до вывода, что раннезырянским был и последний ледниковый покров Сибири. А также — что ее дегляциация протекала очень медленно, «in a retarded way», и ледниковые формы Сибири, какими свежими они бы ни казались, существенно древнее ПЛМ.

Однако это возрастное определение ошибочно, что проистекает из неверной интерпретации разреза Ледяная Гора. Известно (Карпов, 1984), что в нем обнажается, выступая из-под покрова мерзлых осадков голоцена, 40-метровая толща льда с валунами-ледогранниками, которая имеет строение, типичное для придонных частей ледников. Образцы древесины, взятые из линзы валунных суглинков, зажатых между толщей льда и вышележащими глинами и торфом, были датированы по  $^{14}\text{C}$  и дали возраст 43,1 и более 50 тыс. л.н., что и послужило основанием для отнесения данного погребенного льда к раннезырянскому времени. Авторы предположили, что древесина, взятая с поверхности льда, моложе него, а сам лед — древнее полученных по ней дат. Однако Ледяная Гора — не секвенция морских или озерных слоев, а останец придонной части ледникового покрова. И образцы для датирования брались не из такой секвенции, а из *абляционной морены*, т.е. из материала, который вытаял из подстилающего льда. Последний же когда-то был частью активного ледникового покрова и скользил по ложу, выпавшая и захватывая его обломки. Так что в придонный лед они поступали снизу, с ложа, и, значит, были старше, чем этот лед. И оставались «старыми» после того, как ледниковый покров мертвел и утончался, а они, вытаяв из его толщи, оказались на поверхности тел погребенного льда.

Таким образом, древесина, датированная в разрезе Ледяная Гора, попала в него из-под льда, с ложа, и лед здесь должен иметь не раннезырянский, а сартанский возраст. Поскольку же, как сейчас ясно,

подземные льды пластового типа занимают в Сибири огромные площади, описанный выше механизм «подъема» старого материала на поверхность молодого льда — не частный случай, а явление универсальное (Grosswald, 1993, 19986).

**2.5.4.4.** Есть большое число датировок, особенно по костям, которые с чисто лабораторной точки зрения корректны, а по значениям — нелогичны и неприемлемы. Таковы, например, десятки дат по мамонтам и другим млекопитающим из Швеции, Норвегии, Финляндии, Дании и с Британских островов, которые несовместимы с последним Скандинавским ледниковым щитом (Васильчук, Котляков, 2000). Или — такие же даты по Канадской Арктике, тоже несовместимые с ее покровным оледенением (Hughes et al., 1981). Если верить в  $^{14}\text{C}$ -возраст мамонтов, замечают Ю.К. Васильчук и В.М. Котляков (2000, с. 124), то ни в Европе, ни в Азии сколько-нибудь длительного оледенения вообще быть не могло. Поэтому западные исследователи такие датировки игнорируют, считая их ошибочными и вводящими в заблуждение. С иным «аршином» они подходят лишь к Русскому Северу, особенно к Таймыру и Северной Земле — здесь кости мамонтов с возрастом в 19—25 тыс. лет (Макеев и др., 1979) принимаются по «лицевой цене», их считают неопровержимым доказательством безледности и Карского шельфа, и соседней суши (Большаинов, 1999). На датировки В.М. Макеева постоянно ссылаются и сторонники «ограниченного» оледенения, и И.Д. Данилов. Они включены в фонд базовых данных QUEEN и, как считают Й. Свенсен и др. (Svendsen et al., 1999), «возраст этих (североземельских) костей показывает, что при жизни датированных мамонтов ледниковые шапки островов не могли быть больше современных. Более того — крайняя близость отдельных костей к существующим ледникам заставляет их предполагать, что эти шапки были меньше современных». Хотя куда логичней было бы игнорировать и эти датировки.

**2.5.4.5.** Возраст озерных осадков Таймыра, который участники программы QUEEN определили, экстраполировав современные скорости седиментации в глубину, оказался равным 40—60 тыс. лет и, как они уверены, несовместимым с сартанским оледенением полуострова и северной Путораны. Так что на их картах оба района показаны безледными (Möller et al., 1999). Однако такой метод датирования, пригодный для озер с постоянной скоростью седиментации, к озерам Таймыра и Путораны неприменим: в эпоху ПЛМ оба они, Лама и Левинсон-Лессинга, подобно альпийским озерам Комо и Гарда, вмещали большие ледяные тела (Ehlers, 1996; Klebelsberg, 1949), поэтому скорости осадконакопления в их ваннах на ледниковом, дегляциальном и послеледниковом этапах различались на порядки. Так что и эта часть хронологии QUEEN, и выводы, сделанные на ее основе, не выдерживают критики. Сами участники программы

QUEEN признают, что известные им данные по четвертичной гляциальной стратиграфии и изменениям относительного уровня моря на периферии Карского моря, о которых можно судить по переслаиванию морен с морскими слоями и по древним морским береговым валам, поднятым на высоты до 140 м, документируют не менее четырех эпизодов столь сильного разрастания Карского ледникового покрова, что его лед перекрывал всю Северную Землю и прилегающую часть Северного Ледовитого океана, налегая на его дно на глубине в километр. По их данным, это происходило при всех четвертичных похолоданиях, кроме, конечно, последнего (MIS 2) (Möller et al., 2006).

Таким образом, и максимальная реконструкция последнего Баренцево-Карского покрова, предложенная автором и Т. Хьюзом (см. раздел 2.5.2), и его хронология, в основе которой — корреляции с событиями геологической, климатической и гидро-

логической истории, учет динамики ледниковых покровов и набор проверенных  $^{14}\text{C}$ -дат, оказываются вполне надежными. Альтернативные же реконструкции, в том числе модели, базирующиеся лишь на разного рода датировках, не выглядят убедительными.

И последнее. Предвижу, что далеко не все согласятся с моими выводами, но вряд ли кто упрекнет меня в скудости данных, приведенных в их обоснование. Поэтому легко понять мое удивление, когда я прочел у А.А. Свиточа (2003, с. 191) буквально следующее: «предположение о наличии на арктическом шельфе огромного ледникового покрова не обеспечено достаточным материалом. Казалось бы, грандиозные природные события, имевшие место 17—21 тыс. л.н. и связанные с существованием мощных толщ льда, движущегося в сторону суши, должны оставить свежие следы как в виде осадков, так и в рельефе, *но этого нет*».

### 3. Ледниковые покровы. Север Восточной Сибири

#### 3.1. Вводные замечания

Мысль о вероятности четвертичных оледенений Восточной Сибири была впервые высказана П.А. Кропоткиным. В 1865 г. он выявил признаки ледникового периода на Восточном Саяне, а уже через год, после поездки в Олекминско-Витимскую горную страну, задумался о ледниковом прошлом всей Сибири и ее сходстве с Северной Европой и Америкой. Затем Кропоткин выпустил свое «Исследование о ледниковом периоде» (1876), в котором изложил общую теорию материковых оледенений, а главное — приложил ее к России, к Сибири. После этого его идеи об оледенении Русского Севера получили широкую известность, стали отправной точкой для многих изысканий.

Исследования конца XIX—начала XX в. в основном развивали точку зрения Кропоткина. Работы Э.В. Толля (1897) заложили основу представлений о крупном центре покровного оледенения в районе Новосибирских островов, эту идею поддержали М.М. Ермолаев (1932) и Д.М. Колосов (1947). Вплоть до 1960-х годов она занимала видное место в сводках по плейстоцену, в том числе в работах В.А. Обручева, Э. Антевса, Р. Флинта, С.А. Стрелкова. В трудах Обручева получили развитие мысли Кропоткина о покровном оледенении Северной Азии. В своей сводке по ледниковому периоду Сибири (1931, 1938) он сделал вывод о сплошном оледенении всей площади, лежащей к северу от 60° с.ш. Безледными, по схеме Обручева, оставались лишь Алдано-Вилуйская впадина и долины Лены, Пенжины и Анадыря (1938). Эти идеи разделял и Н.Н. Урванцев (1931а, б), работавший в Таймыро-Североземельской области. Теорию крупных оледенений Сибири, их многократности и общей синхронности с оледенениями Европы и Северной Америки развивал также В.Н. Сакс (1953).

Вместе с тем довольно громко звучали и голоса тех, кто сомневался в возможности оледенений Сибири. Тон в этом задал крупнейший климатолог А.И. Воейков (1881); согласно его концепции, резко континентальный климат ледникового периода Сибири был слишком сухим, чтобы там были возможны покровные оледенения. Эти взгляды разделялись многими: «Сибирь, холода которой вошли в

поговорку, почти не имела глетчеров... Тщетно стали бы мы искать на сибирских равнинах морен, ледниковых шрамов и эрратических валунов», — писал, например, М. Неймайр (1904, с. 537). И давал этому объяснение, которое и сегодня повторяют многие: «В ледниковую эпоху северная и центральная часть Азии обладали еще более континентальным климатом, чем теперь, и потому, благодаря недостатку влаги, здесь не могли развиваться глетчеры». К тому же мнению склонялись и другие, включая знаменитого Миддендорфа (Маркин, 1985). Ну, а раз признанные авторитеты говорили «не могли», то им не перечили ни рядовые геологи, ни университетские профессора. Тем более, что они помнили соображения И.Д. Черского (1882) о возможности неледникового генезиса отложений и форм, «принимаемых за ледниковые». Так что доводы Воейкова и Черского, помноженные на слабую изученность Сибири, сработали против идей П.А. Кропоткина. Эти идеи в конце концов уступили место умозрительным схемам «палеоклиматической специфичности Сибири, исключавшей возможность ее оледенения».

Одной из крупнейших работ, знаменующих этап торжества идей Воейкова, стала монография И.П. Герасимова и К.К. Маркова (1939). Ее авторы, не согласившись с доводами П.А. Кропоткина и В.А. Обручева, противопоставили им свою концепцию «убывания оледенения к востоку». «Покровное оледенение на востоке отсутствовало», — писали они, сильно «урезав» площади ледников и в «остальной» Сибири. Они же выдвинули идею метахронности, или противофазности, оледенений Европы и Восточной Сибири, предполагавшую их несопоставимость. Эта идея надолго овладела умами, она до сих пор повторяется в десятках работ, в частности, стала одним из главных направлений работ А.А. Величко. В то же время материалы конкретных исследований, в том числе геологической съемки, которые в основном подтверждали покровные оледенения Сибири и их синхронность с оледенениями западной Евразии, в массе своей оставались невостребованными.

Тогда же произошел и пересмотр взглядов на происхождение подземных льдов пластового типа, который еще более ослабил позиции гляциалистов.

Если после работ Э.В. Толля в этих льдах видели погребенные остатки ледниковых покровов, то с середины 1950-х годов возобладало представление об их эпигенетическом (сегрегационном и инъекционном) происхождении, реже — об их образовании из погребенных снежников, замерзших озер или «окаменевшей» воды трансгрессий Северного Ледовитого океана. Тем самым у сторонников Толля и Колосова отнимался их главный довод, поскольку именно находки пластовых льдов дали жизнь гипотезе оледенения Новосибирских островов и окружающего шельфа.

В итоге, в литературе по четвертичному периоду России возобладало мнение об ограниченном оледенении Восточной Сибири, а главным аргументом в его пользу так и остался довод А.И. Воейкова. Что же касается следов оледенений Восточной Сибири и ее подводных окраин, то их, как говорится, никто и «в упор не видел». Даже в 1980-х годах, уже располагая данными об оледенении Карского шельфа и Таймыра, М.Н. Алексеев и организаторы московской сессии Международного геологического конгресса утверждали: «Восточная часть северосибирского шельфа льдом не покрывалась. На обширных равнинах этого шельфа еще в плиоцене сформировалась тундра, а при последующих похолоданиях и морских трансгрессиях она распространилась к югу и заняла свое современное положение. А в собственно ледниковые эпохи здесь образовались перигляциальные ландшафты». Иными словами, ледниковые покровы здесь не возникали, а развивалась многолетняя мерзлота и связанные с ней подземные льды и перигляциальные явления (Алексеев и др., 1984). Еще четверть века назад палеогеографы, включая участников проекта КЛИМАП (CLIMAP, 1976), не видели здесь ни форм ледникового рельефа, ни ледниковых отложений. Да и сегодня большинство специалистов разделяют взгляды, высказанные М.Н. Алексеевым и его соавторами. Так думают и русские исследователи А.А. Величко (1993, 2002), Ю.А. Павлидис (1992), Ю.А. Павлидис и др., (1998), Н.А. Айбулатов (2001), и зарубежные участники экспедиций, работающих на Русском Севере. Как безапелляционно заявили на страницах *Global Change NewsLetter* руководители QUEEN Й. Тиде и Х. Баух, «теперь, когда создана их карта Евразийского ледникового покрова, стало предельно ясно (there is no question!): этот покров никогда не простирался на восток дальше Таймыра и Средне-Сибирского плоскогорья».

### 3.2. Восточносибирский ледниковый покров

Однако уже начался процесс, который можно назвать «возвращением к Кропоткину». Причем первой мишенью для критики стал аргумент Воейкова. А главным инструментом этой критики — беспристрастный метод компьютерных симуляций.

### 3.2.1. Топ-даун модели

В трехмерных реконструкциях оледенения Русского Севера, созданных для ПЛМ М.Я. Вербицким, У. Баддом, Ф. Хайбрехтсом, Р. Бинтанья и другими, неизменно присутствуют крупные восточносибирские компоненты, причем у Бадда (см. рис. 42) они неотличимы от наших (Гросвальд, 1999б), а у остальных — даже больше них. Сравнивая их с доводами сторонников идей Воейкова, следует иметь в виду, что новые модели древних оледенений основаны на конкретных осадках и палеотемпературах, полученных в основном по ледяному керну и моделям общей циркуляции атмосферы (см. раздел 1.2), вторые же исходят из чисто качественных соображений. Так что доверие специалистов к идее «палеоклимата, который был слишком сухим, чтобы сделать возможным оледенение равнин», было подорвано. Не в пользу такого палеоклимата говорят даже самые осторожные реконструкции высот границы питания сартанских ледников Восточной Сибири (Гросвальд и др., 1987). Так, судя по «Каталогу ледников СССР», на ледниковых шапках островов Де-Лонга эта граница сейчас лежит на уровне 100—300 м, в горах Орулган и Черского — на высотах 1600—2000 м, а ее депрессия в ПЛМ составляла, судя по положению «молодых» каров, не менее 700—800 м. Но отсюда следует, что уже на широте мыса Св. Нос эта граница снижалась до уровня моря, делая оледенение всего шельфа к северу от пролива Дмитрия Лаптева неизбежным.

Для меня и моих коллег были убедительны и старые доводы В.А. Обручева и Н.Н. Урванцева. Соглашался с моделью Обручева—Урванцева и их современник-американец П.Д. Крынин (Krynine, 1937); ему, в частности, импонировала идея сплошной ледяной дуги, которая тянулась через весь север Сибири, а также мысль о движении сибирского льда из Северного Ледовитого океана, где Крынин предполагал древнюю сушу, на юг вплоть до Камчатки. К доводам Обручева прислушивались и его современники — классики четвертичной геологии, такие как Дж. Чарльзворт, Ф. Шепард и Р. Флинт.

### 3.2.2. Дефлексия карского льда

Прорыв в познании ледниковой истории Восточной Сибири пришелся на конец 1980-х годов, когда были открыты конечно-моренные комплексы северо-востока Средне-Сибирского плоскогорья и района Новосибирских островов. Движение сартанского льда в первом районе, восстановленное по разному эрратики и простиранию моренных гряд в бассейне нижнего Котуя (Дятлова, 1986), а главное — по гляциальной карте Оленек-Хатангского междуречья (Андреева, Исаева, 1988), оказалось направленным на юго-восток и восток (см. рис. 36). Анализ этой карты показал, что лед, поступавший на плоскогорье с Карского шельфа, испытывал дефлексию, которая могла быть только



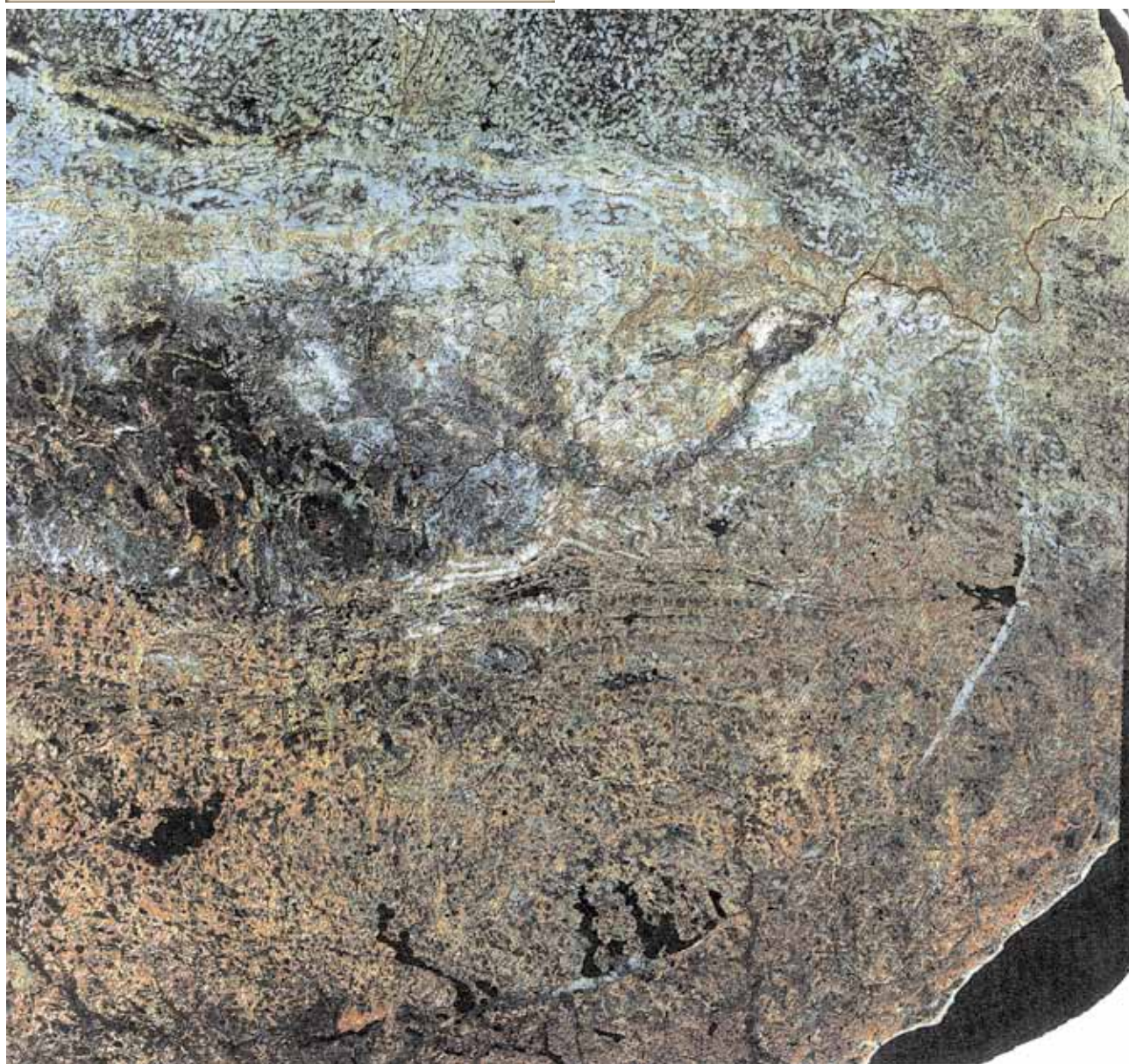


Рис. 13. Основные структурные элементы (следы ледниковых лопастей) Скандинавского и Баренцево-Карского ледниковых покровов в период поздневалдайской дегляциации (составлено по картам А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко (2005)): 1 — конечно-моренные пояса скандинавской моренной системы; 2 — аналогичные пояса Баренцево-Карской системы; 3 — восстановленные направления движения льда последней системы; 4 — направления движения скандинавского льда. Жирные стрелки — движение главных масс Карского льда через Большой Пролом

Fig. 13. Basic structural elements (traces of glacier blades) of Scandinavian and Barents-Kara ice sheets in the Late Valдай deglaciation (compiled by the maps of A.S. Lavrov and L.M. Potapenko (Лавров, Потапенко, 2005)): 1 — terminal moraine belts of Scandinavian moraine systems; 2 — analogous belts of Barents-Kara system; 3 — reconstructed paths of ice flow of the latter system; 4 — the direction of Scandinavian ice flow, bold arrows pont the motion of main ice masses of Kara ice flow across the Big Breach

Рис. 28. Плановый космоснимок Landsat Беломорско-Кольской области

Fig. 28. Landsat satellite image of Belomorsko-Kola region





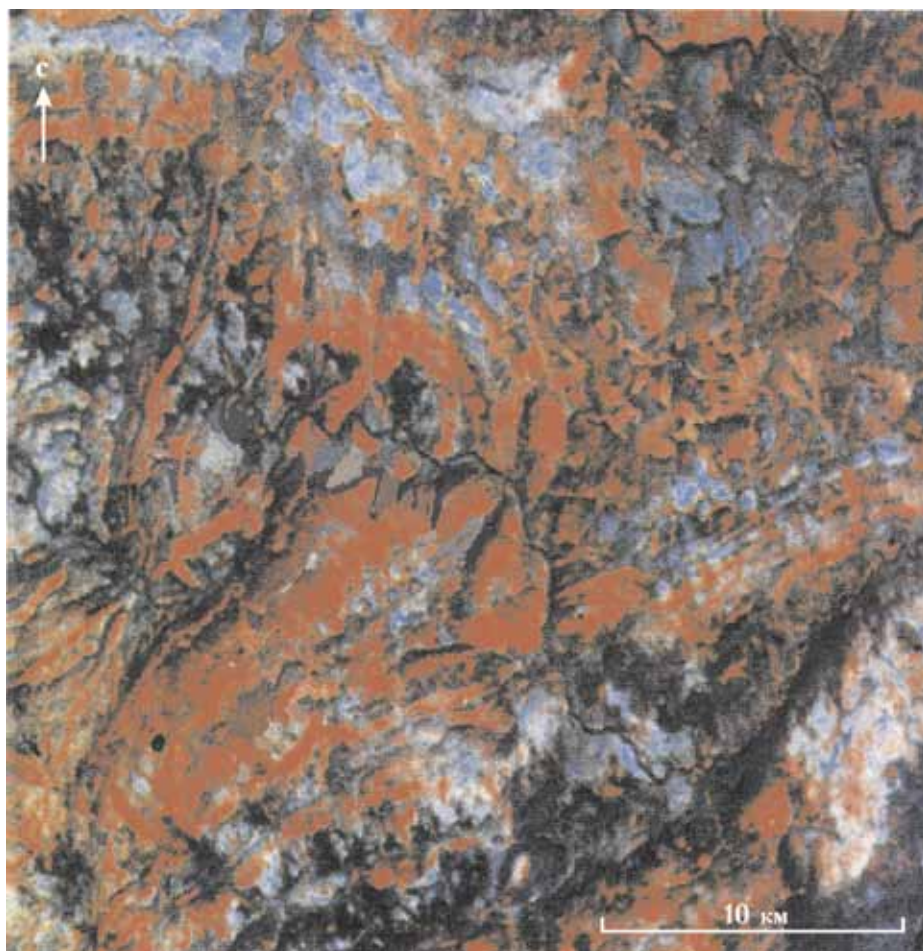


Рис. 30. Одна из «вуалевых» лопастей Северного продольного моренного пояса Кольского полуострова, расположенная на водоразделе рек Югонька и Альденга и образованная давлением с северо-востока. Космоснимок с ИСЗ «Ресурс 01»; предоставлен ИТЦ «СканЭкс». На снимке хорошо видны структуры вытягивания и размазывания

Fig. 30. One of “veil” blades of the Northern longitudinal moraine belt of the Kola Peninsula, located on the watershed of Ugonka and Andenga rivers and formed by the pressure from NW. Satellite image from “Resurs-01” is provided by “Scanex” ISC. The structures of extending and smearing are well seen on it

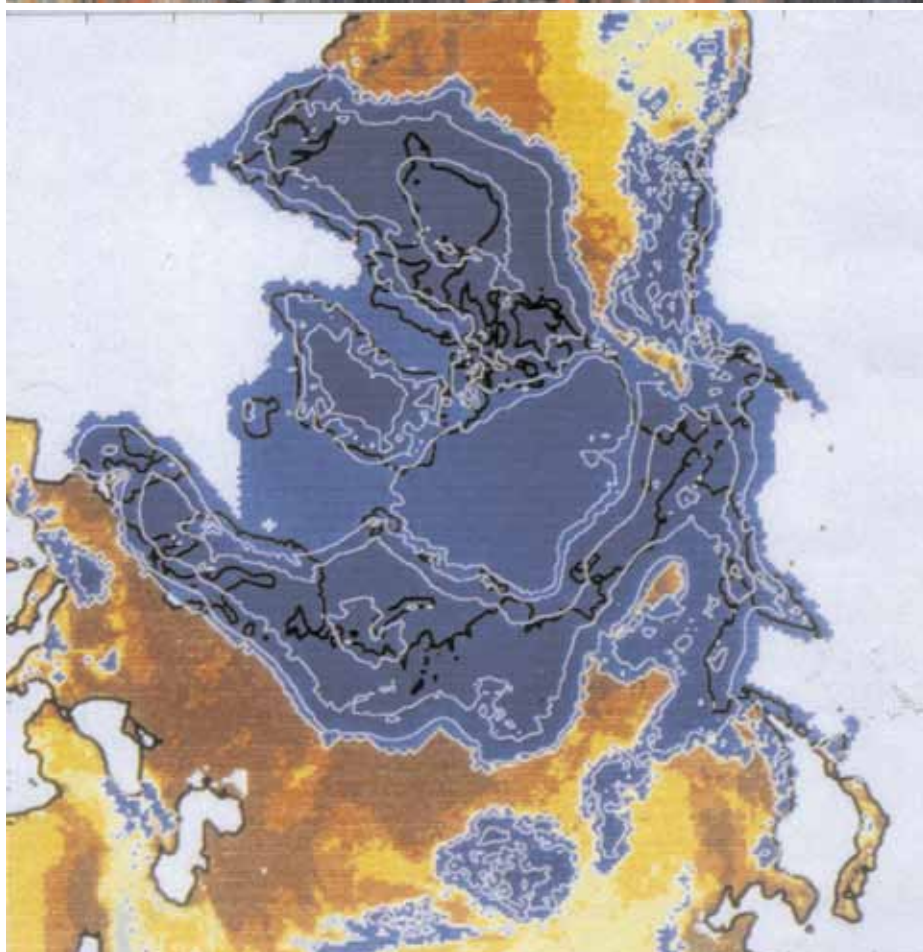


Рис. 42. Компьютерная реконструкция Великого арктического ледникового покрова (по: (Budd et al., 1998))

Fig. 42. Modeled reconstruction of Great Arctic ice sheet (after: (Budd et al., 1998))



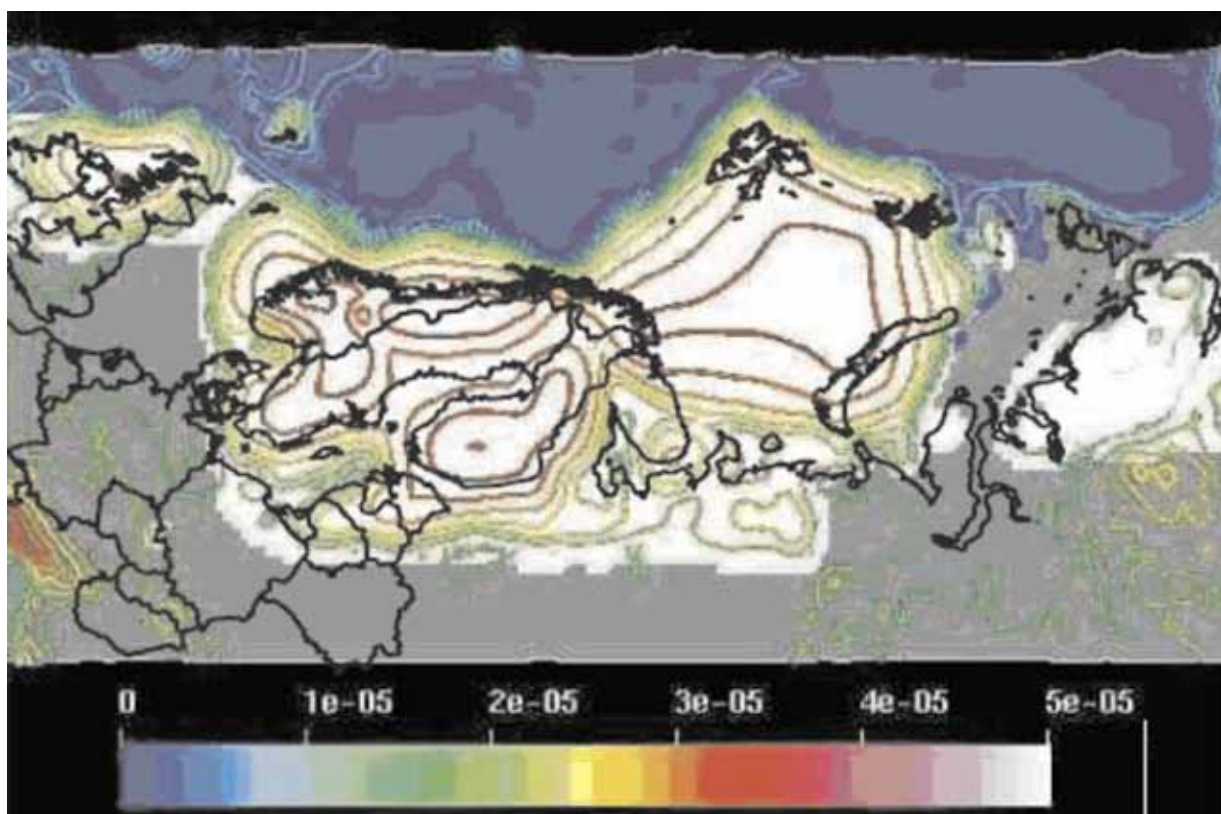


Рис. 43. Компьютерная реконструкция Баренцево-Карского ледникового покрова, основанная на анализе изменений баланса массы (по: (Forsström et al., 2003))

Fig. 43. Modeled reconstruction of Barents-Kara ice sheet, based on glacier mass-balance change (after: (Forsström et al., 2003))

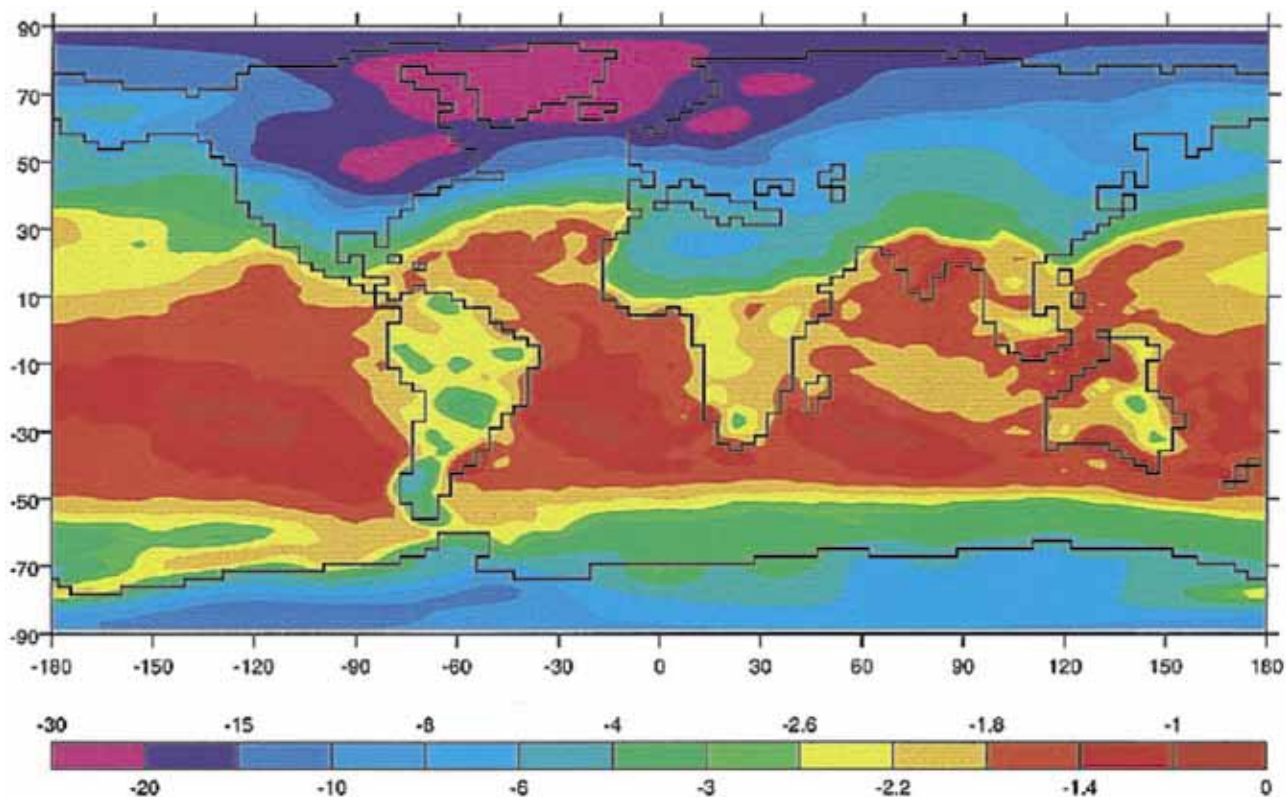


Рис. 54. Карта изменений температур Земли, включая Арктику, в последний максимум похолодания. По данным моделирования А. Брокколи (Broccoli, 2000). Обращает внимание, что, во-первых, в Арктике похолодание всюду было не менее 15°C, а во-вторых, в Гренландии, Сибири и во всем Северном Ледовитом океане оно происходило синхронно

Fig. 54. Map of global temperature change, including Arctic in the last maximal chill, modelling data (Broccoli, 2000). Note, that firstly, cooling over Arctic was everywhere not less than down to 15°C, secondly, it happened synchronically over the entire Arctic Ocean area, Greenland and Siberia





Рис. 57. Обнажение морской террасы у мыса Сердце-Камень — «смесь» эрратических валунов с костями морских животных, главным образом китов

Fig. 57. Outcropping of marine terrace near Serdtse-Kamen Cape — a mixture of erratic boulders with bones of sea animals (mainly whales)



Рис. 62. Ледниковый («лапландский») рельеф о. Врангеля. Перспективный аэроснимок Р. Злотина, вид с юга

Fig. 62. Glacier ("Lapland") relief of Vrangeli Island. Perspective aerial snapshot of R. Zlotin, view from south

следствием подпора его ледниковым покровом, занимавшим Лаптевский шельф. Лишь при условии мощного оледенения моря Лаптевых лед Карского центра, перевалив через горы Бырранга, не стекал на северо-восток в Хатангский залив, а оттеснялся на юго-восток, в долину Котуя, и только в этом случае могли возникнуть ледниковые лопасти, выдвигавшиеся вверх по долинам Попигаия и Анабара. Таким образом, продвижение льда в бассейны Котуя и Оленека стало возможным лишь потому, что в нем участвовал не только карский, но и лаптевский лед, т.е. лед Восточносибирского ледникового покрова.

### 3.2.3. Ледниковый рельеф шельфа Восточной Сибири

Новые доводы в пользу существования Восточносибирского покрова удалось получить на островах Анжу (Новосибирский архипелаг) и в районе Тикси.

**Острова Анжу.** На этих островах и окружающем шельфе автор обнаружил подводно-надводный *краевой ледниковый комплекс* с фронтом, обращенным на юго-запад (Гросвальд, 1996б, 2002). Его крупнейшие элементы — подводные системы выпуклых к югу дугообразных валов, которые сложены теми же мелкозернистыми песками, что и толща, выстилающая шельф (Ломаченков, 1965). Отдельные валы здесь имеют длину до 100–120 км, высоту до 15–20 м, ширину до нескольких километров. В этот комплекс также входят: асимметричные дуговидные гряды островов; меридиональные «слепые» (туннельные) долины, врезанные в днища нескольких проливов; поверхность песчаной аккумуляции Земли Бунге; депрессия, лежащая к северу от островов Анжу, и «ярусные» долины о. Столбового (рис. 44).

Асимметричные гряды характерны для островов Новая Сибирь, Фаддеевский, Земля Бунге, Бол. Ляховский, т.е. для тех участков суши, которые сложены «мягкими» породами — глинами, супесями, лигнитами мелового, эоценового и более молодого возраста. Их примеры — Деревянные горы о. Новая Сибирь и Стрелка Анжу. Как установлено прямыми наблюдениями, эти гряды — суть выраженные в рельефе дислокации осадочного чехла: пологие надвиги и подчиненные им узкие, линейные, очень напряженные складки, косые и лежащие. С гребнями гряд, как правило, совпадают выходы пород мелового, палеогенового и неогенового возраста, вздернутых по надвигам и выходящих в ядрах антиклиналей. А при дешифрировании космоснимков (В.Г. Захаров, Институт географии РАН) выяснилось, что число дуговидных линеаментов, соответствующих таким грядам, много больше, чем показала наземная съемка, и что они объединены в гирлянды и комплексы типа рыбьей чешуи, а также что выпуклые стороны всех дуг обращены на юг, а вогнутые — на север, что на юг смотрят крутые склоны гряд и в том же

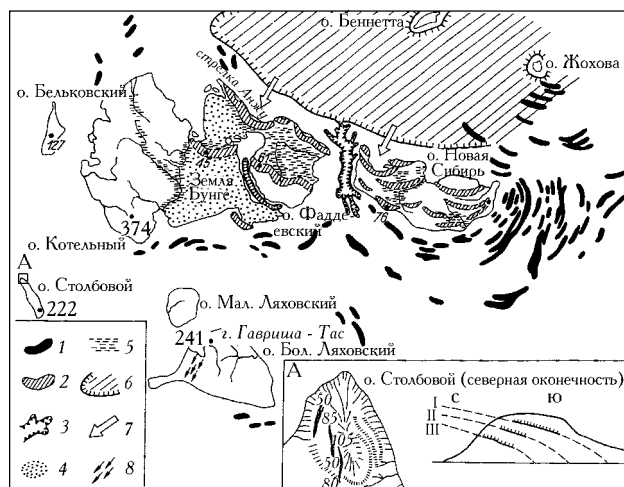


Рис. 44. Краевой гляциотектонический комплекс островов Анжу и прилегающего дна моря (по: (Гросвальд, 1988б, 1989)): 1 — подводные грядовые формы; 2 — наземные грядовые формы; 3 — «слепые» туннельные долины; 4 — подводные зандровые пески, осушенные на Земле Бунге; 5 — обводненные площади тех же песков; 6 — плоскодонная впадина, созданная в результате ледникового отрыва пластин, ушедших на «строительство» островов; 7 — восстановленное направление движения древнего льда; 8 — участок грядово-ложбинного рельефа о. Бол. Ляховский

Fig. 44. Marginal glaciotectonic complex of Anju Islands and adjacent sea bottom (after: (Гросвальд, 1988, 1989)). 1 — underwater ridge forms; 2 — land-based ridge forms; 3 — “dead end” tunnel valleys; 4 — underwater outwash sands, dried on Bunge Land; 5 — inundated areas of those sands; 6 — flat-bottom depression, created as a result of glacier blades separation, which went to the “construction” of islands; 7 — reconstructed direction of the former ice flow; 8 — a plot of ridge-hollow topography of Bolshoy Lyakhovsky Island

направлении смещены все надвиговые чешуи, опрокинуты складки. Форме гряд подчинен рисунок речной сети. Эта форма во многом определяет очертания самих островов: для их северных берегов характерны вогнутые контуры, для южных — выпуклые.

Все это делает очевидным, что структурные гряды и валы островов Анжу связаны с горизонтальным напором, направленным с севера на юг, и с дрейфом пластин поверхностных отложений, ориентированным в ту же сторону (см. рис. 44; рис. 45). По законам геотектоники, фронтальные части любых плит или пластин земной коры, испытавших горизонтальное смещение, имеют фестончатый рисунок, а само это смещение идет в направлении выпуклых сторон дуг (Кутейникова, Кутейников, 1987). Напор этот действовал очень недавно, на что указывает геологический возраст самых молодых пород, нарушенных надвигами и складчатостью. А они, по данным новых исследований (Ким, 1986), включают в себя всю плейстоценовую толщу вместе с ее верхним разделом.

В береговом обрыве на севере Земли Бунге, в разрезе Стрелки Анжу, я сам наблюдал такие, сверхмолодые, чешуйчатые (скибовые) дислокации: в них

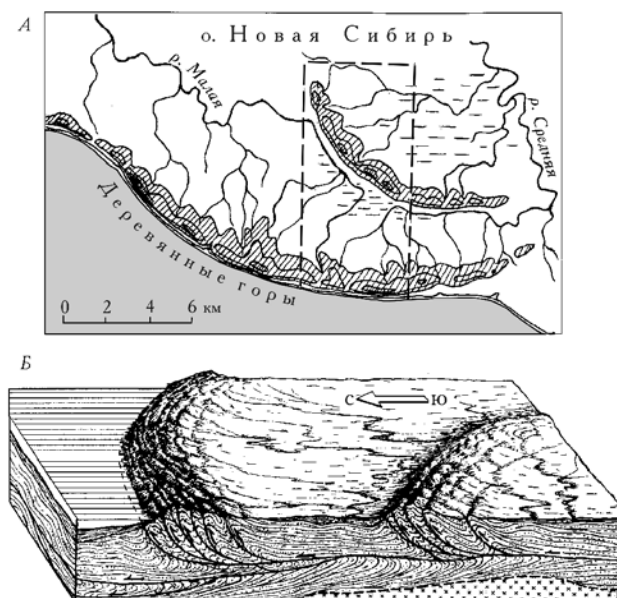


Рис. 45. Предполагаемая гляциотектоника грядовых форм островов Анжу (на примере о. Новая Сибирь): А — рельеф и гидрография острова; Б — блок-диаграмма, показывающая кинематику надвигавшихся плит (участок блок-диаграммы показан на «А» штриховым прямоугольником)

Fig. 45. Assumed glaciotectonics of ridge forms of Anju Islands (example is Novaya Sibir Island): А — topography and river network of the island; Б — the diagram shows kinematics of obducted platforms (a part of the diagram is shown on "А" by dashed rectangle)

были вовлечены угленосные песчаники мелового и третичного возраста *вместе* с четвертичными песками и костями мамонтов (Гросвальд, 2004а). И хотя геологи до сих пор верят, что данные гряды — не что иное, как проявление глубинной тектоники, возраст гряд этому решительно противоречит. Тогда же я убедился, что молодые структуры островов Анжу действительно образованы напором с севера и что по своим морфологии и размерам они поразительно близки гляциотектоническим сооружениям, известным в других областях покровных оледенений (Левков, 1980; Bluemle, Clayton, 1984).

Заслуживают внимания глубокие слепые ложбины, врезанные в днища проливов. По своей геоморфологии они аналогичны туннельным долинам таких областей, как Новая Англия, Северное море, побережья Дании, Германии, Польши, которые всегда ассоциируются с конечными моренами и зонами гляциодислокаций (Embleton, King, 1969). В частности, слепая ложбина Благовещенского пролива имеет длину свыше 100 км, ширину до 10–13 км, глубину до 50 м, ее борта крутые, а днище уплощенное, осложненное цепочкой впадин-котлов. Такую же форму имеют ложбины пролива Заря и залива Геденштрома. Как всякие туннельные долины, они должны быть связаны с эрозионной работой напорных потоков подледной воды. Другие русловые формы обнаружены на о. Стол-

бовой, где три яруса висячих долин-ущелий врезаны в западный склон мыса Скалистый. Судя по их ориентировке, эти ярусные долины маркируют положения края ледникового щита, отступавшего к северу.

Что касается песчаных равнин Земли Бунге, то это скорее всего — аккумулятивная поверхность зандров, переработанная морем, отступавшим с ее площади. Южная равнина примыкает здесь к фронту гряды Евсюке-Булгунных, северная — к фронту Стрелки Анжу.

Наконец, какое место в структуре островов Анжу и их шельфа занимают *пластовые тела подземного льда*, о которых писали Э.В. Толль и М.М. Ермолаев? И не правы ли те, кто их реальность отрицает, считая, как П.А. Шумский (1957), что основные массы подземных льдов Сибири — жильные? Сегодня этот вопрос решен, причем решен в пользу взглядов Толля. Специальные наблюдения на о. Фаддеевский подтвердили, что наряду с жильными льдами (о которых, кстати, знал и Толль), на островах Анжу, как и в районе Ледяной Горы, под слоями голоцена и абляционной морены выходят мощные тела пластового льда (Гасанов, 1981). А судя по данным М.А. Анисимова и В.Е. Тумского (Анисимов и др., 2006), эти тела представляют собой неотъемлемые части ледово-грунтовых пластин и участвуют в скибовых дислокациях Новосибирского шельфа.

Таким образом, большинство островов Анжу созданы гляциотектоникой, а именно — давлением ледниковых масс, надвигавшихся с северо-востока. Поэтому обширную плоскодонную впадину, примыкающую к этим островам с севера, я объясняю экзарацией или, точнее, ледниковым отрывом и смещением на юг ледово-грунтовых пластин осадочного чехла шельфа (Гросвальд, 1988б, 1989). Ключевая роль в механизме этого процесса, изученного в районах гляциодислокаций Северной Дакоты США (Bluemle, Clayton, 1984), о. Хершеля в Канаде (Maskau, 1959) и Белоруссии (Горецкий, 1984; Левков, 1980, 1984; Карабанов, 1987), принадлежит касательным напряжениям на нижнем контакте льда и поровому давлению воды в подмерзлотном горизонте осадочных пород ложа (Mathews, Maskau, 1960).

Между тем, сопряженность плоскодонных впадин с гляциотектоническими формами, установленная для островов Анжу, — это особенность, характерная для многих районов покровного оледенения. Она показывает, что материал, пошедший на строительство таких форм, извлекался из соседних углублений. Структуры данного типа, называемые *hill-and-hole-парами*, в нашей литературе известны как *гляциотектонопары* (Левков, 1984). Так что в районе островов Анжу мы имеем дело с целой системой таких гляциотектонопар, а подводные гряды, или валы, района, как и их наземные аналоги, созданы ледниковым напором. Они образованы при низких температурах и, вероятно, представляют собой лобовые края мерзлых гляциотектонических пластин, заданные вверх по надвигам.

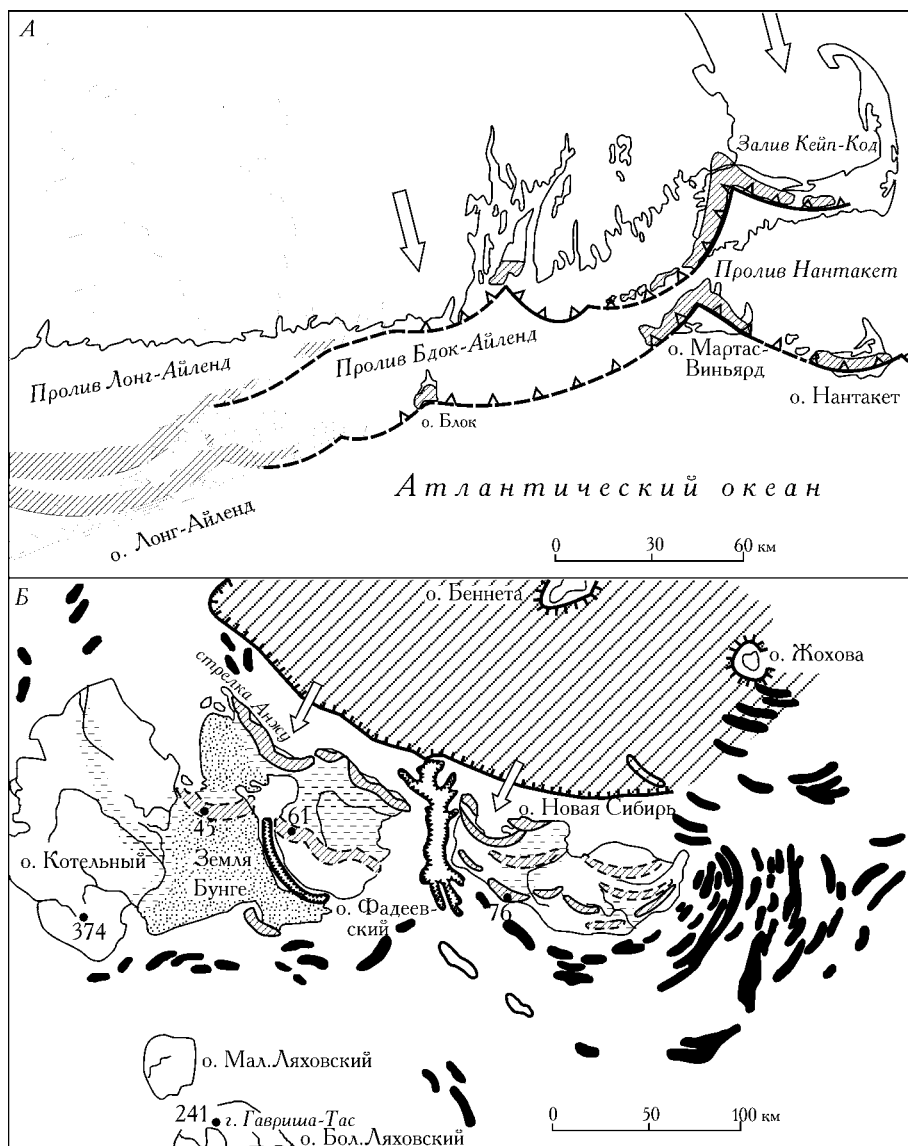


Рис. 46. Массачусетские конечно-моренные сооружения Северной Америки (А) и гляциотектонические постройки островов Анжу (Б). Стрелками показано направление движение льда. Привлекает внимание структурно-географическая близость первых и вторых

Fig. 46. Massachusetts terminal moraine constructions, North America (А) and glaciotectonics formations of Anju Islands (Б). The ice flow direction is shown by arrows. The closeness in terms of structural geography of the former and latter is notable

И наконец: все формы, присутствующие в районе островов Анжу, — не изолированные образования, а части единого геоморфологического ансамбля. Это обстоятельство позволяет сделать вывод, что они образуют краевой ледниковый комплекс. Так, кстати, рассуждали Дж. Чарльзворт (Charlesworth, 1957) и П.А. Кропоткин (1876, с. 115): «Если... каждый из упомянутых признаков, взятый отдельно, еще не может служить доказательством ледяного покрытия страны, то когда они встречены совместно, целую группой, мы можем сказать строго научно, что в данном случае есть громадная вероятность, что местность действительно была когда-то покрыта толщами льда». Так что в районе островов Анжу мы в самом деле видим краевой ледниковый комплекс. Кстати, он чрезвычайно близок гляциотектоническому со-

ружению массачусетских морен США (Oldale, O'Hara, 1984), но его фронт обращен не на восток, как у этих морен, а на юго-запад (рис. 46).

**Район Тукси.** Вторым районом, сыгравшим ключевую роль в решении проблемы оледенений Восточной Сибири, стало побережье залива Буор-Хая у пос. Тукси, примыкающее к северо-восточным предгорьям Верхоянского хребта. Здесь, на продолжении пучка линий тока древнего льда, идущего от Новосибирских островов, В.Б. Спектор (Якутск) обнаружил еще один комплекс краевых образований, а именно — систему крупных гляциотектонопар, рок-друмлинов и экзарационных борозд (Гросвальд, Спектор, 1993).

Геологи выделяют здесь несколько фаз складчатости, из которых главную относят к меловому



времени. Меловой структурой считается и Севастьянская (по оз. Севастьян) система крупных надвигов, образование которых до сих пор связывается и с землетрясениями, и с оползновыми процессами. Однако по интерпретации автора и В.Б. Спектора (1993), тиксинские дислокации имеют сугубо поверхностный характер и экзогенную природу; по нашим данным, чешуйчатые надвиги района, имеющие километровые амплитуды смещения и очень пологие сместители, восстают на юго-запад, вверх по склону Хараулахских гор, и представляют собой *гляциотектонические* структуры. Мы выяснили, что на двух участках, Севастьянском и Белугалахском, чешуи-скибы и целые покровы-шарьяжи, состоящие из черных сланцев карбона, оторваны от своих «корней», сдвинуты на юго-запад и, образуя десятки выраженных в рельефе чешуй-скиб, размазаны по поверхности жестких нижнепермских песчаников. На это указывает характер контуров сланцевых аллохтонов, выявленных при картировании: они имеют лопастную или «обтекаемую» каплевидную форму с длинными осями, вытянутыми на юго-запад.

Лопастная, местами языковидная структура надвиговых систем, которые под углом  $45^\circ$  секут простирающие коренные породы, отчетливо выражена в геоморфологии района. Поперечные профили скибовых гряд резко асимметричны, их западные склоны крутые и ступенчатые, восточные — длинные и пологие. Рельеф этих форм крайне свежий: в нем сохранились детали, позволяющие проследить весь путь перемещения отдельных чешуй от ложковидных камер во впадинах, возникших в местах их отрыва, до рубежей, где они находятся сейчас. Так что и здесь, как в районе островов Анжу, можно видеть тесную связь дислокационных морен и сопряженных с ними впадин. Индивидуальные чешуи имеют толщину 20—50 м,

толщина их серий достигает 200—300 м, а судя по тому, что электрическое сопротивление материала скиб растет в глубину, в их разрезе вероятно присутствуют прослой и линзы чистого льда.

Поверхность Тиксинского района «разлинована» экзарацией. Надвиговые чешуи сочетаются здесь с флютингом, рок-друмлинами и сквозными U-образными долинами-трогами. Меридиональный Приморский хребет прорван этими трогами, они расчленяют его на длинные (до 2—3 км) и высокие (до 30 м) гряды из отторгнутых от ложа сланцев; эти гряды мы и назвали рок-друмлинами. Все долины и друмлины ориентированы диагонально, с северо-востока на юго-запад, и пересекают гребневую линию хребта и простирающие коренные породы. В этом направлении опрокинуты и плитки в сланцах, слагающих друмлины, туда же смотрят и их хвосты. Так же ориентированы и более мелкие экзарационные формы — борозды флютинга, «обтекаемые» гряды, удлинённые озерные ванны, бараньи лбы с хвостами из щебня (крэг-энд-тейл-формы), линейные террасовидные уступы (рис. 47).

Вероятно, что ледниковый край в районе Тикси был приморожен к ложу, а откол гляциотектонических пластин происходил на глубине в десятки метров, под мерзлым слоем, где вода имеет высокое поровое давление. Видны здесь и эффекты эрозионной работы подледниковых вод — с ними мы связываем расчленение гляциотектонических покровов на системы рок-друмлинов: вслед за подвижками ледникового края, которые дислоцировали ложе, здесь могли происходить и мощные прорывы подледных вод. Все эти факты, а также присутствие в поверхностных отложениях валунов-ледограников позволило сделать вывод, что район Тикси испытал мощное воздействие ледникового покрова,

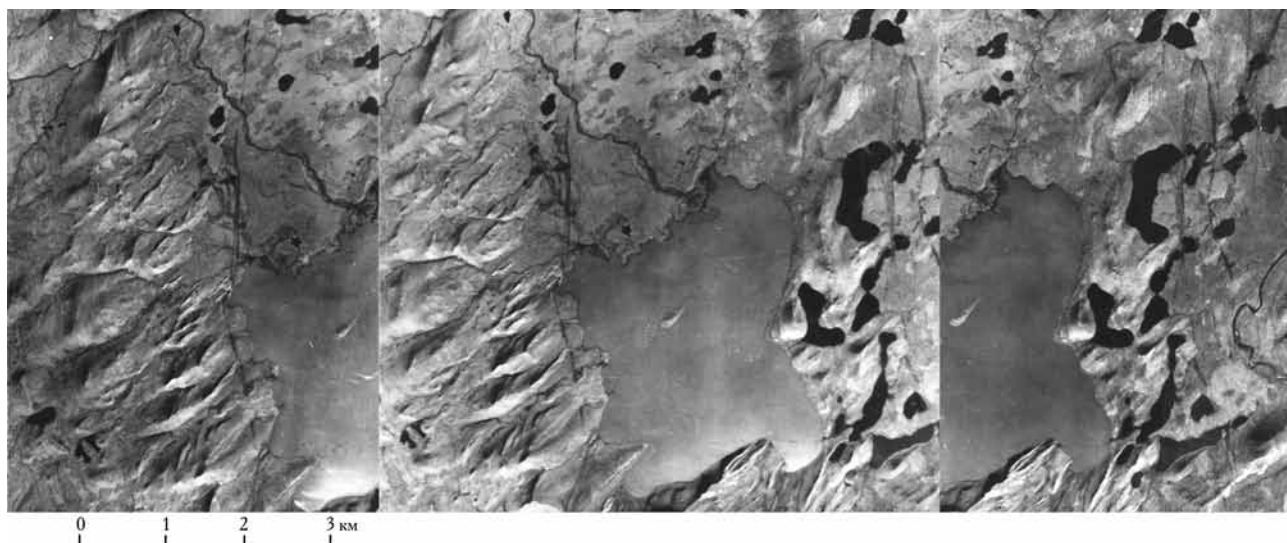


Рис. 47. Гляциотектонические сооружения района Тикси. Стереотриплет плановых аэроснимков оз. Севастьян и окружающих гляциодислокаций, предоставлен В.Б. Спектором (СО РАН)

Fig. 47. Glaciotectonic constructions within Tiksi area. Stereotriplet of areal-photo images of Sebastian Lake and surrounded glaciodysllocations are provided by V.B. Spector (Siberian Branch of RAS)

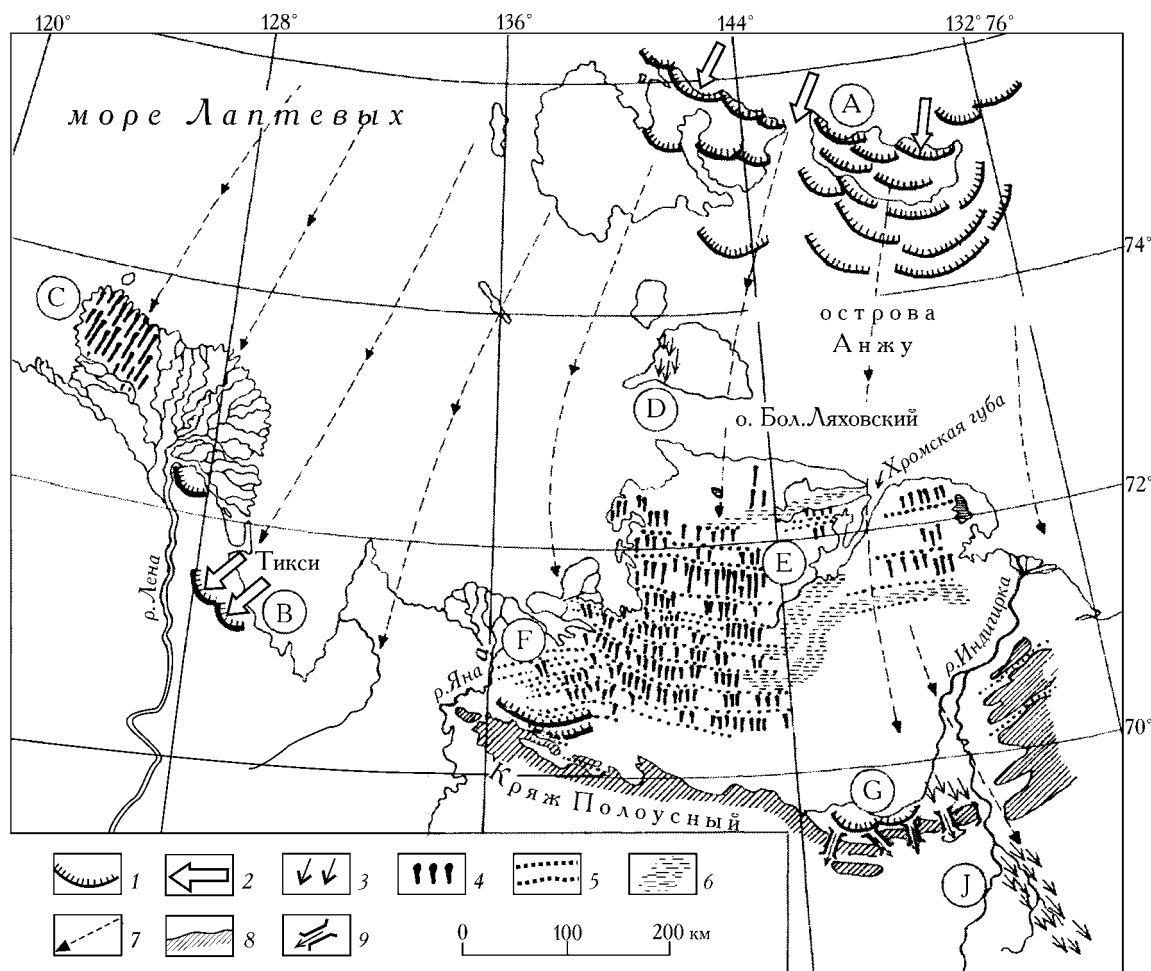


Рис. 48. Соотношение гляциотектонических построек островов Анжу (А) и района Тикси (В) с реконструированными линиями тока Восточносибирского ледникового щита. С этими линиями совпадают ориентированные формы рельефа тундры (озер и гряд) Яно-Индиговской низменности (см. рис. 50). С ними также согласуется ориентировка друмлинов, сохранившихся в долине р. Огустакх — правого притока Индиговки (см. рис. 52). 1 — моренные гряды напора; 2 — направления напора; 3 — друмлины и друмлиноиды; 4 — продольные озера и гряды; 5 — поперечные гряды; 6 — древние ложбины стока; 7 — линии течения льда; 8 — возвышенности; 9 — сквозные долины (ледникового прорыва). Буквенные обозначения: А — острова Анжу; В — район Тикси; С — западная часть дельты Лены; D — Большой Ляховский остров; Е — Яно-Индиговская низменность; F — дельта Яны; G — предгорье восточной части Полоусного края; J — бассейн р. Огустакх

Fig. 48. Relation of glaciotectonic constructions of Anju Islands (A) and Tiksi area (B) with reconstructed ice flow lines of the East-Siberian ice sheet. These lines coincide with orientated (aligned) tundra relief forms (lakes and drums) of the Yano-Indigirskaya lowland (see Fig. 50). Orientation of drumlins, surviving in Ogustakh River valley also corresponds to them (see Fig. 52). 1 — moraine ridges of pressure; 2 — ways of pressure; 3 — drumlins and drumlinoids; 4 — longitudinal lakes and ridges; 5 — transverse ridges; 6 — former hollows of discharge; 7 — ice flow lines; 8 — highlands; 9 — thru valleys (of glacier breakthrough). Literal signs: A — Anju Islands; B — Tiksi area; C — western part of Lena River delta; D — Bolshoy Lyakhovsky Island; E — Yano-Indigirskaya lowland; F — Yana River delta; G — foothills of the eastern Polousny Edge; J — Ogustakh River basin

надвигавшегося с шельфа моря Лаптевых, со стороны островов Анжу.

Установлено и время этого оледенения — тиксинские гляциотектонопары удалось датировать AMS-<sup>14</sup>C-методом. Весной 1990 г. русско-шведский отряд В. Карлена и В.Б. Спектора (Grosswald et al., 1992) провел здесь бурение дна трех озер, сопряженных со скибами, а полученный керн был исследован в Швеции, в Лаборатории геохронологии Уппсальского университета. Возраст базального слоя озерных осадков оказался равным 8,5 тыс. лет, что

позволило заключить: накопление этих осадков началось лишь в голоцене, а предшествующее ему оледенение было сартанским.

**Граница Восточносибирского покрова.** Соединив гляциотектонические структуры островов Анжу с такими же сооружениями района Тикси, отстоящие друг от друга на 400 км, мы смогли восстановить пучок линий тока Восточносибирского ледникового покрова и составить первое, самое приблизительное, представление о положении его южной границы (Гроссвальд, 19886; Grosswald, 2003). Оно было

получено после того, как из центра, лежащего севернее островов Анжу, была прочерчена дуга с радиусом в 450—500 км, которая, как оказалось, прошла по южному побережью залива Буор-Хая, вдоль края Полоусный и далее на восток по Индигиро-Колымской низменности (рис. 48). Дальше же, в пределах самой низменности, мы наметили ее приблизительное положение, сообразуясь с южным краем *Холерчинской тундры* (бассейн Нижней Колымы), где тоже обнаружены следы надвигания льда с шельфа на сушу (Гросвальд, 1996б) (см. раздел 5.2.1).

#### 3.2.4. Дислокации, переуплотнение донных илов, ложбины Макларена

Дополнительную информацию об оледенении арктической окраины Восточной Сибири дает анализ данных о дислокациях молодых, от меловых до верхнеплейстоценовых, отложений северных склонов краевой Прончищева и Чекановского, дельты Лены, соседнего Верхоянского хребта и Нижней Индигирки, которые отмечались десятками геологов. Так, по данным Н.А. Сягаева (1961), между устьями Анабара и Лены, вдоль линии, разделяющей восточносибирские сушу и шельф, на 450 км протягивается зона молодых, вплоть до четвертичных, складок и соляных куполов, а по М.Ф. Лобанову (1951), третичные угленосные аргиллиты и песчаники правого берега Быковской протоки (дельта Лены) смяты в крутые антиклинальные складки, опрокинутые на юго-восток. Эти и другие дислокации вошли в описание данных о кайнозойской складчатости в Верхоянье (Биджиев, Натапов, 1972). А Г.Ф. Лунгерсгаузен (1961, с. 172) здесь же, на границе с дельтой Лены, выделил зону очень молодой складчатости длиной 150 км, в которой «интенсивность движений с конца плиоцена до современной эпохи непрерывно возрастала».

Излишне объяснять, что авторы этих (и подобных им) заключений считали и до сих пор считают, что данные дислокации — суть проявления глубинной тектоники. И что по ним можно судить о возрасте фаз тектонической активизации Сибири — подобно тому, как по возрасту Каневских дислокаций на Днепре когда-то пытались судить об орогенических фазах Карпат и «погружении Балтийского грабена». Однако тот опыт, который был извлечен из исследований островов Анжу и района Тикси, подсказывает другое объяснение. Напомню: поверхностный характер «анжуйских» дислокаций, их сверхмолодой возраст и связь с давлением с северо-востока, т.е. со стороны, откуда мог давить только ледниковый покров, доказывают их экзогенную, гляциальную природу. Тем более что дислокации обоих районов, островов Анжу и Тикси, не только по месту, но и по времени вяжутся с последним оледенением Лаптевского шельфа. Точно так же и «зона молодых складок и соляных куполов» Сягаева совпадает с системой маргинальных каналов, или ложбин стока талых

ледниковых вод, простирающихся вдоль края Прончищева (Гросвальд, Гончаров, 1991). Эти каналы явно созданы потоками талой воды, которые следовали вдоль края ледникового покрова, лежавшего севернее, на шельфе моря Лаптевых.

К сказанному о следах оледенения самого Лаптевского шельфа остается добавить немного. Во-первых, обратить внимание на то, что доголоценовые осадки этого шельфа *переуплотнены* (Павлидис и др., 1998). Я сам, будучи участником Полярной Северо-Восточной экспедиции Института океанологии АН СССР в 1981 г., мог убедиться, что ударно-поршневые трубки, брошенные с борта л/к «Седов», отскакивали от поверхности дна как от бетона. Так что в число характеристик четвертичных отложений шельфа Восточной Сибири, сближающих их с «древними глинами» Баренцева моря (см. раздел 2.2.5.2), надо включить крайне высокую твердость. Что же до «древних глин» (как и моренных толщ Скандинавии), то их твердость уже давно объяснена длительным воздействием ледниковой нагрузки.

И еще — о рельефе этого шельфа. На нем отсутствуют желоба-троги, на что всегда указывают, когда сравнивают геоморфологию Баренцево-Карского шельфа с рельефом шельфов более восточных морей. Однако считать восточные шельфы совершенно плоскими нельзя. Помимо уже описанных форм грядового рельефа, здесь есть и большие экзарационные ложбины. В отчете о «секретной съемке» Сибирского шельфа 1970 г. капитан подлодки США А. Макларен (McLaren, 1972; Гросвальд, 2004а) сообщает: «В секторе шельфа, заключенном между восточным краем моря Лаптевых и серединой Восточно-Сибирского моря, мы наблюдали меридиональные трогообразные ложбины, достаточно большие, чтобы в них могли прятаться большие подлодки. Одна из них имела глубину до 100 футов, ширину 200 ярдов и валики по краям. Другие достигали 500-метровой ширины и глубины в сотню метров. А всего таких ложбин я насчитал семь. Они никак не связаны с реками на суше, их генезис явно не речной. Я думаю, что они скорее всего ледниковые». На другой вопрос — почему из этих ложбин не получилось настоящих желобов-трогов — мы попробуем ответить позже.

### 3.3. Явления ледникового подпруживания

Приведенные доводы в пользу оледенения арктической окраины Восточной Сибири подтверщаются и фактами, указывающими на недавнее подпруживание ее низменностей и текущих на север рек. Выше уже упоминались маргинальные каналы края Прончищева, которые были выработаны в условиях ледниковой подпруды с севера, теперь же рассмотрим следы подпруживания рек бассейна морей Лаптевых и части Восточно-Сибирского.

### 3.3.1. Лено-Вилуйское, Янское и другие озера

Ясные следы подпруживания бассейнов Лены и Яны отмечались практически всеми работавшими в них геологами. О них писали Р.О. Галабала (1979), В.В. Колпаков (1986), А.И. Музис и др. (1978), Б.С. Русанов и др. (1967) и другие, давшие характеристику отложений подпрудных озер — глин, мелкозернистых песков и супесей, имеющих бассейновую слоистость и значительные, до 30—50, иногда до 100—120 м, мощности. Некоторые из них, такие как А.И. Музис и Р.О. Галабала, при этом указывали, что главной причиной недавнего преобразования рельефа долины Лены и Яно-Колымской низменности было «возникновение запруды в виде ледникового покрова в районе шельфа Восточно-Сибирского моря». А Русанов и другие той же подпрудой объясняли речные перехваты, выявленные ими в бассейне Адычи и других рек системы Яны (Русанов и др., 1967, с. 171). Тем не менее положение и природу конкретных подпруд, а особенно — их возраст все эти геологи представляли себе довольно туманно. Большая роль, как всегда, отводилась тектонике. А в недавнем прошлом, к числу «виновников» образования древнего озера в долине Лены многие, включая автора, причисляли Верхоянский горно-покровный комплекс. Особняком стоял А.И. Попов (1983); он тоже считал подпруживание одним из главных факторов развития приморских низменностей Сибири, в частности, — условием образования «едомы», но свя-

зывал его не с ледниками и тектоникой, а с некими конусами выноса, которые, по его идее, формировались у краев суши.

Компьютерная реконструкция Восточносибирского ледникового щита представлена на рис. 49. Теперь с ее появлением на палеогеографической карте России многие из этих неясностей устранены. Реконструированы Лено-Вилуйское и Янское ледниково-подпрудные озера, поставлен вопрос о вероятности Индигиро-Колымского озера (или «пойменных разливов») (Гросвальд, 1989, 1998). Сделан вывод, что площадь первого могла достигать 500 тыс. км<sup>2</sup>, уровень — 220—230 м, а сброс его вод — идти на запад, сначала в Тунгусское, а затем в Енисейское озеро. Судя по датировкам осадков Вилуйской впадины (сообщение Г.Ф. Грависа), его максимум имел место в ПЛМ, а прорыв в море Лаптевых, — около 10 тыс. л.н. (по материалам германской морской экспедиции; сообщение М. Сарнтхейна).

Короче была история Янского озера: судя по нашим новым реконструкциям (Grosswald, Hughes, 2002), в ПЛМ его бассейн был занят ледниковым покровом, и место для озера появилось лишь с отступанием льда. Тем не менее следы этого озера, вернее, сброса его вод, вполне зримы: южный отрезок Верхоянского хребта, замыкающий Янский бассейн, прорван целым веером сквозных долин-спиллвеев. В таком же положении находилась и Индигирско-Колымская низменность — и она в ПЛМ была занята

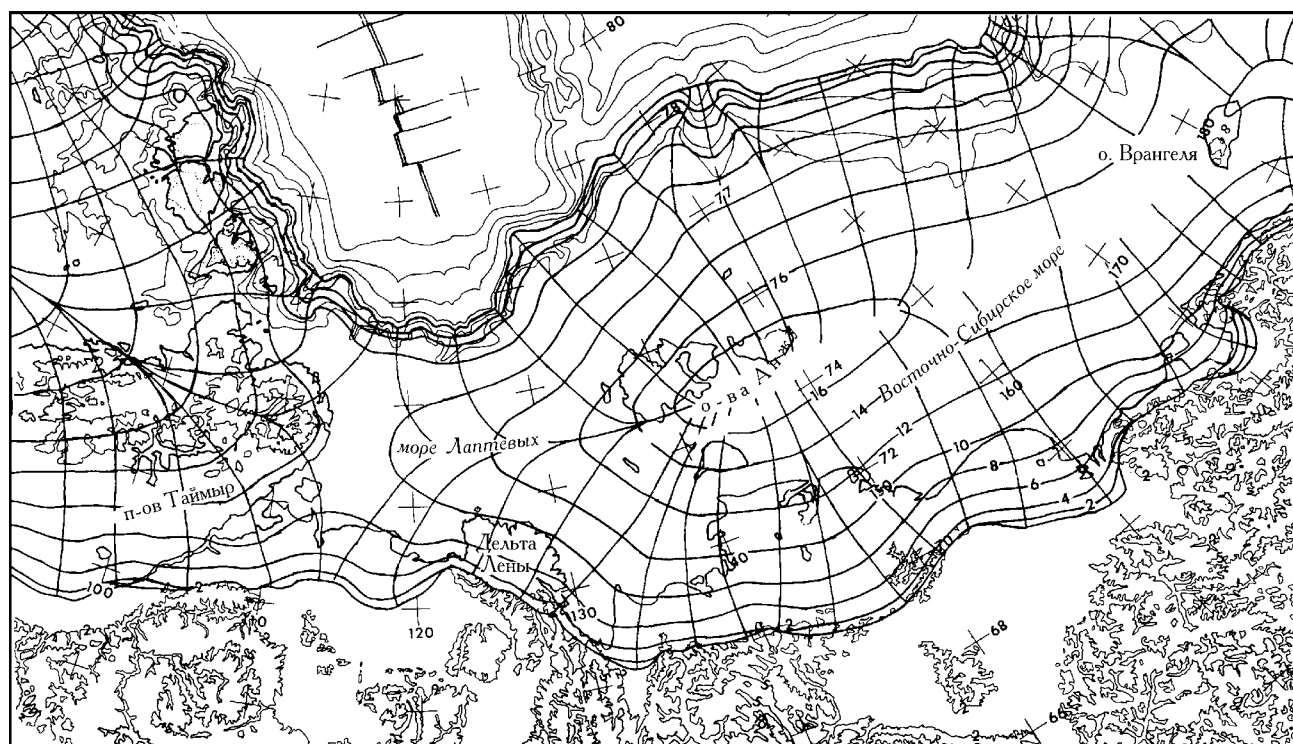


Рис. 49. Компьютерная реконструкция Восточносибирского ледникового щита (по: (Hughes, 1998)). Гляциоизогипсы проведены через 200 м

Fig. 49. Modeled reconstruction of the East-Siberian ice sheet (after: (Hughes, 1998)). Isohypsals are depicted in 200 m



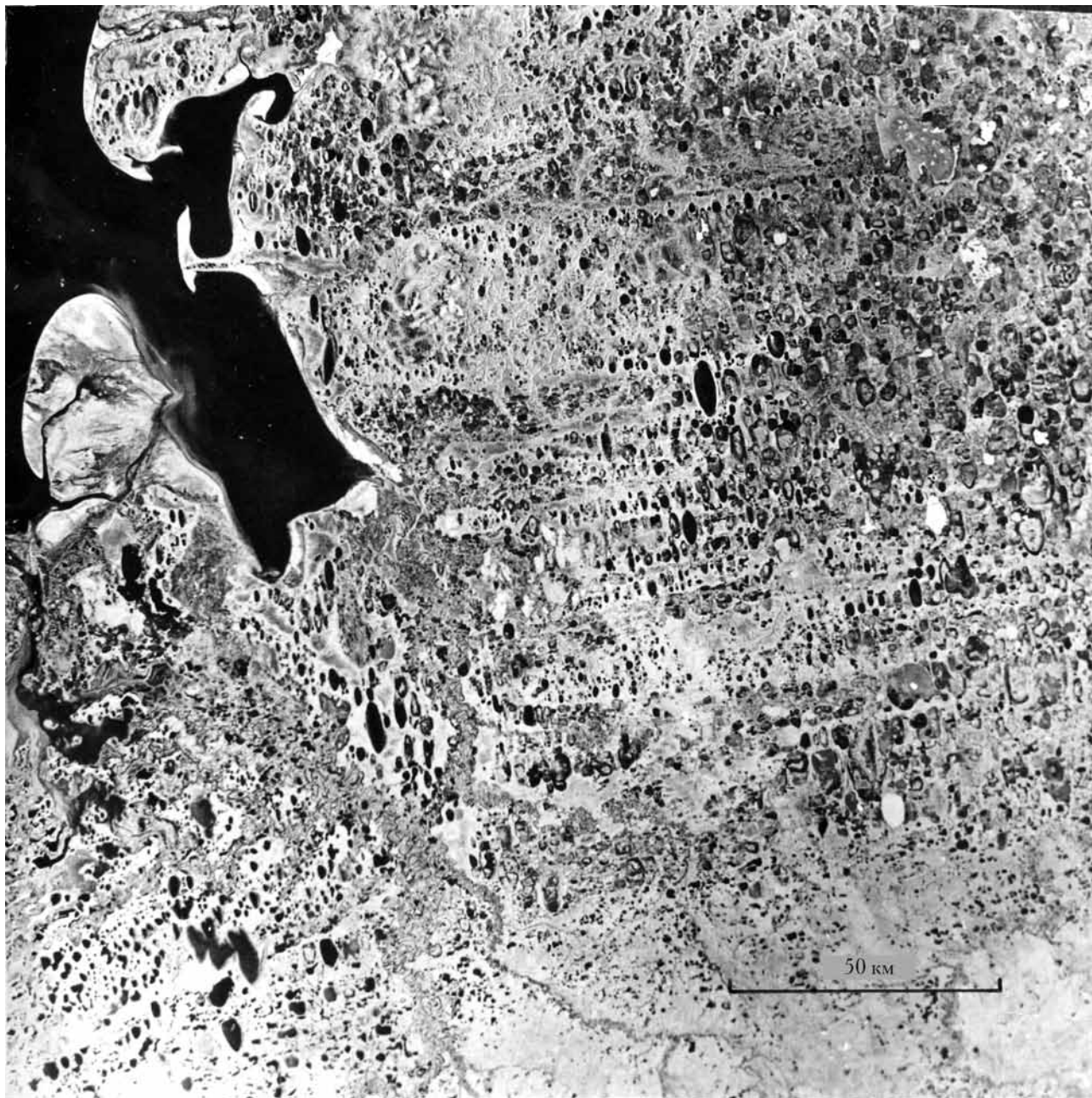


Рис. 50. Продольно-поперечная организация ориентированных гряд и озер на Яно-Инди́гирской низменности. Плановый аэроснимок; предоставлен ФГУНПП «Аэрогеология»

Fig. 50. Longitudinal-transverse picture of orientated ridges and lakes over the Yana-Indigirskaya lowland. The aerial-photo image is provided by "Aerogeologia"

льдом, а озеро здесь могло также возникнуть только в позднеледниковье.

### 3.3.2. Оледенение и едома, ориентированные формы рельефа тундр

Для понимания ледниковой истории приморских низменностей Восточной Сибири особое значение имеет осадочно-криогенный (ледовый), или едомный комплекс приморских равнин сибирской Субарктики, особенно широко развитый в Централь-

ной и Северной Якутии. Ледовым комплексом называют высокочленистые супесчано-суглинистые, преимущественно алевритовые отложения, пронизанные повторно-жильными льдами (Попов, 1983). Мощность комплекса часто достигает многих десятков метров, а поверхность местами поднимается до уровня 210—230 м. Едома погребает доледниковые террасы и трансгрессивно налегает на неровные, не подготовленные эрозией склоны. Многие считают, что она несовместима с оледенением и является ее антагонистом. Однако это утверждение противоречит фактам — на самом деле «едома» и ледниковые покровы



Рис. 51. Ориентированные озера и гряды на западной половине дельты Лены. Плановый аэроснимок; предоставлен В.Б. Спектором (Сибирское отделение РАН)

Fig. 51. Aligned lakes and ridges on western part of Lena River delta. The image is provided by V.B. Spektor (Siberian Branch of RAS)

были «добрыми соседями»; более того, ледниковая плотина на шельфе, затруднявшая свободный сток с приморских равнин на север, создавала идеальные условия для нарастания осадочно-криогенного комплекса. Именно перед фронтом льда в летние сезоны возникали те самые мелководные озера и «пойменные разливы», которые, промерзая до дна и растрескиваясь в последующие зимы, слой за слоем наращивали едомую толщу. Когда ледниковый край отступал, «едома» занимала освобождаемые площади, а когда он испытывал подвижки-сёрджи, его лед надвигался на поверхность «едомы» и скользил по ней,

как он скользил бы по мерзлому грунту. При этом на льдистых поверхностях приморских тундр вырабатывался специфичный рельеф — ориентированные ложбинно-грядовые комплексы. Именно их картирование позволило сделать еще один шаг к уточнению позиции южного края Восточносибирского щита.

Как показал просмотр аэроснимков, для едомых равнин типичны ориентированные комплексы. Они образованы пересечением двух систем параллельных ложбин и гряд, из которых одна ориентирована субмеридионально, а вторая примерно широтно, в поперечном, относительно первой, направлении. К

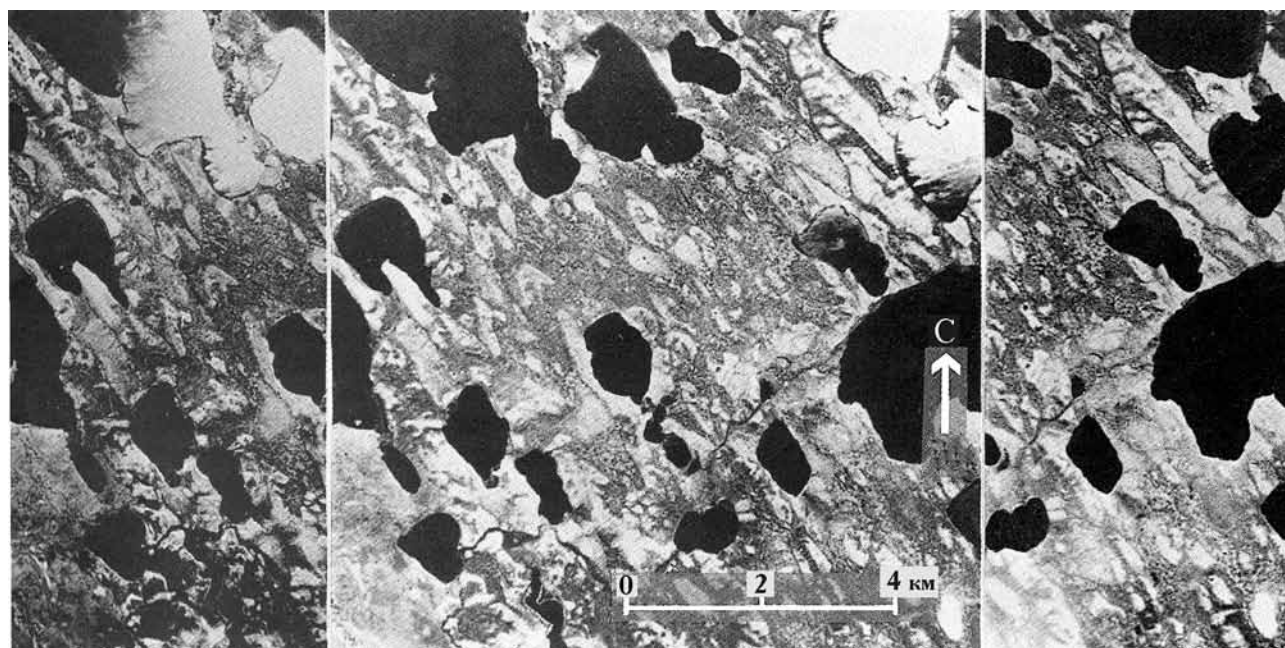


Рис. 52. Разрушенные перигляциальными процессами друмлины долины р. Огустах (кряж Полоусный). Стереотриплет плановых аэроснимков; предоставлен ФГУНПП «Аэрогеология»

Fig. 52. Ruined by periglacial processes drumlins of Ogustakh River basin. Stereotriplet of areal photos is provided by "Aerogeologia"

субмеридиональным ложбинам приурочены цепочки удлиненных («ориентированных») озер, которые, будучи самыми заметными элементами комплексов, первыми привлекли к себе внимание. Их обнаружили еще в 1940-х годах, тогда же появились и объясняющие их гипотезы. Первоначально комплексы считались продуктами термокарста, неотектоники и летних ветров, дующих в поперечном, по отношению к удлинению озер, направлении (Rosenfeld, Hussey, 1958).

Однако по имеющимся данным, ориентировка этих форм не соответствует ни ветрам, ни тектоническим структурам, зато прекрасно согласуется с линиями тока древнего льда. А субширотная система ложбин и гряд должна была совпадать с позициями отступавшего ледникового края и руслами маргинальных потоков. Примеры этих систем можно видеть на Яно-Индибирской низменности (рис. 50), на о. Айон с п-овом Карчык, на западной половине дельты Лены (рис. 51) и на приморских тундрах Аляски.

Повторю: по нашей модели, комплексы ориентированных форм возникали у края ледникового покрова, занимавшего арктический шельф и большие площади приморских низменностей. А льдистые пески и супеси едомы служили для них субстратом. При своих подвижках ледниковый край создавал продольные борозды-флюты, а после его отступления в этих бороздах собиралась вода и начинался термокарст. Таким образом, по нашей теории (Grosswald et al., 1999), ориентированные озера наследуют ледниковый флютинг, а комплексы в целом — это не что иное как ледниковые формы, измененные процессами термокарста и солифлюк-

ции. Иными словами, наша теория образования грядово-ложбинного рельефа приморских низменностей и геометрии его форм — ложбин и гряд — соответствует выводу о покровных оледенениях шельфа Восточной Сибири и лежит в рамках парадигмы покровных оледенений Русского Севера и движения арктического льда с шельфа на сушу. Сказанное подтверждает схема (см. рис. 48), которая представляет «континуум» ледниковых форм Яно-Индибирской низменности и ее окружения. Она делает ясным, во-первых, что все участки развития ориентированных форм северной Якутии вписываются в вероятные границы Восточносибирского ледникового щита; во-вторых, что все субмеридиональные озера и гряды вытянуты вдоль линий тока этого щита, и, в-третьих, что их ориентировка всюду перпендикулярна простираению ледникового края. *Prima facie* друмлины, вытянутые вдоль оси одного из проломов в кряже Полоусный (рис. 52), только подтверждают эти закономерности.

По льдистым отложениям едомы имеется много датировок, их возраст заведомо молодой — сартанский (Каплина, Ложкин, 1982). Из этого следует, что столь же молодым, сартанским, должен быть и последний Восточносибирский ледниковый щит.

На базе линий тока древнего льда, восстановленных по вышеописанным формам гляциотектоники и ориентированным формам рельефа тундр, удалось установить положение центра растекания льда Восточносибирского ледникового щита, которое, как оказалось, было близким к Новосибирским островам (см. рис. 48).

### 3.3.3. Пластовые залежи подземных льдов

На примере погребенных пластовых льдов разреза Ледяная Гора и островов Анжу мы могли видеть, что, подобно ледовому комплексу, эти образования — отнюдь не антагонисты наземного оледенения, как часто считают, а реликты Арктического ледникового покрова, и что они могут сохраняться всюду, где наземное оледенение «накладывалось» на многолетнемерзлые грунты. Сведения о льдах этого типа быстро расширяются; в Восточной Сибири помимо островов Анжу и Бол. Ляховского их поля теперь включают низменные побережья морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.

Принадлежность этих льдов к глетчерному типу подтверждена комплексом геоморфологических, структурных и изотопных данных, причем не только в Сибири, но и в Канадской Арктике, где их мощности доходят до 60 м. А там, где, как на островах Анжу, эти льды (или ледово-грунтовые пластины) участвовали в скибовых дислокациях, их мощности могли удваиваться и утраиваться. Вероятно, что в ответ на ледниковый напор мерзлые ледово-грунтовые пластины надвигались на массы мертвого льда, погребая его и создавая поднятия будущих островов, таких, как Новая Сибирь или эфемерные острова Семеновский и Васильевский, которые уже съедены термоабразией моря Лаптевых. По-видимому, находки подземных льдов пластового типа маркируют огромное поле, где под чехлом скованных многолетней мерзлотой торфяников, суглинков и льдистых пород ледового комплекса сохраняются не растаявшие остатки плейстоценового ледникового покрова. Кстати, не исключено, что в случае усиления текущего потепления климата Россия потеряет, за счет той же термоабразии, весьма крупные участки своих побережий, которые сложены пластовыми льдами и граничат с Северным Ледовитым океаном.

### 3.4. Обсуждение и выводы

Итак, одним из первых доводов в пользу покровного оледенения, возникавшего в сартанское время на крайнем севере Восточной Сибири, стали гляциотектонические структуры и подземные льды района островов Анжу (Новосибирские острова). Как уже говорилось, первые научные выводы на этот счет сделал Э.В. Толль (1897) (хотя у него был и предшественник, Геденштром). Прекрасно понимая, что «допущение былого оледенения или ледникового периода Сибири... противоречит всем нынешним воззрениям», Толль подошел к своей задаче очень ответственно. Его выводу, что «...ледяные массы Новосибирских островов... можно считать за образования, которые составляли одно целое с большим, лежащим, по всей вероятности,

на севере, материковым льдом, который затем отступил, и, таким образом, эти окаменелые ледяные массы представляют нам единственный остаток оледенения этих местностей» (Толль, 1897, с. 113), предшествовали широкая программа полевых наблюдений и сравнение их результатов с данными Ф. Нансена, Э. Дригальского и А. Гейма по Гренландии и Маласпине. Доказывая остаточную ледниковую («каменную») природу льда Новосибирских островов и соседних районов Сибири, Толль спорил с А.-Э. Норденшельдом, А. Пенком и другими авторитетами, утверждая: «структура Новосибирских четвертичных ледяных слоев говорит за происхождение их из снегового льда и решительно против водного происхождения» (Григорьев, 1924).

Трудно спорить с И.П. Герасимовым и К.К. Марковым (1939, с. 28), что «условия, господствовавшие в Сибири вне горных хребтов, на плато и в низинах, восстанавливаются гораздо сложнее, чем в горах». Но это, как мы теперь видим, совсем не значит, что «положительные данные о древнем оледенении низин (Восточной) Сибири отсутствуют». И что, «вопреки прежнему мнению Толля», этих следов нет и на Новосибирских островах, а доказательства Толля — все его «каменные» льды, друмлины и озы — «могут быть объяснены иначе». О несогласии с таким подходом дипломатично, но вполне определенно заявлял Д.В. Колосов (1947).

Выделив «огромную область покровного оледенения между устьями Лены и Колымы», Колосов (1947, с. 95) сделал вывод, что характерными чертами Новосибирского покрова были слабое питание, малая подвижность и сравнительно малая мощность. По его словам, эти черты вполне сочетаются с общей концепцией Герасимова и Маркова об убывании интенсивности оледенения к востоку. «По-видимому, — продолжал Колосов, — Новосибирский покров представляет один из самых крайних случаев той категории ледниковых явлений, которые (ими) выделены как *пассивное покровное оледенение*».

Что же до оледенения Восточной Сибири в целом, то в свете изложенного попытки его отрицания, как старые, так и новые, серьезными считать нельзя. Становится все более очевидным, что соответствующие идеи П.А. Кропоткина, которые еще вчера почти единодушно отвергались, вновь обретут сторонников, которые будут вооружены всем арсеналом знаний и методов современной науки. Так что вопрос об оледенении Восточной Сибири, проделав сложный зигзаг, типичный для путей поиска истины, получит наконец оптимальное решение. Как в свое время нашел его для себя и сам Кропоткин (1876, с. 223): «(Изначально) убежденный, что Сибирь не представляет следов ледникового периода, я малопомалу должен был отступить перед очевидностью фактов и прийти к противоположному убеждению — что ледниковые явления распространялись и на Восточную Сибирь, по крайней мере на ее северо-восточную часть».



### 3.4.1. Восточносибирский ледниковый покров

Первую реконструкцию Восточносибирского покрыва я опубликовал в 1988 г., сразу после обнаружения гляциотектонических структур района островов Анжу, а также появления данных И.Н. Дятловой (1986), С.М. Андреевой и Л.Л. Исаевой (1988), указывающих на дефлексию «карских» лопастей массами льда, двигавшегося с Лаптевского шельфа (Гроссвальд, 1988б). Тогда же стало ясно, что только этот покров мог подпрудить Лено-Вилуйское, Янское и Индигирско-Колымское озера и создать условия для формирования осадочно-криогенного («едомного») комплекса приморских равнин области. А его современная трехмерная модель, построенная методом конечных элементов, которая учитывает условия на ложе, появилась, при активном участии Хьюза, в 1995 г. (Grosswald, Hughes, 1995). Позже она нами неоднократно уточнялась (Hughes, 1998; Grosswald, Hughes, 2002).

В нашем последнем эксперименте (Grosswald et al., 1999) Восточносибирский ледниковый покров моделировался совместно с ледниковым комплексом Верхоянско-Черской системы хребтов и впадин. В итоговой реконструкции все они, и покров и комплекс, оказались объединенными в сплошную ледниковую систему, которая заняла, среди прочего, Янскую и Индигирско-Колымскую низменности. Причем это объединение стало результатом коллапса, имевшего место в ПЛМ (см. раздел 2.5.2). Так что, в отличие от долины Лены, и подпрудные озера, и сменявшая их «едома» могли образоваться на этих низменностях только после отступления льда, в позднеледниковье.

Согласно нашей реконструкции (см. рис. 49), площадь Восточносибирского покрыва после коллапса составляла 2 млн км<sup>2</sup>, максимальная высота — около 2000 м, объем — 2,1 млн км<sup>3</sup>, а эквивалентный ему слой воды Мирового океана — 5,3 м (Grosswald, Hughes, 2002). О подобном ледниковом покрыве не скажешь, что он имел «сравнительно малую толщину, слабую подвижность» и отличался «общей пассивностью» (Большаинов, 2006). Его атмосферное питание могло быть слабее, чем у Скандинавского и Баренцево-Карского покрывов, однако это обстоятельство практически не влияло на толщину льда: у стационарных ледниковых щитов данный параметр определяется не интенсивностью питания, а их диаметром и условиями на ложе (Hughes, 1981; Paterson, 1981). К тому же, если свериться с «климатическими» моделями, то абсолютные значения питания ледников Восточной Арктики (15–20 г/см<sup>2</sup> и больше) оказываются совсем не низкими.

«Нормальных» краевых образований, связанных с ледниковым покрывом Восточной Сибири, до сих пор не обнаружено, однако положение ряда *proxies* — следов подпруживания и перебросок стока, гляциодислокаций, ориентированных ложбинно-грядовых комплексов и прочего — дает возможность определить примерную позицию ледникового края. А по их возрасту можно установить, что последний Восточносибирский ледниковый покров был сартанским.

### 3.4.2. И еще раз — о согласованности

Уже при рассмотрении отклонения «карского» льда «лаптевским» (см. раздел 3.2.2) мы установили, что направление движения первого определялось напором второго, что две ледниковые массы взаимодействовали друг с другом, и их динамика была *согласована*. То же — взаимообусловленность, когерентность — выявляются при совместном анализе всех тех явлений, которые, при всей разнородности, объединялись одним — своей связью с покрывным оледенением области. Сколько здесь таких вот причинно-следственных цепочек: «центр покрывного оледенения лежал на шельфе ⇒ сток с суши подпруживался ⇒ на приморских равнинах формировалась едома, а в долинах — озера». Или: «лед надвигался с шельфа на сушу ⇒ на юг ориентированы и все основные гляциодислокации». Или: «долину Яны запирали лед ⇒ в ней возникало озеро ⇒ его вода прорывалась через Верхоянский хребет». Или: «где был, но деградировал, край Восточносибирского покрыва ⇒ там теперь находят погребенные остатки пластового льда». А первопричина всего, Восточносибирский ледниковый покров, надежно увязан с палеоклиматом Арктики: он с редкостной повторяемостью воспроизводится «климатическими» моделями М. Вербицкого, У. Бадда, Р. Гриве, Р. Бинтанья и других. И, наоборот, ни метахронности, ни диахронности оледенения Русского Севера ни одной из известных *climate-based* моделей симулировать еще не удавалось.

Есть, правда, одна особенность, ясно выраженная в характере гляциотектонических образований севера Восточной Сибири — признаки горизонтального давления с севера, со стороны Северного Ледовитого океана. Их не удастся «списать» на динамическое воздействие «местного» ледникового покрыва — через него это давление скорее всего лишь *передавалось*. Однако обсудить эту проблему, как и генезис ложбин Макларена, придется не здесь, а при рассмотрении центрального компонента Арктического ледникового покрыва.

## 4. Шельфовый ледник Арктического бассейна

### 4.1. Вводные замечания

Что находилось в центральной (глубоководной) области Арктики в эпохи великих похолоданий, в том числе в ПЛМ? До последнего времени на этот вопрос однозначного ответа не было. По одной из точек зрения, Арктический бассейн был безлёдным. В 1950—70-х годах этот взгляд имел немало сторонников, включая М. Юинга, У. Донна и Э. Улауссена, однако позже, не получив подтверждения, он был оставлен; по другой, до сих пор популярной, этот бассейн был забит плавучими массами паковых льдов. Эту модель считали предпочтительной члены проекта CLIMAP (1976, 1981), только ее признают сторонники модели «ограниченного» оледенения и ее держится большинство членов программы QUEEN: во всяком случае, по модели Р. Шпильхагена (Spielhagen et al, 2004), ледниковый покров Русской Арктики, достигая края шельфа, без помех сбрасывал айсберги в океан. Наконец, по третьей точке зрения (которую я считаю единственно правильной), Арктический бассейн покрывался сплошным шельфовым ледником, который был достаточно толстым, чтобы растекаться под действием собственного веса (Hughes, 1981).

Нет сомнения, что шельфовый ледник был важнейшим океанологическим фактором «ледниковой» Арктики. Но, будучи центральным элементом Великого Арктического ледникового покрова, его сердцевиной, он был жизненно важен и для ее палеогляциологии (Hughes et al., 1977). Включив в свою структуру шельфовый ледник, этот покров становился «великим» — то есть единой динамической системой, подобной антарктической. И наоборот, не будь здесь шельфового ледника, в Арктике была бы только группа изолированных щитов, синхронизированных через уровень моря, но лишенных трансполярных связей. Таким образом, вопрос о шельфовом леднике в центре Арктики отнюдь не частный, от его решения зависит характеристика всей ледниковой системы Северного полушария.

Количество фактов, подтверждающих существование Арктического шельфового ледника, неуклонно растет. Как было показано в наших обзорах (Гроссвальд, 1983; Grosswald, Hughes, 2002), концепция

такого ледника имеет долгую историю, уходящую во времена У. Томсона (Thomson, 1888). Аргументы, приводимые в пользу Арктического шельфового ледника, включают: расчеты скоростей утолщения морского льда (Cragy, 1960; Томирдиаро, 1970); соображения о роли этого ледника в подпоре и стабилизации Баренцево-Карского и других «морских» покровов (Mercer, 1969); сравнение отношений стабильных изотопов в океане с данными о падении его уровня (Broecker, 1975; Williams et al., 1981); факты дефлексии траекторий эрратики, переносившейся вдоль северного берега Гренландии (Dawes, 1986; Funder, Larsen, 1982); компьютерные модели динамики шельфового ледника, исходящие из данных о его балансе массы и термофизике (Grosswald, Hughes, 2002); и наконец, безжизненность большей части Арктического бассейна в период между 25—30 и 8—13 тыс. л.н. (Darby et al., 1997; Jones, 1994).

Часть этих аргументов мы рассмотрим подробнее, кроме того — приведем новые, более прямые данные.

### 4.2. Арктический шельфовый ледник

Согласно определению (Котляков, 1984), шельфовый ледник — это плавучая плита из фирна и льда, имеющая огромную площадь и значительную, обычно в сотни метров, толщину; его трение у ложа нулевое, поэтому обе поверхности, верхняя и нижняя, примерно горизонтальны. Сейчас есть достаточно оснований для утверждения, что в ледниковые эпохи, в том числе в ПЛМ, такой ледник покрывал весь Арктический бассейн. И — что по выдвинутой Дж. Мерсером и нами (Гроссвальд, 1983; Denton, Hughes, 2002; Hughes et al., 1977) «ледниково-шельфовой» гипотезе, именно с шельфового ледника началось формирование всего Великого Арктического ледникового покрова. Главная роль в ней отводилась Арктическому бассейну — его тепловому балансу, балансу массы его льдов, включая аккумуляцию снега и условия притока и выноса айсбергового льда. К выводу об образовании шельфовых ледников в Арктике путем утолщения морских льдов — намерзанием

льда снизу и аккумуляцией снега сверху, т.е. в соответствии с постулатами ледниково-шельфовой гипотезы, на основе своих наблюдений приходит и С. Кессель (2005).

#### 4.2.1. Аргумент баланса массы

Приходные статьи баланса массы шельфового ледника включали: приток льда с континентальных шельфов, окружающих Арктический бассейн; замерзание морской воды и аккумуляцию атмосферных осадков (снега), а статьи расхода — таяние и жидкий сток, потери на «экспорт» айсбергов и испарение.

Уже при поверхностном анализе видно, что в ПЛМ этот баланс был резко положительным. Этому способствовали снижение температур воздуха и воды, а также приток в бассейн масс льда с его периметра — с континентальных шельфов, на которых тогда лежали ледниковые покровы. И конечно то, что в этом балансе практически не было статей расхода.

**4.2.1.1.** Одним из факторов, создавших условия для оледенения Арктического бассейна, было его глубокое похолодание. Степень похолодания, его конкретные значения, сейчас определяются многими методами, но в нашем случае особенно важны палеотемпературы, полученные путем изотопно-кислородных исследований льда из скважин, пробуренных на вершине Гренландии (Johnsen et al., 1995) (рис. 53). По этим данным, два холодных пика, при которых температуры воздуха падали на  $25^{\circ}\text{C}$ , имели место в ПЛМ, т.е. 22—23 тыс. л.н., а также 70—72 тыс. л.н., а похолодание, составлявшее в среднем  $15^{\circ}\text{C}$ , было характерно для всего периода с 75 до 10 тыс. л.н. В «остальной» Арктике снижение температур было не столь сильным, но, как показало моделирование А. Брокколи (Broccoli, 2000), и там их падение в ПЛМ было не меньше  $15^{\circ}\text{C}$ . При этом Брокколи не учитывал охлаждающих эффектов усиления оледенения. Наконец заметим: судя по этим данным, и в Гренландии, и в Сибири похолодание происходило синхронно (рис. 54, см. вкл., с. 83).

Как это похолодание влияло на баланс массы шельфового ледника? Прежде всего, оно приводило к полной ликвидации такой статьи расхода, как таяние. Если сегодня, при летней температуре поверхности Северного Ледовитого океана в  $0^{\circ}\text{C}$ , стаивание льда составляет в среднем около 0,7 м, то при летней температуре в  $-15^{\circ}\text{C}$  никакого таяния быть не могло.

О том же говорит размах снижения арктической снеговой линии в ПЛМ. Как установлено климатологами, между высотой этой линии и температурами воздуха существует линейная связь, причем падение температуры на  $0,6^{\circ}$  равнозначно 100-метровому снижению снеговой линии. Поэтому похолодание Арктики на  $15^{\circ}$  должно было сопровождаться депрессией этой линии, а значит, и границы питания ледников, которая, с учетом привходящих

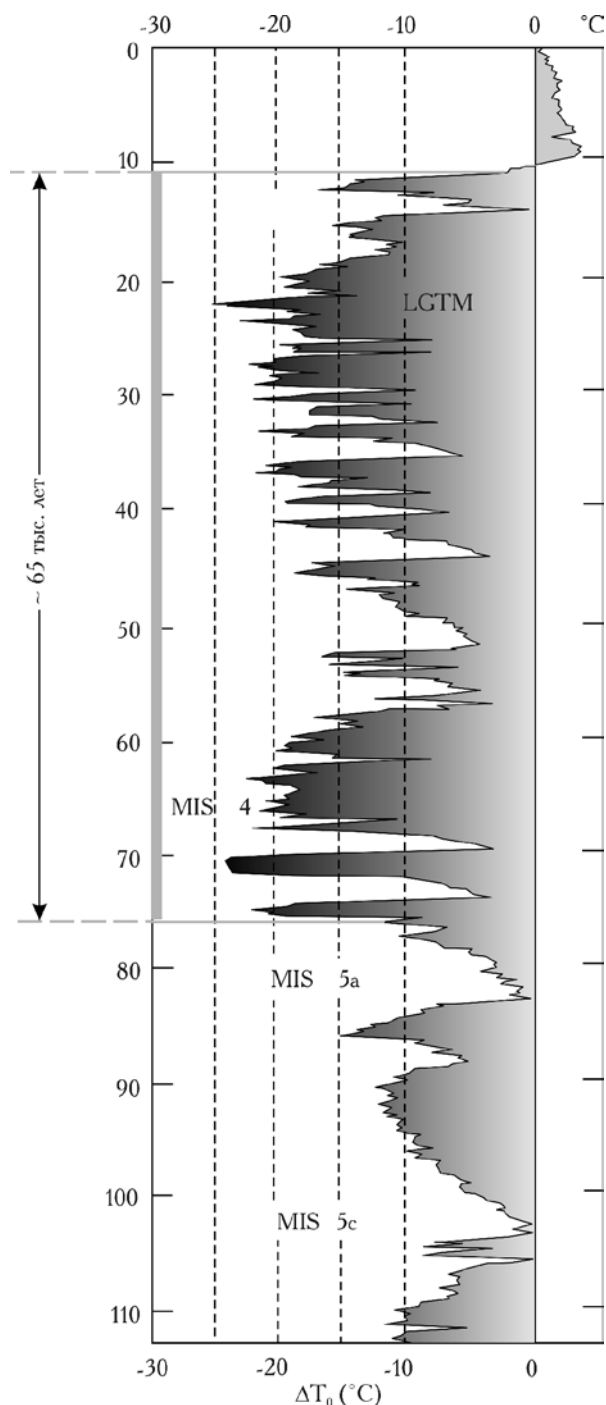


Рис. 53. График отклонений палеотемператур центральной Гренландии (3240 м над ур. моря) от современных, охватывающий последние 113 тыс. лет, полученный по ледяному керну из скважины GRIP (по: (Johnsen et al., 1995)). MIS — морская изотопная стадия, LGTM — последний ледниковый термический минимум. Заметим: в пики похолодания 70—72 и 21 тыс. л.н. снижение температуры достигало  $25^{\circ}\text{C}$ , а за период с 75 до 10 тыс. л.н. (65 тыс. лет) среднее похолодание было близким к  $15^{\circ}\text{C}$

Fig. 53. Graph of temperature deviations in Central Greenland (3240 m a.s.l.) from contemporary values, obtained for the last 113 kyrs by the GRIP ice core (after: (Johnsen et al., 1995)). MIS — marine isotopic stage, LGTM — last glacial thermal minimum. Note: in peaks of chill 70—72 and 21 kBP temperature drop reached  $25^{\circ}\text{C}$ , for the 75—10 kBP (65 kyrs) it was close to  $15^{\circ}\text{C}$

обстоятельств, достигала 2,0—2,5 км. И поскольку в современную эпоху высота снеговой линии здесь не превышает нескольких сот метров (Атлас..., 1997), то при ее снижении на 2 км весь Северный Ледовитый океан становился сплошным бассейном аккумуляции фирна и льда (Гросвальд, 1999б, 2001).

**4.2.1.2.** Другим фактором оледенения Арктического бассейна было падение теплосодержания его воды. Еще У. Томсон (Thomson, 1888) определил, что если адвекция тепла в Северный Ледовитый океан из других частей Мирового океана прекратится, то его заполнят тяжелые льды, которые будут продолжать утолщаться вплоть до образования чудовищной ледниковой шапки, покрывающей всю Северную полярную область. К тому же выводу приводят и современные теплофизические расчеты. По данным А. Крэри (Crary, 1960), при сокращении тепла, вносимого в Арктический бассейн Северо-Атлантическим течением, более чем на  $2/3$ , утолщение льда в этом бассейне может идти почти безгранично. К тому же выводу пришел и С.В. Томирдиаро (1970): «При отсутствии мощного подтока атлантических вод Ледовитый океан замерз бы навеки, и мощность его ледяного покрова нарастала бы до тех пор, пока не наступит равновесие между приходом и расходом геотермического тепла, ...то есть до толщины в 400—600 м». А Дж. Дентон и Т. Хьюз (Denton, Hughes, 2002) подсчитали, что если в Арктике средние температуры снижались до  $-17^{\circ}\text{C}$ , аккумуляция льда падала до  $5\text{--}10\text{ г/см}^2$ , а приток геотермического тепла был не более  $500\text{ кал/см}^2$ , то толщина морского льда нарастала бы до значений, обеспечивших его налегание на весь циркумполярный континентальный шельф, что заняло бы не более 1000 лет.

Совершенно очевидно, что термические условия, благоприятные для образования толстого шельфового ледника, в Арктическом бассейне имелись, теплосодержание его воды резко убывало. Адвекция атлантических вод в Арктику в ПЛМ не просто уменьшалась, а полностью прекращалась. Судя по данным морской геологии (Бараш, 1988), в ПЛМ Северо-Атлантическое течение не проникало ни в Северный Ледовитый океан, ни в Норвежско-Гренландское море (если не считать коротких вторжений, связанных с неустойчивостью течения: достигнув  $42^{\circ}\text{ с.ш.}$ , оно следовало не на северо-восток, как сейчас, а на восток, к берегам Пиренейского полуострова (Keffer et al., 1988)). Соответственно, температура воды в Северо-Восточной Атлантике снижалась на  $10\text{--}12^{\circ}\text{C}$ , а ее нулевая изотерма проходила над Атлантическим порогом, т.е. шла от берегов Исландии к Фарерам и Ирландии.

**4.2.1.3.** На неизбежность формирования Арктического шельфового ледника указывают данные о притоке льда с окружающих континентальных шельфов и об интенсивности снегопадов на поверхность плавучего льда. Расчет, основанный на допущении стационарности режима окружающих ледников и экспертных оценок интенсивности их питания, пока-

зал, что слой льда, накопившийся таким путем за 1000 лет, в Арктическом бассейне составлял около 200 м, а в Норвежско-Гренландском — 550 м (Lindstrom, MacAyeal, 1986, 1989). Поскольку же рост оледенения шел не 1000 лет, а как минимум на порядок дольше, оценка толщины шельфовых ледников Арктики (1000 м), данная Брокером (Broecker, 1994), не может быть завышенной. Скорее наоборот. А это значит, писал я в 1983 г. (Гросвальд, 1983, с. 156), что Арктический шельфовый ледник «в ряде мест ложился на подводный хр. Ломоносова и Чукотское поднятие, а также целиком заполнял проход между Гренландией и Шпицбергенем, выпавшая его дно и аваншельф Ермака». Расчет скорости нарастания толщины плавучего льда Арктики я повторил, причем с тем же результатом, и через 20 лет (Гросвальд, 2001; Гросвальд, Красс, 1998), что, вместе с фактом «ледниковой» изоляции Северного Ледовитого океана, привело к выводу об Арктической «белой дыре», пределах роста льда в ней и неизбежности гравитационных коллапсов полярной ледниковой системы.

**4.2.1.4.** Повторю, что помимо отсутствия таяния (и испарения), важнейшее значение для баланса массы шельфового ледника имел тот факт, что в эпоху оледенения весь Северный Ледовитый океан становился *замкнутым* бассейном. Проливы, которые соединяют его с другими океанами, либо осушались, либо были погребены льдом. В силу эвстатического снижения уровня океана осушался Берингов пролив; к тому же, по нашим данным (см. ниже), его погребал и Берингийский ледниковый покров. Лед «запечатывал» все проходы канадского сектора Арктики, в том числе огромный пролив Нэрса, отделяющий острова Королевы Елизаветы от Гренландии: как сейчас ясно, все они скрывались подо льдом Иннуитского ледникового щита, который занимал все пространство между Гренландией и Лаврентьевским ледниковым покровом (Blake, 1992; Dyke et al., 2002; England, 1998, 1999).

Судьба еще одного канала, ведущего из Арктики в Мировой океан, — пролива Фрама, или прохода между Гренландией и Шпицбергенем, считается менее ясной, хотя у меня нет сомнений: и он полностью блокировался льдом. Гренландский и Баренцево-Карский ледниковые покровы, продвигаясь до краев собственных шельфов, сужали этот пролив на 70%, а в его оставшуюся часть вторгался плавучий лед, причем — с трех сторон: востока, запада и севера. Так что пролив Фрама неизбежно становился аналогом подледного желоба Бентли в Антарктиде, дно которого лежит на 2,5 км ниже уровня моря, а сам он и сегодня погребен 4-километровой толщей льда (Гросвальд, 2001).

Таким образом, весь лед, импортируемый в Арктический бассейн с окружающих шельфов и образующийся на месте из воды и снега, не мог ни таять, ни выноситься в другие океаны. Он оставался в бассейне и неуклонно накапливался.



**4.2.1.5.** Отметим также, что компьютерные симуляции, основанные на вещественном и энергетическом балансах оледенения Северного полушария, никогда не воспроизводят покрова паковых льдов Арктического бассейна, а только его мощный шельфовый ледник. Как писал после большой серии экспериментов У. Бадд (личное сообщение, 1997 г.), «Мне никак не удастся избежать ледникового покрова Арктики и Сибири, а также шельфового ледника, занимающего весь Арктический бассейн» (см. рис. 42). Сплошной шельфовый ледник толщиной в 1000—1500 м получился в этом бассейне и в итоге экспериментов Д. Линдстрема и Д. Макайела (Lindstrom, MacAyeal, 1986, 1989).

#### 4.2.2. Шельфовый ледник — стабилизатор

Важным доводом в пользу реальности Арктического шельфового ледника служит тот факт, что ледниковые покровы окружающих континентальных шельфов, которые, как образования «врожденно нестабильные», должны быстро разваливаться (Мазо, 1989; Hughes, 1981), на самом деле сохраняли относительную устойчивость. И существовали при этом на протяжении многих тысяч лет. На это, как на явный парадокс, сразу, как только узнал об оледенении Баренцева моря, указал Дж. Мерсер (Mercer, 1969, 1970). Он писал: «По механическим причинам Баренцев ледниковый щит мог сохраняться лишь до тех пор, пока его подпирали плавучий шельфовый ледник, и должен был разрушиться, как только указанный подпор устранился».

Вывод Мерсера нашел подтверждение в последующих исследованиях Т. Хьюза, В.Л. Мазо, Д. Макайела и других (Мазо, 1989; Гросвальд, Мазо, 1992). Было, в частности, показано, что самые активные и нестабильные элементы морских (то есть налегающих на дно эпিশельфовых морей) ледниковых покровов, *ледяные потоки*, впадая не в открытое море, а в плавучие шельфовые ледники, испытывали продольное сжатие, утолщение, замедление движения и переброску линии налегания вперед. Причем такую — стабилизирующую — роль играли не любые ледники этого типа, а только те из них, которые сами были стабилизированы берегами, островами или «заякорены» на отмелях. Арктический шельфовый ледник, который был и очень толстым, и целиком «внутренним», на роль такого стабилизатора подходил лучше других.

Те же исследования показали, что за разрушением шельфовых ледников всегда следовали мощные сёрджи ледяных потоков, образование бухт отёла и их отступление к верховьям желобов-трогов и что все это сопровождалось массовым спуском льда в океан (Гросвальд, 1983; Гросвальд, Глазовский, 1988). Теперь, когда на наших глазах происходит распад шельфовых ледников Антарктиды, в частности ледника Ларсена в море Уэдделла, эту теоретическую

реконструкцию легко проверить. Например, глядя на снимки со спутника «Модис», можно убедиться, что реакция ледяных потоков Антарктиды, потерявших подпор из-за распада ледника Ларсен-Б (2002 г.), была «быстрой и драматичной» (Scambros et al., 2004): за первые же полгода их скорость выросла в 5 раз, а поверхность снизилась на 35 м.

#### 4.2.3. Шельфовый ледник — дефлектор

Еще одно явление, доказывающее реальность шельфового ледника Арктического бассейна — отклонение ледяных потоков, вторгавшихся в этот бассейн с соседней суши. Понятно, что на роль дефлектора для таких, километровой мощности, потоков, морской лед не годился, а нужен был барьер соизмеримой с этими потоками толщины. Именно так рассуждают С. Фундер и Э. Ларсен (Funder, Larsen, 1982), объясняя траектории переноса эрратики на северной окраине Гренландии. Валун вулканических пород, происходящих из района мыса Вашингтон, обнаружены там значительно восточнее своих коренных выходов. При интерпретации этого факта Фундер и Ларсен ссылаются на большой ледяной поток, который двигался параллельно берегу Гренландии, подпитываясь долинными ледниками с берегового хребта и из фьордов района мыса Вашингтон. «Почему же, — задают они вопрос (1982, с. 60), — ледниковые массы, вышедшие на простор Арктического бассейна, стали двигаться по столь странному маршруту?». Ответ на него, очевидный и простой, дает П. Дейвс (Dawes, 1986): морской бассейн, в который выдвинулся ледяной поток, был занят мощным шельфовым ледником, который не только не дал ему следовать к полюсу, но и заставил повернуть направо, чтобы он мог двигаться вдоль собственных линий тока.

Другой пример — с Северного склона Аляски. Здесь давно известна, хотя толком и не объяснена, «формация Флакман» (Leffingwell, 1919), представленная глиной, песком и валунами, многие из которых имеют, как типичные ледогранники, фасеты и штриховку. Валун часто большие, до 5 тонн, находятся на побережье, вблизи береговой линии и до 70 км от нее, на отметках до 8 м над ур. моря. Судя по петрографическому составу, эта эрратика не имеет ничего общего с породами хр. Брукса на Аляске, а происходит с Канадского Севера (McCarthy, 1958; Rodeick, 1979). Как же она попала на Северный склон? По старой гипотезе, ее принесли айсберги во время средневисконсинской морской трансгрессии, чего, по многим причинам, быть не могло. Согласно нашей (Grosswald, Hughes, 1995) интерпретации фактов, «формация Флакман» принесена и отложена гигантским ледяным потоком, который выдвигался из залива Амундсена, резко отклонялся на запад и следовал вдоль береговой зоны Аляски. И здесь возникает знакомый вопрос: что заставило этот поток

свернуть на столь странный маршрут? Ответ и здесь очевиден, причина дефлексии ледяного потока — в противодействии Арктического шельфового ледника. Кроме того, феномен этой «формации» подтверждает значительную толщину шельфового ледника — будь он тонким, то в условиях «ледникового» океана он никогда не обеспечил бы заброса «флаксманских» валунов в береговую зону на высоты, которые почти на 150 м превосходили тогдашний уровень океана.

#### 4.2.4. Биологические эффекты ледника

До недавних пор одним из аргументов противников оледенения Северного Ледовитого океана было утверждение, что плейстоценовая эволюция органической жизни в Арктическом бассейне шла непрерывно. Об этом писали И. Херман, К.Н. Несис, И.И. Борзенкова, В.А. Зубаков и другие. Но — лишь до первого тщательного исследования донных осадков центральной части Арктического бассейна: стоило Г. Джонсу (Jones, 1994) провести отбор их «ящичных» проб (box cores), датировать приповерхностные слои и провести их палеобиологическое исследование, как стало ясно: Арктический бассейн эпохи великого похолодания был *безжизненным*. По данным Джонса, в Евразийском бассейне фораминиферы и другие биоконпоненты исчезли около 34 (по другим данным — 26) тыс. л.н. и появились вновь лишь 13 тыс. л.н. А в Амеразийском бассейне, исчезнув 34 тыс. л.н., те же компоненты появлялись, *time-transgressively*, от 11 тыс. л.н. в западной до 8 тыс. л.н. в восточной части. Там же, в Амеразийском бассейне, по Р. Филлипсу и А. Гранцу (Phillips, Grantz, 2001), неприемлемые для жизни условия возникали не только в последнюю, но и во все более древние ледниковые эпохи.

Как писал Г. Джонс: «Появление данной абиотической зоны было следствием образования Арктического шельфового ледника с толщиной во многие сотни метров. Только такой ледник мог убить всю жизнь в подледной воде. Так что я не сомневаюсь: Центральная Арктика была прочно запечатана (I think the Central Arctic was locked up)».

#### 4.2.5. Шельфовый ледник и геология дна Северного Ледовитого океана

Несмотря на жесткое ограничение островами и берегами материков, Арктический шельфовый ледник постоянно двигался как по вертикали, так и по горизонтали. В ходе своего утолщения он сначала «садился» на континентальные шельфы, затем — на подводные хребты и бордерленды, при этом непрерывно наращивая нагрузку на ложе. А поскольку накопление снега на западе этого ледника было быстрее, чем на востоке, с запада на восток шел переток ледниковой массы. Главное же — плавучая

фирново-ледяная плита испытывала мощное, причем «несимметричное», боковое давление ледяных потоков, которые вторгались в нее из соседних ледниковых щитов, и двигалась в ответ на него. Поэтому я никогда не сомневался, что следы этого движения будут найдены, причем не только на континентальных шельфах, но и на более глубоких участках дна Северного Ледовитого океана (см. раздел 4.2.1).

Одним из таких участков стал аваншельф Ермака, уступ материкового склона с глубинами от 450 до 2000 м, лежащий к северо-западу от Шпицбергена. Здесь, на глубинах от 450 до 1000 м, а в одном пункте даже на 2000—2100 м, П. Вогт и др. (Vogt et al., 1994) обнаружили V-образные борозды с глубинами 10—25 м, шириной 40—200 м и длинами в десятки километров. По одному из объяснений, они пропаханы дрейфующими айсбергами, по другому, ставшему основным, — это длинные рытвины, созданные раздробленным шельфовым ледником. На действие последнего указывала параллельность борозд и дугообразность их суммарной траектории, изогнутой от юго-западной на севере до меридиональной на юге и как бы имитирующей движение ледника или сплоченной массы айсбергов. А тот факт, что основная масса этих борозд отличается морфологической свежестью, позволил отнести их к эпохе последнего оледенения. В итоге Вогт и соавторы пришли к выводу, что еще недавно Арктический бассейн был вмещалищем огромного плавучего ледника, а аваншельф Ермака служил пьедесталом его фронта отёла.

Несколько примеров глубоководных ледниковых борозд приводят Р. Филлипс и А. Гранц (Phillips, Grantz, 1997). Их они обнаружили на материковых склонах Чукотского поднятия и восточной Аляски на современных глубинах от 369—380 до 422 м (в первом районе) и 255 м — во втором, и еще один пример — участок изборожденного дна — на самом Чукотском поднятии, на глубине 275 м. Правда, эти геологи считали, что данные борозды — следы килей плейстоценовых айсбергов, а вместо шельфового ледника они рисуют в Северном Ледовитом океане лишь покров паковых льдов со средней толщиной в 5 м. О находках еще более глубоких следов экзарации (см. ниже) они не знали, а в балансовых расчетах гляциологов, таких как Д. Линдстром и Д. Макайел (Lindstrom, MacAyeal, 1986), давших толщину льда в 1,5 км, они еще не привыкли видеть серьезный аргумент.

Особенно важны шведско-американские исследования хр. Ломоносова, геофизическое картирование рельефа поднятий дна Арктического бассейна, проведенное в ходе «субмаринной» экспедиции США SCICEX в 1999 г. (Polyak et al., 2001). В результате этих проектов гипотеза Арктического шельфового ледника стала надежным геологическим фактом.

Вблизи полюса, на участке плоского гребня хр. Ломоносова с глубиной около 1000 м, ими обнаружена поверхность ледниковой друмлинизации и флютинга, а в его «тени», на Амеразийском склоне хребта — линза из продуктов экзарации, имеющая

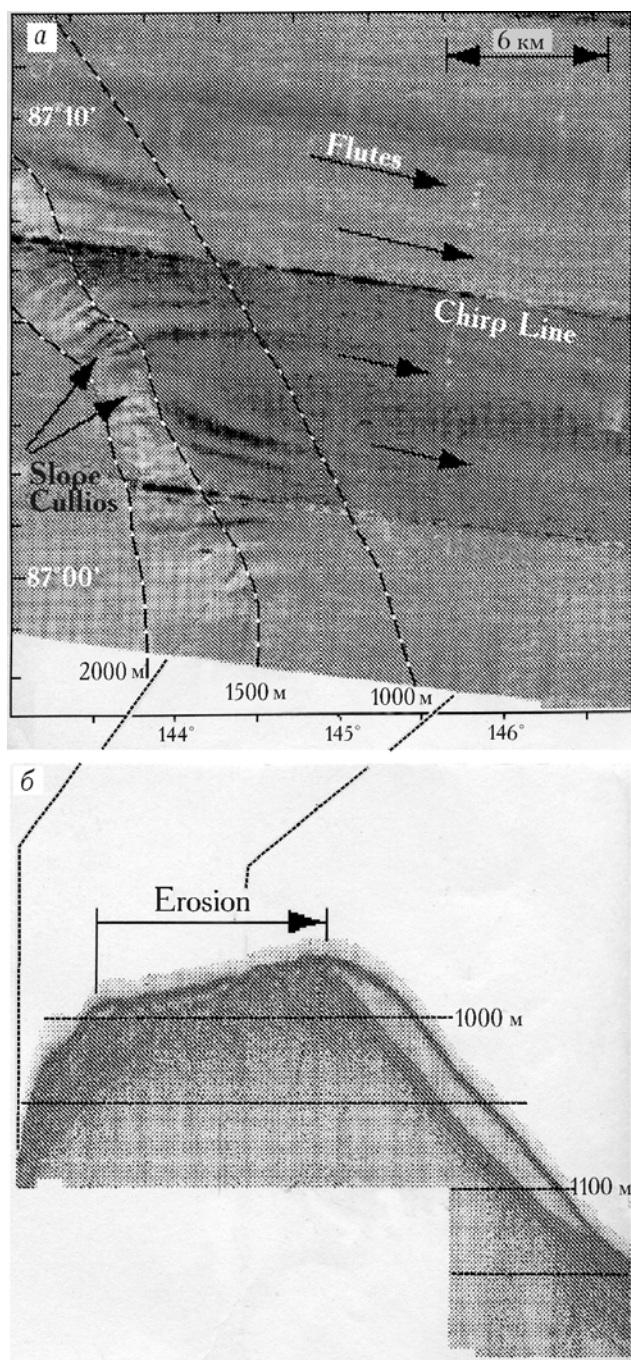


Рис. 55. Перспективный снимок гребневой части и профиль подводного хр. Ломоносова, полученные геофизическими методами с подводной лодки по проекту SCICEX (Polyak et al., 2001). *а* — выровненная эродированная площадка, несущая рельеф невысокого флютинга, ориентированного на ВЮВ; *б* — профиль гребня со срезанной льдом вершиной и акустически прозрачной линзой обломочного материала на дистальной (Амеразийской) стороне хребта

Fig. 55. Snapshot of the crest part and profile of underwater Lomonosov Range, obtained by geophysical methods from submarine within SCICEX (Polyak et al., 2001). *a* — a levelled up eroded site with topography of low fluting, facing ESE; *b* — a profile of the crest with cut off top and acoustically-transparent lens of debris on the distal side of the range

ширину 40 км и толщину 20 м (рис. 55). По объему она соответствовала той породе, которая была снесена с гребня хребта, и вместе с врезанной в него седловиной позволяла «вообразить ту ледниковую массу, которая, двигаясь от Баренцево-Карского шельфа на север, эродировала хребет Ломоносова, сталкивая продукты экзарации на его противоположный склон». В то же время хребет служил барьером, тормозящим движение льда, вызывающим его сжатие (backstress). Иными словами, здесь, между желобами-трогами Баренцево-Карского шельфа и хр. Ломоносова, с ним происходило то же, что с шельфовыми ледниками Росса и Ронне в Антарктиде при их движении над поднятиями подледного дна (ice rises).

По М. Якобссону (Jakobsson, 2000), выработка экзарационной ложбины, пересекающей хр. Ломоносова, произошла в эпоху максимума предпоследнего оледенения, в МИС 6, т.е. около 150 тыс. л.н. Этот возраст взят на вооружение Л. Поляком и др. (Polyak et al., 2001); вместе с тем они считают достойной внимания и другую модель седиментации в Северном Ледовитом океане, по которой этот эпизод относился к МИС 16, т.е. имел возраст более 600 тыс. л.н.

В ходе экспедиции SCICEX несколько систем ледниковых форм было выявлено и на Чукотском бордерленде. Помимо беспорядочных, явно айсберговых, борозд, покрывающих дно до глубин 400 м, здесь были закартированы крупные комплексы «обтекаемых» форм — параллельных друмлинов, флютинга и борозд с поперечными грядками — следам линии налегания. Расстояния между соседними рядами друмлинов — от 50 до 200 м, а средняя длина гряд и борозд — 15 км. Все эти формы уходят на глубину до 700 м и отчетливо ориентированы на северо-запад, что позволило сделать вывод об их связи с ледяными потоками, исходившими из Канадской Арктики, из фьордов и проливов Канадского Арктического архипелага (Polyak et al., 2001).

Важно, что в том же районе, но западнее и на глубинах менее 420 м, располагался и другой комплекс «обтекаемых» форм, друмлинов и флютинга, который ориентирован на северо-восток и ясно указывает на движение льда с шельфа Чукотского моря. Был сделан вывод, что этот рельеф — продукт геологической деятельности более тонкого и, очевидно, более молодого ледникового покрова. Впрочем, некоторые авторы, например Кристофферсен и др. (Kristoffersen et al., 2004), продолжают настаивать, что все следы ледниковой эрозии, обнаруженные на хр. Ломоносова и в других частях дна Северного Ледовитого океана, образованы армадами айсбергов, которые эродировали океанское дно во время распада Баренцево-Карского ледникового покрова.

Особенно обширные и бесспорные следы интенсивного взаимодействия Арктического шельфового ледника с поверхностью Чукотского бордерленда были получены Якобссоном, Поляком и др. летом 2003 г. с борта ледоколов Хили (США) и Юмер (Швеция) (Jakobsson et al., 2005; Polyak et al., 2007).

Многоканальное батиметрическое зондирование и другие методы позволили установить, что все дно в пределах Чукотского бордерленда покрыто следами ледниковой эрозии — параллельными бороздами и гребнями, которые Поляк именует «мегамасштабной ледниковой разливкой», а также массой мелких трогов и стратиграфических несогласий, связанных с интенсивной ледниковой эрозией. Размеры, распределение и общая ВЮВ—ЗСЗ направленность ледниковых форм дна позволили подтвердить вывод, что сплошной и мощный ледниковый покров двигался через Чукотский бордерленд со стороны Канадского бассейна, взаимодействуя с дном на средних глубинах около 760 м (относительно современного). Летом 2007 г. американская морская экспедиция с Поляком и Якобссоном в сопровождении новейшего российского атомного ледокола исследовала рельеф гринландского конца хр. Ломоносова и поднятия Моррис-Джессуп у берегов Гренландии. Как сообщил Л. Поляк, гребень хр. Ломоносова и здесь оказалась срезанным, уплощенным, а поверхность подводного плато Моррис-Джессуп — покрытой такими же бороздами, как плато Ермак.

О возрасте — геологическом и абсолютном — ледниковых комплексов Чукотского бордерленда напрямую известно мало. Якобссон считает, что подводные ледниковые формы заключены здесь между МИС 4 и МИС 6, хотя, по Поляку, молодой диамиктон, похожий на морену и обнаруженный здесь с борта «Хили», «может указывать на оледенение Арктического бассейна в ПЛМ» (Polyak et al., 2001). К тому же Л. Поляк и другие полагают, что в это время, в ПЛМ, Арктический бассейн покрывался шельфовым ледником, хотя и не таким толстым, как 150 тыс. л.н. При этом он ссылается как на уже упомянутый абиотический горизонт (см. раздел 4.2.4), так и на чрезвычайно низкую, почти нулевую, скорость седиментации в Арктическом бассейне. Известно, что, по данным Г. Джонса (Jones, 1994), в эпоху последнего оледенения эта скорость в Северном Ледовитом океане была в среднем в 5 раз ниже голоценовой.

#### 4.3. Обсуждение и выводы

Итак, если еще недавно реконструкция Арктического шельфового ледника не принималась всерьез, то теперь положение изменилось. В свете приведенных здесь данных, она выглядит предпочтительной, и из двух схем палеогеографии Арктики в ПЛМ — с плавучей массой паковых льдов и с толстым шельфовым ледником, мы просто *обязаны* выбрать вторую. И все же так делают далеко не все — одни модельщики все еще исходят из допущения, что лед, попадая в океан, сразу исчезает, и никаких плавающих ледников быть не может (Huybrechts, T'siobel, 1997), другие, рассчитывая баланс массы древнего

льда в океане, игнорируют его главную статью — сток льда с окружающих ледниковых щитов, и остаются без шельфового ледника (Каган и др., 1987). Но и в тех моделях, которые допускают появление Арктического шельфового ледника, его конкретные реконструкции часто страдают нелогичностью.

Почти все современные реконструкции созданы при допущении, что баланс массы Арктического шельфового ледника мог достигать равновесия, а его толщина — иметь определенный, в разных моделях различный, предел роста. В одних — он настолько низкий, что массы ледника не хватало, чтобы покрыть всю акваторию Арктического бассейна, в других, как в моделях У. Бадда (Budd et al., 1998), Д. Линдстрема и Д. Макайела (Lindstrom, MacAyeal, 1989), он достаточно высокий, чтобы толщина могла достигнуть 1000—1500 м. Сходная толщина, 1000—1200 м, следует и из эмпирических данных Л. Поляка и др. (Polyak et al., 2001), отнесенных, правда, не к ПЛМ, а к МИС 6 или, может быть, МИС 16. Для ПЛМ те же исследователи получили Арктический шельфовый ледник толщиной 500 м.

К сожалению, эти (и все другие) реконструкции Арктического шельфового ледника имеют один органический недостаток: они либо не принимают во внимание особенностей его баланса массы, либо вообще не учитывают гляциологических аспектов проблемы, решая ее на базе голой эмпирики. Действительный же баланс массы ледника был таким, что его режим просто не мог быть стационарным: в нем отсутствовали статьи расхода, так что ледник мог только расти (хотя, конечно, не бесконечно, а до наступления его коллапса или резкого потепления климата). Скорость этого роста, равная, как минимум, 200 м/1000 лет, и его продолжительность, равная, как минимум, 10 тыс. лет (см. раздел 4.2.1), не согласуются ни с 500-метровой, ни с 1000-метровой толщиной льда.

Явно нелогичны и утверждения о раннем, около 13 тыс. л.н., распаде Арктического шельфового ледника. Ближе к истине вывод Г. Джонса (Jones, 1994), сделанный после его седиментологических работ в Северном Ледовитом океане: «шельфовый ледник плавал в Арктическом бассейне примерно с 34 000 до 8 000 лет назад». И еще ближе — заключение Ю.И. Возовика (1978): исследовав баланс тепла и осадков Арктики, он писал, что последний Арктический шельфовый ледник должен был образоваться около 36 тыс. л.н., расти вплоть до 9—10 тыс. л.н., и распастись лишь в середине голоцена.

Почему я поддерживаю идею о позднем распаде Арктического шельфового ледника? Потому что она хорошо согласуется с фактом его чрезвычайно высокой стабильности. Эта стабильность следует из анализа, проведенного по методу В.Л. Мазо (1989). Если использовать его образный строй, то по степени устойчивости рассматриваемый ледник уподобится шару, покоящемуся на дне лунки, тогда как ледниковый покров, налегающий на континентальный

шельф, будет подобен шарiku, балансирующему на вершине бугра. В самом деле, окружающая суша защищала Арктический шельфовый ледник от распада, полярное положение гарантировало низкие температуры воздуха, а затрудненность связей с другими океанами сводила до минимума приток теплой воды извне. Так что ледник был не просто стабильным, а *самым* стабильным шельфовым ледником Земли, и было бы странно, если бы *такой* ледник не продержался до климатического оптимума голоцена.

Сделаем, однако, важную оговорку: все это справедливо лишь до тех пор, пока поверхность шельфового ледника сохраняет квазигоризонтальность. Давно установлено, что толщина покровных ледников  $H$  и углы наклона их поверхности  $\alpha$  зависят от предельного сопротивления сдвигу у ложа  $\tau_b$ , и их связь описывается выражением:  $\sin \alpha = \tau_b / \rho_g H$  (уравнение Орована), где  $\rho$  — плотность льда, а  $g$  — ускорение силы тяжести. Отсюда следует, что Арктический шельфовый ледник как плавучий ледник, имевший нулевое сопротивление сдвигу на контакте с водой, был очень чувствителен к изменениям  $\alpha$ , и стоило ему сесть на дно, а его поверхности «скоситься» (при переходе от плоской формы к куполовидной) и напряжению сдвига у ложа возрасти (т.е. как только шельфовый ледник налегал на подводное поднятие типа Чукотского бордерленда), как сразу возникал импульс к коллапсу и быстрой подвижке.

Какой же должна быть модель Арктического шельфового ледника, чтобы она вязалась с остальными компонентами Великого Арктического ледникового покрова, была согласована со всем тем, что мы знаем о его режиме и следах и, наконец, не противоречила основам динамики плавучих ледяных плит? Очевидно, что такая модель должна быть, прежде всего, *палеогляциологической*. Это значит, что она обязана вписываться в те рамки, которые создавались палеоклиматом и океаном Арктики, т.е. ледник должен «слушаться» своего баланса массы. А чтобы соответствовать этому балансу, модель должна включать вариант с нарастанием толщины льда до отметок, которые превышали значения 500 и 1000 м.

Легко видеть, что при скорости роста в 200 м/1000 лет толщина Арктического шельфового ледника увеличивалась бы за 5 тыс. лет до 1 км, за 20—25 тыс. лет — до 5 км, а за те 60—65 тыс. лет, которые «отведены» ему грenландской палеотемпера-

турной кривой (см. рис. 53), — до 10—15 км (Гросвальд, Захаров, 1999). Однако «морской» ледник с такими параметрами образоваться не мог, его должны были «осаживать» быстрые подвижки, или гравитационные коллапсы, причем делать это на относительно ранних этапах роста, при толщине в 3—4 км. Уже при такой толщине на месте плоской плиты должен был возникать ледниковый купол, и он, в противоположность плите, оказывался динамически неустойчивым (Гросвальд, 2001).

Что же получалось? На протяжении последнего ледникового полуцикла Арктический шельфовый ледник не просто пережил один длинный период роста и быстрый распад, а несколько относительно коротких циклов роста и коллапсов, т.е. он *пульсировал*. Не исключено, что его пульсации совпадали с циклами Бонда (Bond et al., 1992), т.е. они случались, как ледниковые стадии, раз в 10 или 15 тыс. лет, а их резкие окончания (терминации) знаменовались выбросами льда в океан и «записывались» в океанских разрезах «айсберговыми» слоями Хайнриха.

Выходит также, что толщина Арктического шельфового ледника в максимумы его роста, накануне коллапсов, была достаточно велика, чтобы его подошва погружалась ниже отметок гребня хр. Ломоносова. В это время лед «садился верхом» на хребет, закоревался на нем и эрозии не производил. А эпизоды экзарации хребта приходились на переходные моменты, когда ледник стремительно терял толщину и испытывал быструю подвижку. В это время часть его льда пробивала ледяную пробку пролива Фрама, а основная масса двигалась так, как установили Л. Поляк и др. (Polyak et al., 2001): на восток через хр. Ломоносова и на северо-запад через Чукотское поднятие. Но это значит, что баренцево-карский, грenландский и канадский лед объединялись и согласно надвигались на материковую окраину Восточной Сибири и Чукотского полуострова. Скорее всего, именно на этих этапах создавались ложбины Макларена, напорные сооружения островов Анжу, района Тикси и Нижней Колымы, ориентированные комплексы Яно-Индибирской и Колымской низменностей. В это время ледниковые массы Северного Ледовитого океана прорывались через ложбину Берингова пролива и переваливали через Чукотку. Последнее, однако, будет рассмотрено в следующей главе.

## 5. Ледниковые покровы. Северо-Восток Евразии

### 5.1. Вводные замечания

Проблема древнего оледенения Северо-Востока Евразии и северной части Тихого океана остается противоречивой. До сих пор многие считают, что благодаря сухости климата оледенение Северо-Востока проявилось только в горах и имело в основном карово-долинный характер. Это представление берет начало от А.И. Воейкова, его поддерживали К.К. Марков и другие (см. раздел 3.1). Оно возникло в условиях нехватки данных и представляло собой скорее ряд логических умозаключений, чем итог географических исследований. Тем не менее постулаты Воейкова и Маркова — «крайняя сухость климата» и «убывание оледенения к востоку» — оказали сильнейшее влияние на умы палеогеографов, так что и сейчас, в новых условиях, концепция «безледного Северо-Востока» признается большинством русских и зарубежных специалистов. Среди ее сторонников — А.А. Величко (1993, 2002), Ю.А. Павлидис с соавторами (1998), О.Ю. Глушкова (1984, 1996), В.Ю. Бирюков с соавторами (Birjukov et al., 1988), ее разделяли участники Проекта CLIMAP (1976, 1981) и продолжают считать основополагающей члены ряда международных проектов (Bond et al., 1992; Gualtieri et al., 2000; Brigham-Grette et al., 2001), получающие под ее развитие миллионные гранты.

Все это странно, поскольку, повторяю, данная концепция — не более чем плод логических построений. Можно лишь удивляться живучести подобных идей в современных условиях, когда каждый может войти в Интернет, открыть «Модис» и *видеть* на снимках из космоса ярчайшие следы покровного оледенения Чукотки, Корякии и Камчатки (рис. 56). Или — добраться до Сеньявинских фьордов Чукотки и убедиться, что граница питания на древних ледниках района снижалась до уровня моря.

Что касается ледниковых событий Северной Пацифики, то они почти во всех публикациях представляются антагонистами Северной Атлантики. Например, в итоговой реконструкции, составленной членами Проекта CLIMAP для августа ПЛМ, Северная Атлантика показана холодной и покрытой плавучими льдами, с нулевой изотермой, проходящей к югу от Атлантического порога, а Северная Пацифика, наоборот, цели-

ком теплой. На ее акваторию экстраполированы изотермы от +10 до +7°C, из которых последняя подтянута к краю Берингийского моста; для севера Охотского моря та же карта дает температуры от +8 до 10°C.

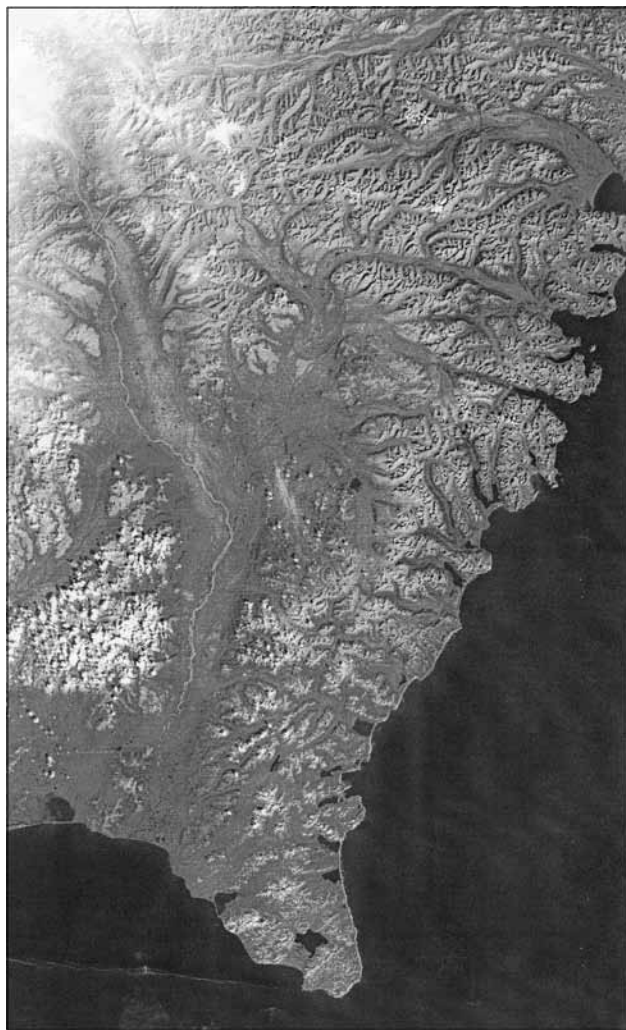


Рис. 56. Ледниковый рельеф Корякского нагорья, свидетельствующий, что в его выработке участвовал ледниковый покров гренландского типа. Мозаика плановых аэроснимков; предоставлена ФГУНПП «Аэрогеология»  
Fig. 56. Glacier relief of Koryakskoe Upland reflects a big role of the ice sheet (Greenland type) in its processing. Mosaic of aerial-photo images is provided by "Aerogeologia"

Получается, что похолодание августа ПЛМ в Северной Атлантике составляло 10–12°, а в Северной Пацифике — только 1–3° (CLIMAP, 1981). Не приходится удивляться, что, обсуждая ледниковую историю последней, никто не мог и думать о шельфовых ледниках и айсбергах, а все модельщики, как русские (Горбаренко и др., 2003), так и японские (Shiga et al., 1994), прогнозировали лишь изменения морского льда.

В последние годы автор с Ю.И. Возовиком, Т. Хьюзом и Р. Боннигсеном выступили с критикой представлений о резких различиях в ледниковых обстановках Северной Атлантики и Северной Пацифики, против концепции их антагонизма. Из наших данных вытекает, что ледниковые события в обоих регионах имели сходный характер и были синхронными. Мы привели аргументы в пользу покровного оледенения всей Западной Берингии, в частности, пересмотрели проблемы оледенения Чукотского полуострова, Чукотского шельфа с о. Врангеля, Берингова и Охотского морей, Японских о-вов, ревизовали концепцию Берингийского моста и его роль в заселении Америки. Главное же — сформулировали теорию, которая связала в единый узел, во *внутренне и внешне согласованное целое*, все ледниковые явления эпохи ПЛМ, имевшие место в Арктическом бассейне, на Чукотском полуострове и в Северной Пацифике (Hughes, 1995a, b; Grosswald, Hughes, 2002).

## 5.2. Берингийский ледниковый покров

На нашей карте «русского» сектора Великого Арктического ледникового покрова (Grosswald, 2002; Grosswald, Hughes, 2002) его баренцево-карское звено продолжается восточносибирским (см. раздел 3.4.1), а восточносибирское — другим звеном, которое мы назвали *Берингийским* ледниковым покровом. Последний имел сложную структуру и, помимо шельфа Чукотского моря, охватывал Чукотский полуостров, Корякское нагорье, Камчатку и все Берингово море, включая его шельф и глубоководную часть, покрывавшуюся особым («задужным») шельфовым ледником.

Берингийский покров в целом и каждый из его компонентов все еще считаются проблематичными. Почти никто не видит следов оледенения на шельфах Чукотского и Берингова морей, а их желоба и банки, похожие на ледниковые, обычно связывают с неотектоникой. Пишут, например, Ю.А. Павлидис и др. (1998, с. 89), будто можно утверждать, что «обширные пространства шельфа Чукотского и Берингова морей в эпоху максимума позднечетвертичного оледенения были низменной сушей, дренируемой речными системами». Даже в образовании фьордов Сенявинско-Провиденского района, их скальных ригелей и переуглубленных бассейнов, основную роль приписывают «разнонаправленным движениям отдельных блоков геологических структур» (Павлидис и др., 1998, с. 87), а участие оледенения признают минимальным.

### 5.2.1. Чукотский полуостров и шельф Чукотского моря

В описаниях Н.Б. Верховской (1986), О.Ю. Глушковой (1984), в работах А.А. Величко (1993, 2002) и других оледенение Чукотского полуострова предстает как «преимущественно каровое» и лишь в новых статьях Глушковой (1996) — как горно-долинное. Более крупное оледенение здесь восстанавливали А.П. Васковский (1959) и Д. Хопкинс (Hopkins, 1972), однако их реконструкции относились не к ПЛМ, а к более древней холодной эпохе, и все «их» ледники растекались с возвышенностей. Правда, по Хопкинсу (Hopkins, 1972, 1982), лед с Чукотки выходил и на шельф, продвигаясь на 100 км к востоку, к о. Св. Лаврентия. Однако, повторяю, Хопкинс видел здесь только наземное оледенение, причем не последнее, а среднечетвертичное.

Чукотский ледниковый покров, занимавший весь полуостров и выходивший на шельф, показан на карте, составленной по данным дешифрирования аэроснимков В.Н. Орлянкиным (Гросвальд и др., 1987). Однако и эта картина оказалась неполной: позже, когда стали известны следы надвигания льда с арктического шельфа на Чукотку (о котором, кстати, писал еще П.Д. Крынин), стало ясно, что главный центр берингийского оледенения следует искать не на чукотской суше, а в областях, примыкающих к ней с севера. К тем признакам наступания льда с арктического шельфа на Русский Северо-Восток, которых мы уже касались (см. раздел 3.2.2), а именно напорным структурам островов Анжу и района Тикси, друмлинам Огустаха и ложбинно-грядовым комплексам Яно-Индибирской низменности (Grosswald et al., 1999), следует добавить описание структурных особенностей Холерчинской тундры.

Поверхность этой тундры, приуроченной к приморской равнине Нижней Колымы, отчетливо структурирована, а именно, имеет мезорельеф, созданный горизонтальным давлением с северо-востока (Гросвальд, 1996а). Здесь выделяются напорные морены побережья бухты Амбарчик; структурные гряды, созданные складчатыми, взбросовыми и сдвиговыми дислокациями, а также две генерации крупных друмлинов. Первые — прибрежные конечные морены — занимают зону шириной до 50 км, образуя 25–30 субпараллельных дуг. Вторые — реликтовые структуры, которые были выявлены по упорядоченным границам озерных впадин, простираясь ложбин и других неровностей; по форме — это дуговидные гряды, созданные сжатием (складки, взбросы, надвиги), и косые скрещающиеся трещины, вдоль которых шли деформации сдвига. По форме структурный план тундры похож на поле напряжений и деформаций, которое получают при тектонофизических экспериментах по вдавливанию штампа в материал, имитирующий горные породы (Гзовский, 1975). Подобные поля характерны и для зон сжатия в ледниках, в частности, в их базальных частях (Paterson, 1981).



По-видимому, в Холерчинской тундре мы как раз и имеем дело с базальной частью древней ледниковой лопасти, которая некогда испытала сёрдж, затем омертвела, примерзла к ложу и стала его частью, а еще позже — покрылась мореной вытаявания и законсервировалась в криолитозоне. Как считают Ф.А. Каплянская и В.Д. Тарноградский (1978), такие явления типичны для арктической Сибири. Наконец, третью группу ледниковых форм Холерчинской тундры образуют друмлины, которые возникли в результате скольжения ледниковой лопасти по ее собственной, успевшей омертветь, базальной части. Первая генерация этих форм направлена с СВ 60°, вторая — с СВ 30°. Примерно так же, с северо-востока на юго-запад, было направлено и давление, создавшее структурный план этой тундры.

О том же — горизонтальном давлении с северо-востока — говорят уже упоминавшиеся ложбинно-грядовые комплексы о. Айон и нагромождения ледниковых валунов, смешанных с костями морских животных, у мыса Сердце-Камень (рис. 57, см. вкл., с. 84). Коренные породы здесь — серые гнейсы и розовые кварциты, а эрратические валуны и глыбы — черные изверженные породы и серые граниты, на их глыбах хорошо выражены фасеты и есть борозды, некоторые валуны — типичные ледогранники (Гросвальд, 2004а, с. 161). О движении древнего льда с северо-востока на юго-запад говорят и наблюдения геофизика Янской ГРЭ С.О. Разумова, который видел ледниковые борозды такого направления на о. Четырехстолбовый Медвежьих островов. По его свидетельству, эти борозды сохранились на выходах триасовых роговиков мыса Грибок в западной части острова. Показательно, что направление борозд, отмеченное Разумовым, совпадает с ориентировкой того напора, который создал структурную решетку Холерчинской тундры и о. Айон (см. раздел 3.2.2). Очень показательны данные по Ванкаремской низменности, которую все, включая Хопкинса, считали безледной. Бурением, проведенным С.А. Лаухиным в ее пределах, у горы Кымынейкей, была вскрыта 100-метровая пачка, состоящая из пяти слоев валунного суглинка с ледогранниками и пластовым льдом. Три верхние, по Лаухину (Laukhin, 1997), — это стадии позднего неоплейстоцена, остальные — более древние (рис. 58).

Особенно важно, что на всем протяжении Чукотского хребта, имеющего, как и длинная ось полуострова, широтное простираение, ясно выражены следы «перетока» льда, направленного с Арктического шельфа в Берингово море. Меридиональные ложбины, начинающиеся на северном склоне хребта, пересекают его водораздел, включая самую высокую его часть, массив Искатень (рис. 59). Форма последнего отнюдь не иззубренная, без пиков и каров, типичных для альпийских высокогорий, а скорее выровненная, но рассеченная сквозными трогами. Восточнее ряды сквозных трогов доходят до мысов Чукочьего и Дежнева; в роли одного из них — самого

широкого и глубокого — выступает Берингов пролив. А днище соседнего с ним, предпоследнего, трога едва поднимается над уровнем моря.

Для понимания динамики древнего льда в районе Берингова пролива много дала геоморфология мыса Дежнева и Сенявино-Провиденского района фьордов. Форма мыса Дежнева делает очевидным, что лед, двигавшийся через этот пролив, спилил с мыса скальную «шпору», образовав на ее месте 100-метровый обрыв, а на дистальной стороне мыса Дежнева, в его «тени», нагромоздил колоссальную

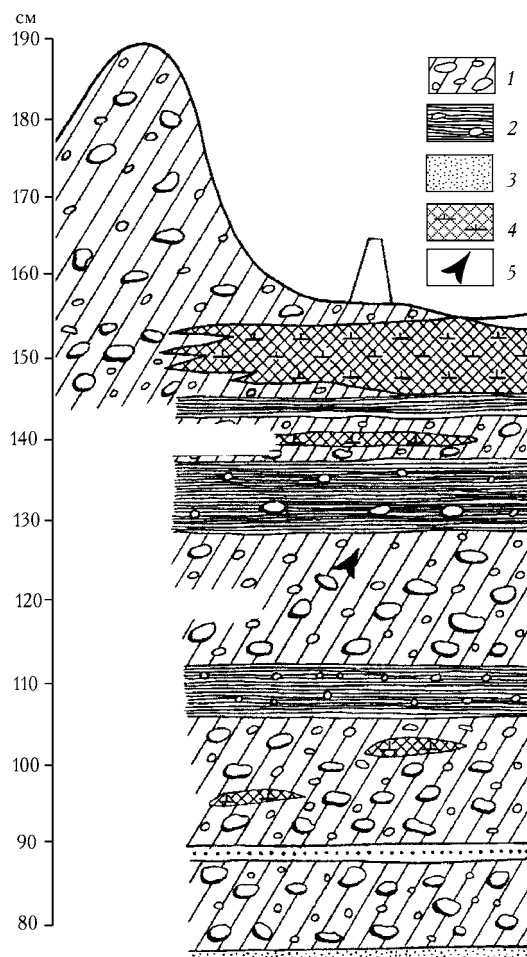


Рис. 58. Разрез четвертичных отложений Ванкаремской низменности (по данным бурения С.А. Лаухина (Laukhin, 1997)): 1 — суглинок со штрихованными валунами; 2 — озерные супеси и глины с дробстопами; 3 — пролои песка (следы размыва); 4 — пластовые залежи и линзы подземного льда; 5 — артефакты, остатки палеолитической стоянки. Примечательно, что до проведения этого бурения валуны на поверхности низменности принимались за выходы коренных пород

Fig. 58. Transaction of Quaternary deposits of Vankaremskaya Lowland (by the drilling data of (Laukhin, 1997)). 1 — clay loam with striated boulders; 2 — lake sand clay and clays with drop stones; 3 — intercalation of sand (traces of washing-out); 4 — tabular deposits and ground ice lens; 5 — artifacts, remnants of Paleolithic dwelling sites. Noteworthy: before drilling the boulders on the lowland surface were considered as bedrock outcrops



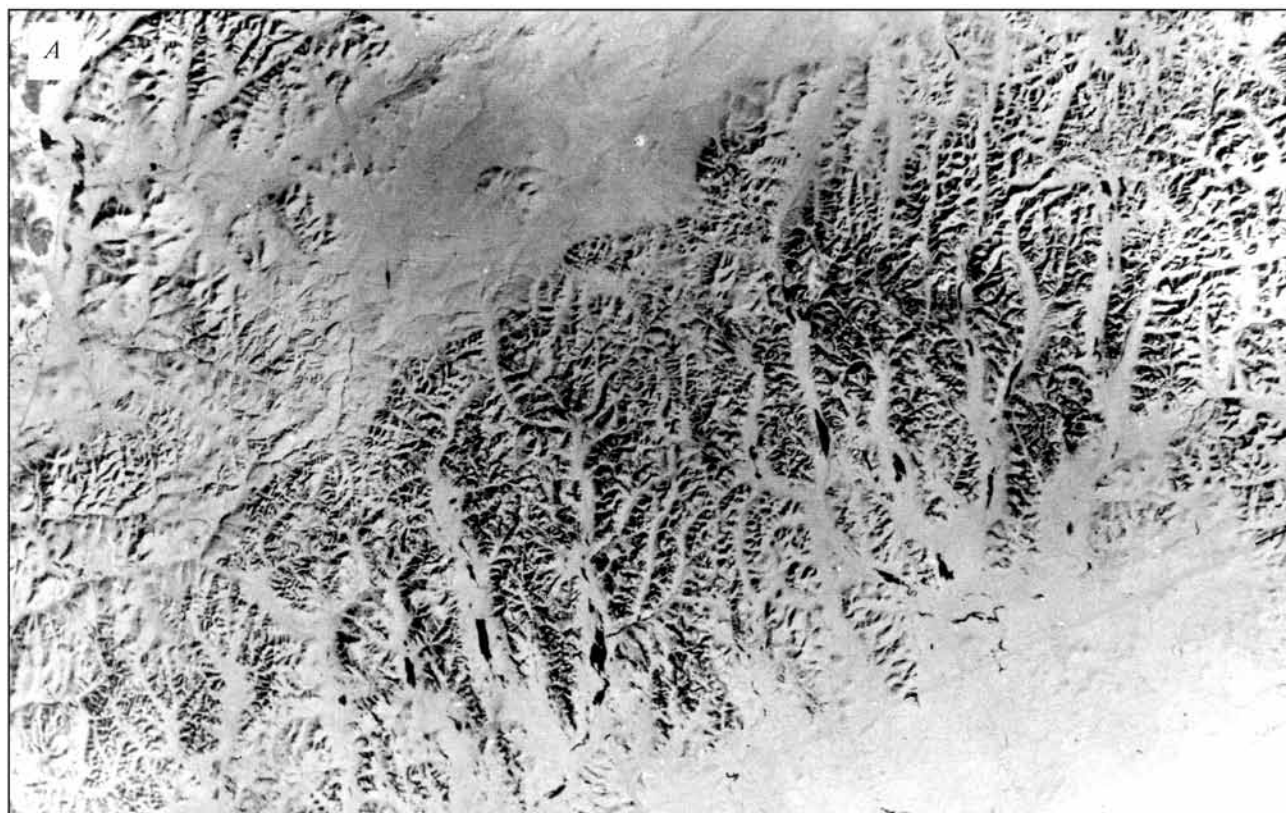


Рис. 59. Сквозные ледниковые долины (иногда — с долинными озерами), прорывающие гребневую часть хр. Искатень (Чукотский полуостров). Зимний (А) и летний (Б) аэроснимки. Водный бассейн на фото Б — залив Креста  
Fig. 59. Thru glacier valleys (sometimes with valley lakes) transected the crest part of Iskaten' Range (Chukotka peninsula). Winter (А) and summer (Б) areal photos. Water basin on photo Б is a Bay of Krest

массу глыб, в том числе глыб со шрамами и фасетами, которым неоткуда взяться, кроме как с севера. Остается лишь признать, что они принесены льдом, наступавшим со стороны Арктического океана (Гроссвальд, 2004б, с. 162). Что же касается Сенявинско-

Провиденского района, тяготеющего к мысу Чуко-чье, то это — площадь развития фьордов, т.е. форм интенсивнейшей экзарации, возникающих там, где снеговая линия снижается до уровня моря. Нельзя не заметить, что главные фьорды района ориентированы

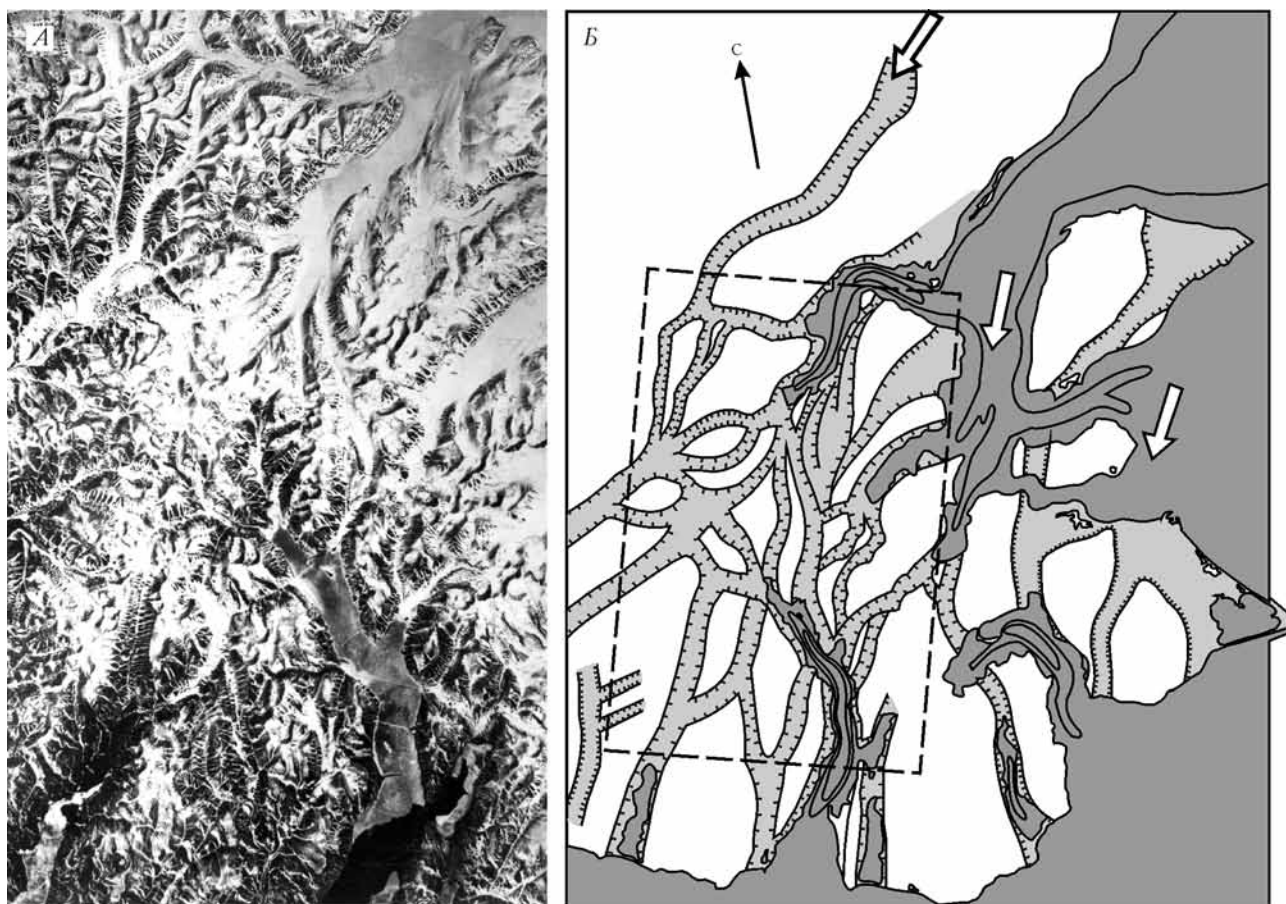


Рис. 60. Плановый аэроснимок (А) и поясняющая схема (Б) системы ледниковых долин, «отсекающих» юго-восточный угол Чукотского полуострова и соединяющих троговую долину Сенявинского пролива с ледниковым заливом Провидения. Рисунок позволяет предполагать, что лед, перетекавший через Сенявино и Провидения, ответвлялся от ледяного потока, двигавшегося с севера по Берингову проливу

Fig. 60. Aerial snapshot (A) and explicative scheme (B) of the system of glacier valleys, “split off” the southeastern part of Chukotka peninsula and connecting the trough valley of Senyavinsky Strait with Provideniya Bay. Figure suggests the ice to overflow Senyavino and Provideniya Bay and to bifurcate from ice flow, having moved from North over Bering Strait

в диагональном, северо-восточном—юго-западном направлении и как бы отсекают юго-восточный «угол» полуострова от его основной массы. При этом верховья крупнейших из них — пролива Сенявина на севере и фьорда Провидения на юге — соединены сквозными трогами (рис. 60, А, Б). Сделан вывод (Grosswald, Hughes, 2002), что по фьордам, ориентированным с северо-востока на юго-запад, следовал мощный ледяной поток и что именно он выпахал «соединительные» трог. А также, — что этот поток был ответвлением еще более крупного ледяного потока, который двигался по Берингову проливу на юг, с трудом умещался в нем и с силой внедрял свои боковые струи в долины-притоки.

Общая картина движения льда через Чукотский полуостров и Берингов пролив дана на рис. 61. Он лишний раз подчеркивает, что источник этого «перетока» лежал севернее полуострова. Вероятно, что в моменты, совпадавшие с пульсациями Арктического шельфового ледника, именно его лед и переваливал через полуостров. А на этапах, разделяющих эти пульсации, ту же роль играл лед центра, который

обособливался на Чукотском шельфе. О реальности этого, Чукотского, ледникового центра говорят, вдобавок ко всему прочему, данные Л. Поляка и др. (Polyak et al., 2001): как уже указывалось (см. раздел 4.2.5), севернее Чукотского шельфа, на Чукотском бордерленде, на глубинах до 420 м, экспедицией SCICEX обнаружено поле друмлинов и флютинга, которые ориентированы на северо-восток и указывают на движение льда с названного шельфа.

В этой связи особый интерес представляет оледенение *о. Врангеля*: он приурочен к Чукотскому шельфу, и раз существовал Чукотский ледниковый центр, то и остров должен был покрываться льдом. Тем не менее древних оледенений на острове почти никто не признает: не обнаружил их следов ни К.К. Марков, побывавший здесь в 1932 г., ни члены международных экспедиций последних лет (Gualtieri et al., 2003). Хотя в ходе геологосъемочных работ 1930—50-х годов на этом острове были собраны материалы, позволившие сделать вывод о его однократном или даже двукратном оледенении, которое не только покрывало сам остров,

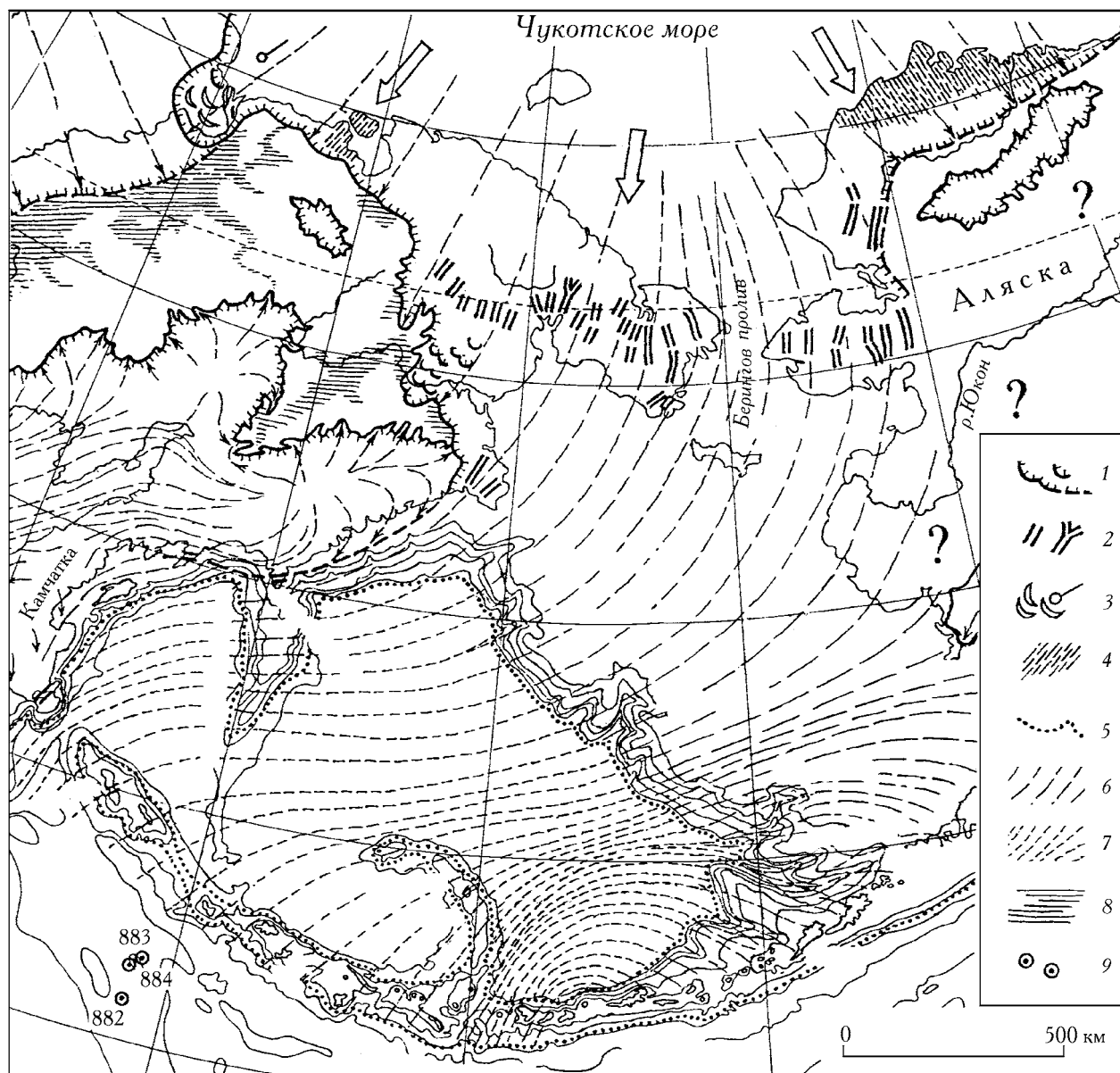


Рис. 61. Основные границы льда и траектории его движения на площади Берингии: 1 — границы ледников и ледниковых покровов; 2 — ледниковые бреши — троговые долины, прорывающие горные хребты; 3 — напорные ледниковые формы в мерзлоте (Холерчинская тундра) и направление напора; 4 — ориентированный рельеф приморских равнин; 5 — линии подножий береговых склонов; 6 — основные линии тока древнего льда, налегающего на твердое ложе; 7 — линии тока плавучего льда шельфового ледника; 8 — ледниково-подпрудные озера; 9 — пункты глубоководного бурения по международным проектам

Fig. 61. Basic boundaries of ice and trajectories of its flow over Beringia. 1 — boundaries of glaciers and ice sheets; 2 — glacier breaches — trough valleys, splitting off mountain ranges; 3 — force-feed glacier bodies in permafrost (Kholerchinskaya tundra) and the direction of pressure; 4 — directed relief of coastal plains; 5 — lines of foothills of coastal slopes; 6 — basic lines of the former ice flow, which covered bedrock; 7 — lines of floating ice of the ice shelf; 8 — glacier-dammed lakes; 9 — points of deep-water drilling by international projects

но и распространялось на прилегающий шельф (Кирюшина, 1965; Яшина, 1959).

В Центральных горах и долинах ряда рек — Северной, Мамонтовой, Неизвестной, Нашей, Хищников и других А.А. Горбунов, М.Т. Кирюшина, В.М. Басов, Л.В. Громов, З.И. Яшина выявили десятки выходов галечно-щебнистых отложений с ледниковыми валунами пестрого состава. Поскольку о. Врангеля был зоной преобладающего сноса, мощность таких выходов не-

лика, хотя в некоторых местах она все же превышала 7 м. Похожие по составу осадки — серые илы с гравием и галькой, обедненные органикой — обнаруживаются и на дне моря севернее острова, где они выходят под тонким слоем голоценовых осадков. На этом основании уже давно сделан вывод, что последнее оледенение острова имело сартанский возраст (Кирюшина, 1965).

По моим наблюдениям (Гросвальд, 2004а, с. 164), сделанным во время нескольких посещений и облё-

тов, все склоны острова покрыты курумами из серых глыб местных пород, чаще всего — триасовых доломитов, и солифлюкционными натеками. И только на дне долины р. Наша вскрывается толща ледниковых отложений, с поверхности покрытая развалами больших, до метра, валунов желтого кварцита, разноцветных гранитов, песчаников и доломитов с фасетами и полировкой, часто с бороздами и штрихами. Главное, однако, другое: геоморфология острова, удивительно похожая, в целом и деталях, на рельеф горной Лапландии (рис. 62, см. вкл. на с. 84).

### 5.2.2. Корякское нагорье и Камчатка

Следы оледенения этих районов изучены относительно хорошо. Исследования Корякского нагорья и соседних с ним Анадырского плоскогорья, хр. Пекульней и Нижне-Анадырской низменности, в которых были заняты Д.М. Колосов, Ю.П. Баранова, Ю.П. Дегтяренко, Н.Г. Загорская и другие, довольно рано показали, что вся эта область покрывалась огромными ледниками (Баранова, Биске, 1964). О «полупокровном оледенении Корякского нагорья, оставлявшим свободными ото льда только нунатаки зоны вершин», писал Колосов, и он был поддержан В.Н. Саксом (1953), Ю.П. Дегтяренко (1974), Ю.П. Барановой и С.Ф. Бискэ (1964). На карте последних можно видеть сплошное поле льда, заливающее Анадырское плоскогорье и левобережье Нижнего Анадыря, а также сетчатую систему Корякии, протягивающуюся на юг до Северной Камчатки. На интенсивное оледенение Нижне-Анадырской низменности указывал И.П. Карташев. Правда, по традиции того времени, все эти ледники относили к среднему плейстоцену, а последнее оледенение считали менее значительным, хотя делалось это практически бездоказательно. Некоторые из названных геологов, в частности Карташев, понимали условность своих возрастных определений и допускали, что на самом деле они имели дело с образованиями разных этапов сартанского оледенения. Во всяком случае В.Н. Орлянкин (Гросвальд и др., 1987), который провел аэрофотокартирование следов оледенения по всей притихоокеанской Сибири, выделив при этом огромные сетчатые системы Чукотки, Корякии, Колымского хребта и Камчатки, ни разу не усомнился, что он видел перед собой молодые ледниковые формы.

На Камчатке О.А. Брайцева, И.В. Мелекесцев и др. (Брайцева и др., 1968), широко используя материалы аэросъемок, восстановили древнеледниковую систему сетчатого типа и отнесли ее к позднеплейстоценовому оледенению, его первой фазе. Впрочем сейчас, когда открылся доступ к космоснимкам высокого разрешения, на них можно видеть, что все известные оценки размаха оледенения Камчатки и Корякского нагорья занижены. Судя по этим снимкам, оледенение здесь было не частичным и сетча-

тым, а еще более интенсивным, покровным; оно не ограничивалось сушей, а выходило на шельф. Создается впечатление, что ледники обоих районов не были обособленными комплексами, а представляли собой части некоторой особой, более крупной системы. На Камчатку, например, явно вторгнулся лед извне, с запада, из Охотского моря, а Корякский комплекс (см. рис. 56) питал потоки, выносившие лед далеко за пределы нагорья, на восток и юг.

### 5.2.3. Берингово море

Площадь этого моря — 2,3 млн км<sup>2</sup>, что делает его одним из крупнейших окраинных морей Мирового океана. Оно заключено в секторе, который образован побережьями Русского Северо-Востока и Аляски, и замкнут Алеутско-Командорской островной дугой. По своему климату, холодному и влажному, этот сектор целиком входит в субарктическую зону. При сравнительно низких температурах воздуха он получает много осадков (от 400—500 мм на северо-западе до 1500 мм на юге), а прибрежные горы Камчатки, Корякии и Чукотки — до 1000—2000 мм, так что на их наветренных склонах ЭЛА опускается очень низко: в ледниковых районах названных гор — до высот менее 800 м над ур. моря, а местами — до 600 и даже 400 м (Котляков, 2004). Таким образом, эти горы — климатический аналог побережья Британской Колумбии и юго-восточной Аляски, вместе с ними они образуют единый наветренный материковый фасад, обращенный на юго-восток. Поэтому мы предположили (Гросвальд, Возовик, 1983), что на океанической стороне Камчатки, Корякии и Чукотки снеговая линия в период ПЛМ снижалась до уровня моря, делая неизбежным покровное оледенение прилегающего шельфа. Уже тот факт, что берега названных районов — фьордовые (см. рис. 20) (Гросвальд, Глазовский, 1988), означает, что примыкающие к ним шельфы — гляциальные.

На подводных окраинах Русского Северо-Востока известны «открытые» и погребенные ледниково-аккумулятивные и эрозионные формы (Павлидис, 1992; Павлидис и др., 1998), в том числе экзарационные ложбины, уходящие под уровень моря. Шельф Корякии, например, пересекается широкими трогами, которые начинаются в береговых фьордах и доходят до глубины 3250 м (Удинцев, 1957), такие же «желоба» секут и восточный шельф Камчатки. А в донных отложениях, выстилающих мелководья Берингова моря, включая Анадырский залив, бассейна Чирикова и прибрежную зону Чукотки, значительная роль принадлежит крупнообломочному, в основном ледниковому, материалу (Лисицын, 1994; Hopkins, 1972).

По своей батиметрии Берингово море распадается на две части: северо-восточную эпишельфовую и юго-западную океаническую. Глубины первой части — не более 100—130 м, а на площадях бассейна



ной дуги. К настоящему времени эти представления получили подтверждение и в данных морских геологов и палеоокеанологов (Oba, Yasuda, 1992): ими установлено, что в эпоху ПЛМ полярный фронт в Северной Пацифике смещался на 5—6° к югу, градиент температур в его зоне обострялся, и проникновение субтропической воды на север эффективно блокировалось. В итоге температуры Субарктики, особенно Берингова и Охотского морей, настолько снижались, что летняя изотерма поверхности воды «0°С» сдвигалась за границу «запирающих» их островных дуг (Гросвальд, Возовик, 1983).

Таким образом, в юго-западной части Берингова моря имелись все условия для образования *замкнутого шельфового ледника*. Этот вывод впервые сделали Гросвальд и Возовик, они же реконструировали и сам ледник, назвав его Беринговым. Площадь его оказалась равной 1,2 млн км<sup>2</sup>; основную роль в его стабилизации играла Алеутско-Командорская островная дуга и подводные хребты Шишова и Боуэрс, на которых этот ледник «заякоревался».

#### 5.2.4. Алеутско-Командорская островная дуга

Эта дуга — цепочка из 150 островов — надводные выступы грандиозного тектоно-вулканического сооружения, образующего плотину длиной в 2260 км, шириной 25—100 км и высотой (над дном Берингова моря) до 4 км. Глубины гребня этой плотины редко превышают 100—150 м; мелководны в основной своей массе и алеутские проливы, лишь семь из них глубже 200 м и только три — Камчатский, Ближний и Амчитка — глубже 1000 м. Это значит, что в ПЛМ, когда уровень океана снижался, эта дуга со всеми ее проливами, за исключением трех, осушалась, так что степень изоляции Берингова моря еще более возрастала.

Восточная группа Алеутских островов — Умнак, Уналашка и Унимак — в ПЛМ покрывалась собственными ледниковыми шапками; вместе с ледниковым комплексом п-ова Аляска они сливались в единую гряду. Все острова восточных Алеут и их шельф несут покров морены, на них есть свежие экзарационные формы и поднятые голоценовые террасы (Black, 1974; Drewes et al., 1961). А алеутские проливы явно служили лотками сквозных ледяных потоков, на что указывают их профили, форма которых трогообразная, с плоскими днищами и крутыми склонами (Удинцев, 1957; Удинцев и др., 1959). Лед, прорывавшийся через островную дугу, не только двигался по проливам, но и «форсировал» острова. Возникшие при этом сквозные трюги прекрасно видны на островах Беринга и Медном (рис. 63). Примером их могут служить трюги, соединяющие долину Половина с бухтой Гладковской и другую долину, берущую начало от мыса Толстый, — с бухтой Лисинской. Как сообщил Я.Д. Муравьев, посетивший этот остров в 1981 г., скалы у входа в

Половину сглажены и полого срезаны, с приближением к водоразделу долина сужается и ее профиль становится U-образным, а у выхода она превращается во фьорд. Здесь же, на стенке водораздельного трюга, Э.Н. Эрлих (Эрлих, Мелекесцев, 1974) описал горизонтальные борозды, которые вполне могут быть ледниковыми, хотя наблюдатель и принял их за следы тектонического сдвига. Там же, у входа в долину Половина и у мыса Толстого, морское дно завалено валунами (сообщение Б.В. Баранова, Институт океанологии РАН).

#### 5.2.5. Берингов шельфовый ледник

Таким образом, физические условия, складывавшиеся в глубоководной части Берингова моря, а именно, отрицательный тепловой баланс бассейна, мощный приток льда с Камчатско-Корякского и Берингийского шельфов, а также наличие плотины — островной дуги, способной эффективно сдерживать расход на откалывание айсбергов, делали неизбежным образование *Берингова шельфового ледника*. Те же условия обеспечивали и его «ненормальный» *рост в толщину*: островная дуга препятствовала утончению за счет растекания, алеутские циклоны несли с собой обильные снегопады, прекращение адвекции теплой воды исключало донное таяние, а низкие температуры воздуха сводили на нет поверхностную абляцию; наконец, повторю еще раз: приток льда с соседних шельфов делал такой вклад в рост массы льда, какой никак не могли компенсировать выбросы айсбергов через проливы-бреши в Алеутско-Командорском барьере (Гросвальд, Возовик, 1983). Соответственно, линия налегания этого шельфового ледника должна была погружаться на большие глубины.

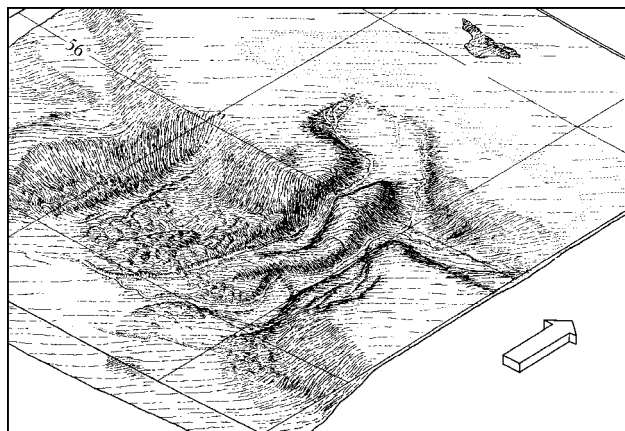


Рис. 64. Физиографическая карта одного из типичных «каньонов» Берингова моря — «каньон» Прибылова. Заимствовано из материалов Геологической обсерватории Ламонта-Дохерти

Fig. 64. Physiographical map of one of the typical "canyon" of Bering Sea — Pribilof Canyon. Taken from the materials of Lamont-Doherty Geological Observatory



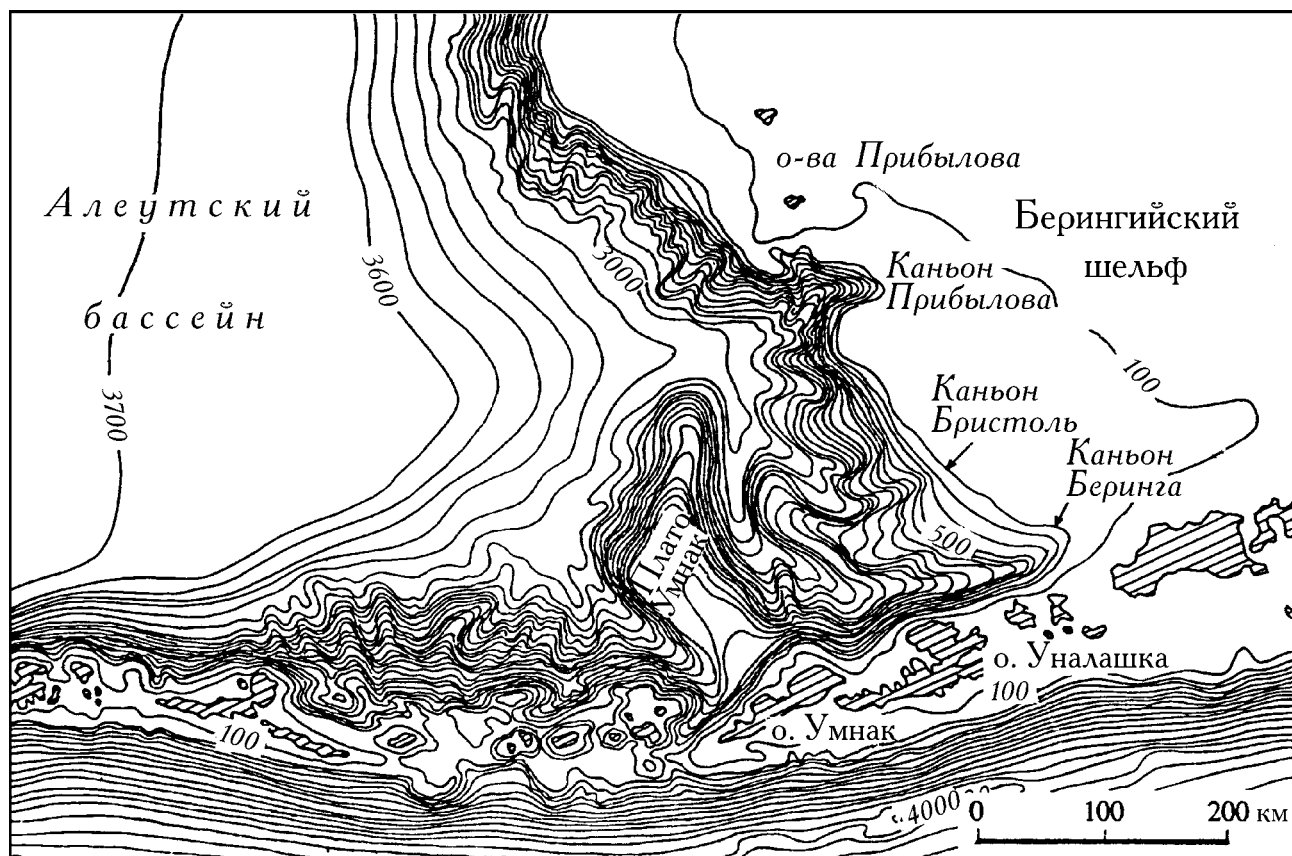


Рис. 65. Подводные «каньоны», расчленяющие материковый склон, обращенный к Алеутскому бассейну Берингова моря  
 Fig. 65. Underwater "canyons", cutting the continental slope, facing Aleutian basin of Bering Sea

«Сверхтолстый» шельфовый ледник, занимавший юго-западную часть моря, не мог не наложить отпечаток на рельеф его дна и характер глубоководных осадков. Он позволяет понять, почему подводные трог, продолжающие береговые фьорды Корякии и Камчатки, доходят до глубин, превышающих 3 км. В тот же ряд мы ставим и гигантские желобатроги, которые присутствуют на шельфе и материковом склоне юго-западной Берингии (Scholl et al., 1970). Самые крупные из них, подводные «каньоны» Беринга, Бристоль, Прибылова, Жемчуг, Первенец и несколько безымянных (рис. 64), имеют длины до 300–400 км и объемы пустот до 4–9 тыс. км<sup>3</sup>, так что они относятся к числу самых грандиозных долинных форм Земли. Главное же — верхние отрезки этих «каньонов» располагаются на Берингийском и Алеутском островном шельфах, где они имеют морфологию типичных ледниковых трогов (рис. 65), а их устья спускаются на глубины 3,1–3,3 км, в область развития глубоководных донных осадков. Последние представлены трехкилометровой толщей четко стратифицированных песчано-илистых турбидитов и глин, имеющих примесь диатомовых водорослей. Считается, что они образованы в позднем кайнозое, а верхний километр толщи — в плейстоцене, причем в турбидитах именно данной, верхней, части разреза имеется устойчивая примесь щебня и гальки. Как

пишут К. Нельсон и др. (Nelson et al., 1974), вся эта глубоководная толща состоит из «сложной системы слившихся аккумулятивных конусов, подходящих вершинами к устьям подводных каньонов».

Второй (после дуги) фактор стабилизации Берингова шельфового ледника — подводные хребты Ширшова и Боуэрс. Они венчаются горизонтальными площадками, которые срезают вершины на глубинах от 100–200 до 600–700 м и лишены покрова рыхлых отложений. Эти площадки имеют рельеф всхолмленных плато, похожих на вершинные поверхности Атлантического порога и хребта Ломоносова (Удинцев и др., 1959). Их края часто террасированы, на них известно до шести террасовидных уступов с глубинами от 200–450 до 2250–2500 м; такие же формы есть и на подводном склоне Корякии.

#### 5.2.6. Интерпретация подводного рельефа

Согласно нашему объяснению (Гросвальд, Возовик, 1983), все эти глубоководные отложения и формы рельефа имеют ледниковый генезис. В его свете подводные поверхности выравнивания образованы Беринговым шельфовым ледником при его скольжении по вершинам хребтов Ширшова и Боуэрс, а подводные террасовидные уступы — комплексом



эрозионных процессов, действовавших у линий налегания этого ледника (Гроссвальд, 1982). Гигантские подводные «каньоны», рассекающие материковый склон Берингова моря, созданы экзарацией, которую производили ледяные потоки, выводившие лед «морского» Берингийского покрова. Необычно большая глубина, до которой спускаются эти формы, также вполне объяснима, если вспомнить о подпруженности «здешнего» шельфового ледника и его необычайно высокой толщине. В таких условиях его линия налегания просто должна была оказаться на глубине около 3 км, а значит, до такой же глубины шла и ледниковая эрозия ложа. Точно так же в современной Антарктиде линия налегания шельфовых ледников Ронне и Эймери, которые, с одной стороны, стабилизированы берегами и отмелями, а с другой — испытывают мощный напор впадающих ледяных потоков, таких как Ратфорда и Ламберта, лежит на глубинах до 2 и даже 3 км (Swithinbank, 1977). Естественно, до таких глубин идет и эрозия ложа «подпруженными» ледниками.

### 5.2.7. Выводы

Итак, сопоставление данных по гляциологии, геоморфологии и гляциогеологии Чукотского полуострова, Чукотского и Берингова морей и их побережий приводит к выводу, что полуостров и эпешельфовые части обоих морей погребались «морским» Берингийским ледниковым покровом, а глубоководная часть Берингова моря — сплошным и толстым шельфовым ледником. Последний был замкнутым, он подпруживался Алеутско-Командорской островной дугой, в связи с чем может быть назван *задужным*. Однако его замкнутость не была абсолютной: прорываясь через Камчатский и Алеутские проливы, а также переваливая через острова, лед Берингийского покрова становился одним из крупнейших источников айсбергов, попадавших в Северную Пацифику.

## 5.3. «Морской» ледник Охотского моря

### 5.3.1. Охотское море и его обрамление

Важнейшую роль в оледенении Северной Пацифики играло Охотское море — глубокий залив Тихого океана, отграниченный от его основной площади Курильской островной дугой. Площадь моря — 1,6 млн км<sup>2</sup>, средняя глубина — 860 м, оно лежит в горном амфитеатре, который открывается на юго-восток и состоит из гор Джугджура, Сунтар-Хаяты, хребтов Черского, Колымского и Срединного хребта Камчатки. Десятки ледниковых трогов, начинающих-

ся в окружающих горах и на Корякском нагорье, впадают в море, а в его северо-восточном углу, где сливаются несколько трогов, расположены широкие заливы-фьорды Пенжинский и Гижигинский. Как сейчас ясно, горные системы, образующие Охотоморский амфитеатр, а также Корякия были крупнейшими районами горно-покровного оледенения кордильерского типа (см. раздел 5.2.2) (Grosswald, 1998a; Grosswald, Hughes, 2004). Лед из них должен был стекать в Охотское море, причем его сток с особой силой фокусировался в двух секторах — на вогнутой стороне гор Сунтар-Хаята (где к нему присоединялся лед Джугджура и хр. Черского) и на северо-востоке, в заливе Шелихова, где сливались льды Колымского и Корякского горно-покровных комплексов.

Современное Охотское море — самое холодное и ледовитое во всей Северной Пацифике. По нашим реконструкциям, снеговая линия на его побережьях в ПЛМ снижалась до уровня моря или была близка к нему. Однако современный охотский климат умеренный, летом муссоны несут сюда теплый воздух с юго-востока, а зимой — холодный воздух из Сибири. Соответственно, летние температуры здесь варьируют от 11 до 18°C, а зимние часто падают до –25°. Среднегодовые осадки изменяются от 230 мм на севере до 1250 мм на юге. В Тихом океане Охотское море — главный поставщик современной «промежуточной воды», а в эпохи похолоданий — возможно, и глубинной воды. Объединяясь с холодным Восточно-Камчатским течением, его поверхностная вода участвует в формировании крупнейшего холодного течения Северной Пацифики — Ойясио.

### 5.3.2. Рельеф и геология дна

Строение дна Охотского моря относительно хорошо изучено. Его северная и центральная части слагаются корой континентального типа, которая по своей структуре сходна с прилегающими территориями, так что эти части его дна относят к области шельфа (Ганешин и др., 1975). А тот факт, что Охотский шельф очень неровный, с перепадами глубин, местами превышающими 1000 м, сейчас объясняют разнообразием и молодостью его морфоструктур (Валпетер, Гольдфарб, 1978). В формах его рельефа морские геологи усматривают отражения конкретных структур: в котловине Дерюгина, например, — выраженный в рельефе прогиб, аналогичный Анадырской впадине соседней суши; в больших положительных формах, таких как «возвышенности» Института океанологии и Академии наук, — антиклинальные валы и горст-антиклинали, а в сравнительно узких, но протяженных желобах, таких как впадина ТИНРО, — развивающиеся геосинклинальные структуры, элементы Тихоокеанского подвижного пояса. Лишь для некоторых, главным образом мелких, подводных форм признается экзогенное происхождение.

Рельеф и донные отложения Охотского моря исследуются много лет. Еще в 1949—1955 гг. здесь работали экспедиции Института океанологии АН СССР, они и выявили в северной и центральной частях моря системы крупных впадин, ложбин и возвышенностей, а на его юге — глубоководный Курильский бассейн. Уже тогда были определены глубины впадин (Шелихова — 445 м, ТИНРО — 991 м, Дерюгина — 1795 м) и соединяющих их желобов (в заливе Шелихова — минимум 369 м, в желобах Лебедь — 539 м, Макарова — 1354 м, Петра Шмидта — 1315 м). Установлено, что на днищах желобов есть поперечные гряды, делающие каждый из них чередованием бассейнов и ригелей. И что самая глубоководная часть моря — южная, задужная, для дна которой характерны отметки  $-3,0$ ,  $-3,2$  км (до  $-3372$  м), а самые большие «возвышенности» дна, получившие названия Института океанологии и Академии наук, возвышаются над соседними впадинами на 400 и 800 м. Наконец, исследование проливов Курильской островной дуги показало, что они, как и Алеутские, имеют U-образные профили, а глубины двух из них, Буссоль и Крузенштерна, достигают 2318 и 1929 м, а еще четырех — более 500 м (Удинцев, 1957; Удинцев и др., 1959).

На дне Охотского моря известны и более мелкие формы — эрозионные долины, врезанные в склоны подводных возвышенностей; площадки на вершинах и террасы на склонах этих возвышенностей; гигантские борозды и гряды дна впадины ТИНРО, ориентированные вдоль ее оси; группы холмов и гряд, разбросанных по дну впадины Дерюгина. Известны и лестницы из параллельных каналов и гряд с размахом высот в 5—6 м, образующих — в интервале глубин от 200 до 1000 м — ярусы, вытянутые друг против друга вдоль простираения подводных склонов Сахалина и Камчатки (Удинцев, 1957). По данным В.М. Вольнева (1983), обнаружившего гряды впадины ТИНРО, эти формы сложены илом и песком с примесью гальки; отдельные из них имеют длины до 200 км и ширину от 0,6 до 1,5 км, а их высота убывает от 100 м на севере до 10—25 м на юге. Известно также, что на дне моря и Курильских проливов встречаются скальные выходы и, в изобилии, щебень с галькой и эрратические валуны (Безруков, 1957; Белоусов, Удинцев, 1981). Многие валуны на дне имеют ледниковые фасеты и штриховку, а в их размерах и количестве не видно никакой связи с удаленностью от берега. Их общая масса очень велика, так что по свидетельству морских геологов примесь эрратики настолько искажает результаты драгирования, что порой затрудняет определение состава коренных пород.

Что касается «задужного» Курильского бассейна, то он заполнен терригенной толщей, вероятно, гляцигенной, мощность которой измеряется километрами.

В Охотском море известны и следы оледенения, хотя до сих пор они были отмечены лишь в двух

местах — в северо-восточном «углу» моря и у берегов южной Камчатки. Первый район — Пенжинский и Гижигинский заливы, где Б.В. Бондаренко (1931) и Г.Б. Удинцев (1957) наблюдали поля ледниковых отложений. В этой связи они говорили о больших ледниках, которые спускались с береговых гор в море, заполняя льдом залив Шелихова. Во втором районе, на шельфе западной Камчатки, бурение вскрыло слой плотной валунной глины толщиной в 3—8 м, залегающий под 15-метровой толщей поздне- и послеледниковых осадков; эту валунную глину Н.Н. Кузьмина и Г.П. Еремеева (1990) определили как основную морену. Тем не менее размах оледенения здесь считается пренебрежимо малым, а его роль в геологической истории моря — ничтожной.

### 5.3.3. Интерпретация форм и отложений дна

В существующих объяснениях геоморфологии дна Охотского моря подчеркивается роль неотектоники и прочих неледниковых процессов, а роль ледниковой эрозии и аккумуляции даже не упоминается. Так, в крупных подводных желобах, впадинах и порогах («возвышенностях») все видят выражение складчато-глыбовой тектоники (Удинцев и др., 1959); в продольных грядах, осложняющих рельеф дна впадины ТИНРО — формы, образованные потоками турбидитов, срывавшихся со склонов (Вольнев, 1983); в террасах и ярусах каналов, простирающихся вдоль подводных склонов Сахалина и Камчатки — формы, созданные волновой абразией на этапах, когда уровень моря снижался; наконец, в каньонах, врезанных в склоны подводных «возвышенностей», — нормальные речные долины, образованные на суше, т.е. еще до того, как на ее место пришло море (Удинцев и др., 1959). Что же касается эрратических валунов морского дна, то их с самого начала объясняют «рафтингом» — разносом обломочного материала с берегов паковыми льдами и айсбергами (Безруков, 1957).

Мы, однако, находим, что имеющиеся данные по палеоклимату, геоморфологии и морской геологии Охотского моря убедительно доказывают: это море подвергалось позднеледниковому покровному оледенению (Grosswald, Hughes, 1998). Лучшее свидетельство этого оледенения — рельеф его дна, в частности, системы глубоких U-образных желобов и разделяющих их порогов, а также выразительные комплексы более мелких форм. Охотский «ансамбль бассейнов и порогов», в частности, подводных впадин (таких как Дерюгина и ТИНРО), трогов (таких как Лебедь, Макарова и Петра Шмидта) и ригелей (таких как «возвышенности» Института океанологии и Академии наук), соответствует образу типичного *гляциального шельфа*, т.е. шельфа, глубоко эродированного ледниковым покровом. Это соответствие становится очевидным даже при беглом сравнении данного

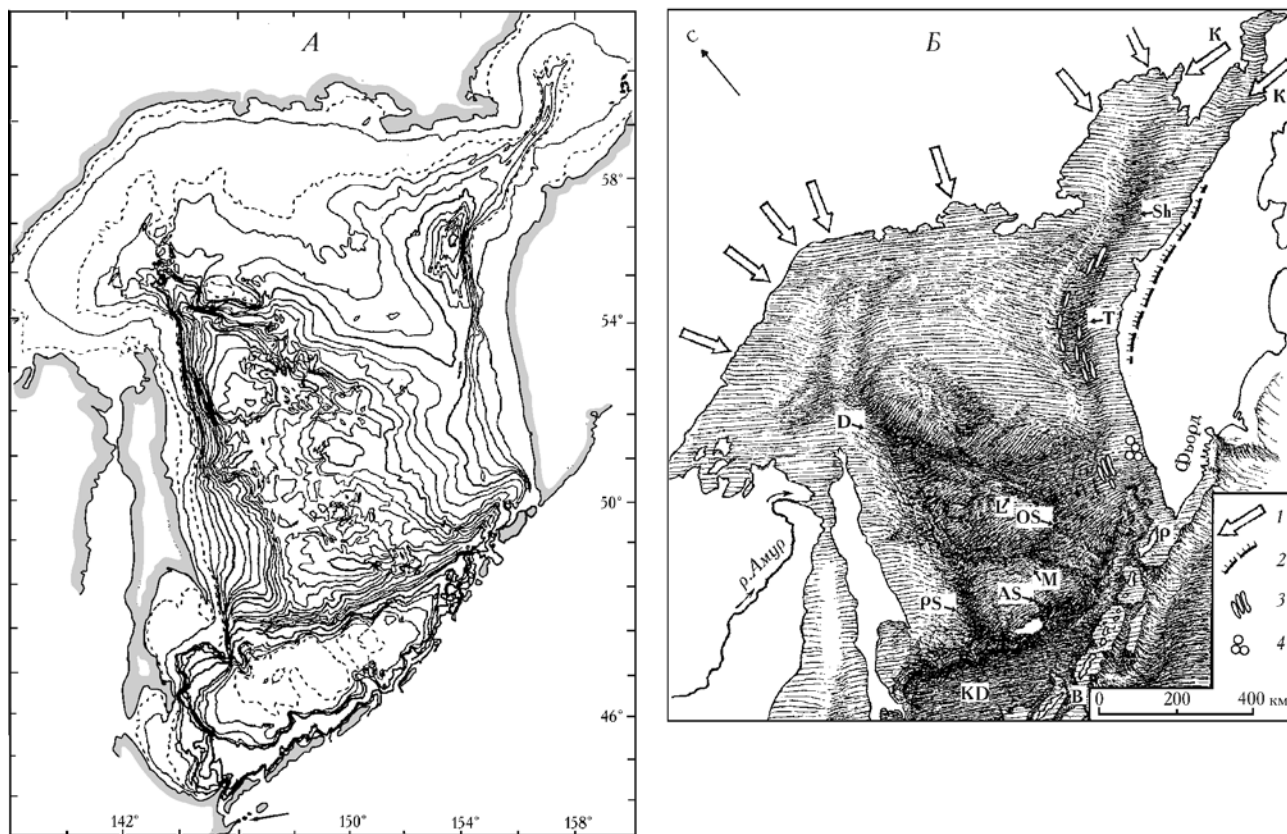


Рис. 66. Гляциальный рельеф дна Охотского моря. Батиметрическая карта (А), составленная А.С. Сваричевским, и физиографическая карта автора (Б). 1 — направления притока глетчерного льда из ледниковых центров прилежащей суши; 2 — след края Охотского ледника, надвигавшегося с запада на Камчатку; 3 — продольные гряды дна впадины ТИНРО и их южное продолжение; 4 — пункты бурения на западном шельфе Камчатки. Буквенные обозначения: D — впадина Дерюгина, Sh — впадина Шелихова, Т — впадина ТИНРО, OS — порог Института океанологии, AS — порог Академии наук, L — желоб Лебедь, M — желоб Макарова, PS — желоб Петра Шмидта, KD — Курильская глубоководная впадина, P — о. Парамушир, B — пролив Буссоль

Fig. 66. Glacial relief of the Okhotsk Sea bottom. Bathymetric map (A), compiled by A.S. Svarichevsky and the author's physiographic map (B). 1 — ways of glacier ice inflow from glacier centers of adjacent land; 2 — traces of the Okhotsk ice sheet margin, moved from west to Kamchatka; 3 — longitudinal ridges of TINRO-Deep bottom and their southern extension; 4 — drilling points on western shelf of Kamchatka. Literal signs: D — Deruygin Deep; Sh — Shelikhov Deep, T — TINRO Deep, OS — threshold named after Institute of Oceanology, AS — Academy of Sciences threshold, L — Lebed through valley, M — Makarov through valley, PS — Peter Schmidt through valley, KD — Kurils Deep, P — Paramushir Island, B — Boussole Strait

ансамбля (рис. 66) с рельефом других континентальных шельфов, гляциальная природа которых не вызывает сомнений (Шепард, 1976; Anderson, 1999; Holtedahl, 1970). Крупнейшие трог Охотского моря имеют глубину в 1,5–2,0 км, как у гляциальных шельфов других областей, таких как моря Уэдделла или Росса, и так же тесно, как подводные трог Антарктиды, связаны с источниками притока льда (Vaughan et al., 1994). Среднюю глубину экзарации Охотского шельфа можно оценить величиной 500–800 м, что соизмеримо со слоем ледникового сноса, установленным на других гляциальных шельфах, например, на Баренцевом, где этот слой составил 500–1500 м (Solheim et al., 1900), и на Антарктическом (Johnson et al., 1982).

Признав покровное оледенение Охотского моря, мы получаем возможность объяснить и более мелкие формы его дна: каньоны, врезанные в склоны

подводных порогов, — работой потоков подледной воды; террасовидные уступы на подводных склонах — одним из эффектов ледниковой эрозии, широко известным в Антарктиде; продольные гряды, известные на дне впадины ТИНРО, — действием льда и подледной воды у дна ледяного потока, подобного антарктическим, или леднику, двигавшемуся по желобу Св. Анны Карского шельфа (Polyak et al., 1997); ярусы каналов и гряд, выработанных в подводных склонах Сахалина и Камчатки, — эрозией и аккумуляцией, шедшей вдоль контактных линий движущегося льда со склонами.

Что здесь особенно важно? То, что все формы рельефа морского дна, крупные и мелкие, а также донные отложения объясняются, помимо тектоники, действием лишь одного физико-геологического процесса — ледникового. А не массой разных неледниковых, как делалось до сих пор.

### 5.3.4. Курильская островная дуга и шельфовый ледник

Курильская дуга — гирлянда из тридцати крупных и множества мелких островов, которая тянется между Камчаткой и о. Хоккайдо и ограничивает Охотское море с востока. Эти острова — надводные выступы тектоно-вулканической гряды, имеющей длину 1200 км; гребень гряды мелководный. Мелководны (до 500 м) и все курильские проливы; лишь два из них, Крузенштерна и Буссоль, имеют глубины 1764 и 1468 м. Согласно данным Г.Б. Удинцева, их профили U-образные, а днища выстланы валунами. Основная масса льда, сползавшая с Охотского шельфа вдоль желобов Петра Шмидта и Макарова, а также по Голыгинскому трогу, похожему на «каньоны» Беринга и Бристоль, попадала в глубоководный Курильский бассейн. Кроме того, некоторая часть охотского льда могла стекать в Тихий океан и нап-

рямую, через камчатские фьорды и о. Парамушир, преодолевая южную оконечность Камчатки и ее шельф.

Условия в Курильском бассейне были такими же, как в юго-западной части Берингова моря: его тепловой баланс был заведомо отрицательным; лед с севера поступал в бассейн со скоростью 2 км/год (по модели Дж. Фастука, сообщение), а расход его льда на откалывание айсбергов сдерживался островной дугой, игравшей роль плотины. Все это делало неизбежным образование *Охотского шельфового ледника*. Как и в случае Берингова ледника, те же условия обеспечивали его «ненормальный» *рост в толщину*. Линия налегания этого шельфового ледника оказывалась, соответственно, на большей, не менее 3 км, глубине.

Таким образом, эпишельфовая часть Охотского моря испытывала покровное оледенение, причем центры последнего находились не в самом море, а в

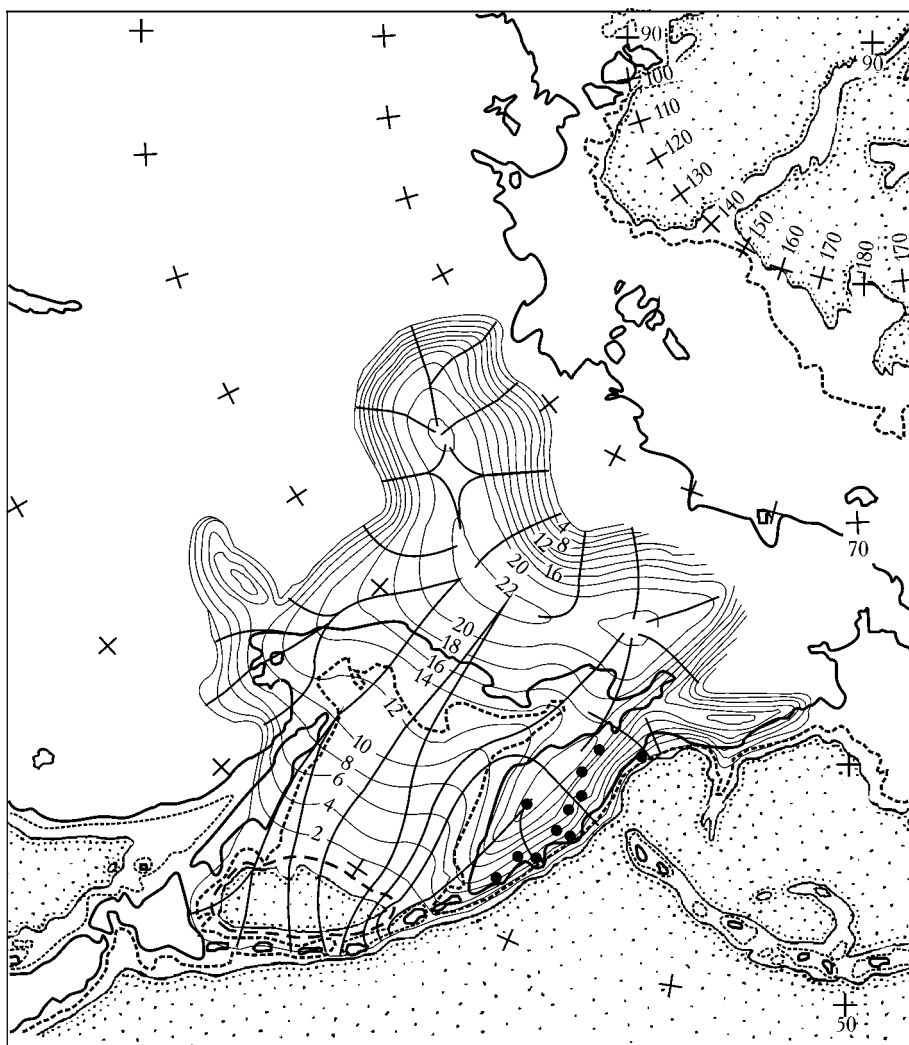


Рис. 67. Компьютерная реконструкция древнего Охотского ледникового покрова и части Чукотского ледникового комплекса, образующего главный источник его питания. Выполнена Т. Хьюзом (по: (Grosswald, Hughes, 1998)). Гляциоизогипсы проведены через 200 м

Fig. 67. Reconstruction of the former Okhotsk ice sheet and part of Chukotka glacier complex, forming its main source of nourishment. Produced by Hughes (after: (Grosswald, Hughes, 1998)). Isohypsals are depicted in 200 m

соседних горных системах (рис. 67). Так что на Охотском шельфе возникал «spillover»-ледниковый покров, а в его глубоководной части — сверхтолстый шельфовый ледник. Последний был полностью замкнут; он подпруживал «spillover»-покров и сам был подпружен Курильской островной дугой. Поэтому весь Охотский шельфовый ледник, подобно Берингову, может быть назван *задужным*.

### 5.3.5. Реорганизации приохотской системы стока

Подтверждением нашей реконструкции ледникового покрова Охотского моря могут служить недавние перестройки озерно-речных систем приохотского Дальнего Востока. Известно, в частности, что в бассейнах Амура, Амгуни, Тогура и Уды есть следы обширных озер и недавних изменений в географии систем стока, а на обрамляющих водоразделах — сквозные каньоны-бреши. Кропотливая работа по изучению древних подпрудных озер и брошенных долин показала, что течение Среднего Амура отклонялось на юг и юго-запад, следуя через долины Уссури и Сунгари к Японскому и Желтому морям, а Нижний Амур пережил несколько эпизодов, когда его русло резко, более чем на 90°, поворачивало на юго-восток — к Татарскому проливу; Нижняя Уда испытывала подпруживание, и ее сток шел в Нижний Амур, следуя по цепочке озер и проток, которая была параллельна современной береговой линии моря, а в верхней части бассейна Уды возникало озеро, воды которого проложили себе

путь на юг, в Зею, через хребты Тукурингра и Джагды, проделав в них сквозные ущелья (Никольская, 1969). Наконец, подпруживалась и Амгунь, а ее течение поворачивало вспять, в Бурею, так что она становилась частью системы Амура (рис. 68).

По традиции, такие и подобные им явления относят к следствиям молодых движений коры, связывают с неотектоникой. Описанные выше перестройки озерно-речных систем также объяснялись эффектами подпруживания долин воздымавшимися блоками земной коры, а сквозные долины — разломами и врезанием antecedentных долин в местах поднятий (Лебедев, 1995). Однако все это не согласуется с теми особенностями реорганизации систем стока, которые отражены на рис. 68. Реорганизация долинных систем, вызванная тектоникой, была бы беспорядочной, тогда как мы видим совсем другое: закономерную, внутренне согласованную картину перестроек озерно-речных систем, которую можно было бы предсказать, если допустить, что на месте Охотского моря появлялся ледниковый покров (Grosswald, 1998a, б). Долинные реорганизации, отраженные на рисунке, оказываются объяснимыми на базе модели, по которой лед Охотского моря сначала наступал на 300—350 км в глубь суши, а затем отступал назад к морю. Заняв первый рубеж, он должен был подпрудить Верхнюю Уду, повернуть Амгунь в Бурею и Амур — в Уссури и Сунгари, а отступив назад к морю, обеспечить сток Уды, Амгуни и Нижнего Амура в Татарский пролив по спиллвеям, прорезающим северные отроги Сихотэ-Алиня.

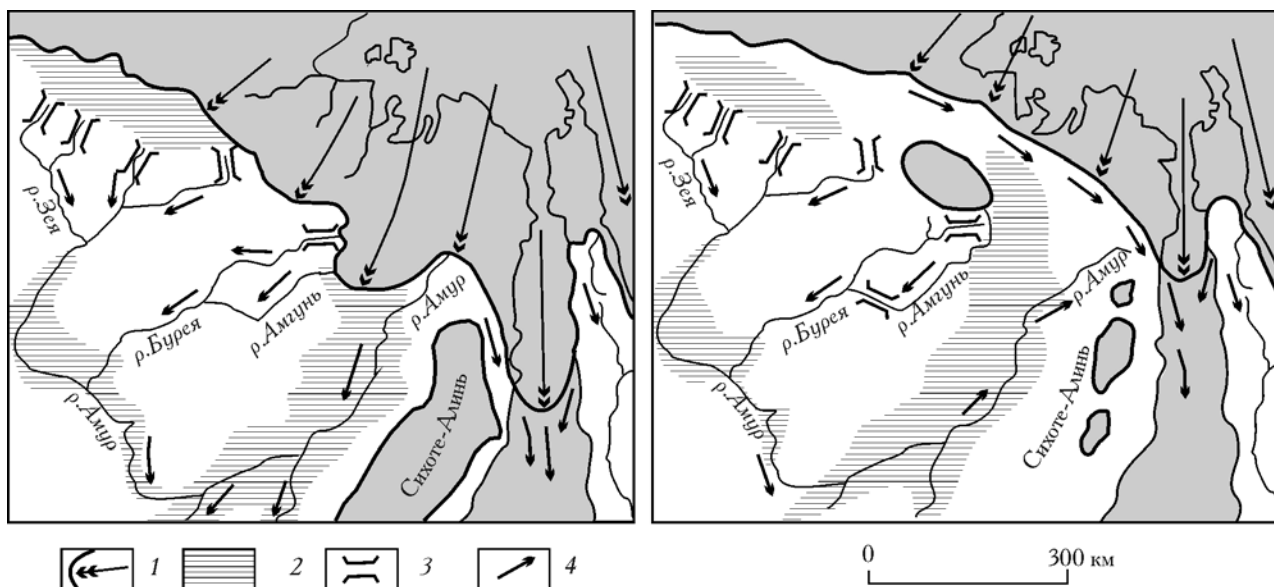


Рис. 68. Реорганизация системы талого стока в бассейнах Амура, Тугура и Уды в связи с колебаниями Охотского ледникового покрова (по: (Гроссвальд, 1999a)): 1 — ледниковый покров с линиями движения, горные ледниковые комплексы; 2 — прогляциальные озера; 3 — спиллвеи (долины сброса талой воды); 4 — направления течения воды

Fig. 68. Reorganization of meltwater system in Amur, Tugur, and Uda basins in relation to Okhotsk Ice sheet variations (after: (Гроссвальд, 1999a)). 1 — ice sheet with ice flow lines, mountain glacier complexes; 2 — periglacial lakes; 3 — spillways (valleys of meltwater spillover); 4 — water flow paths

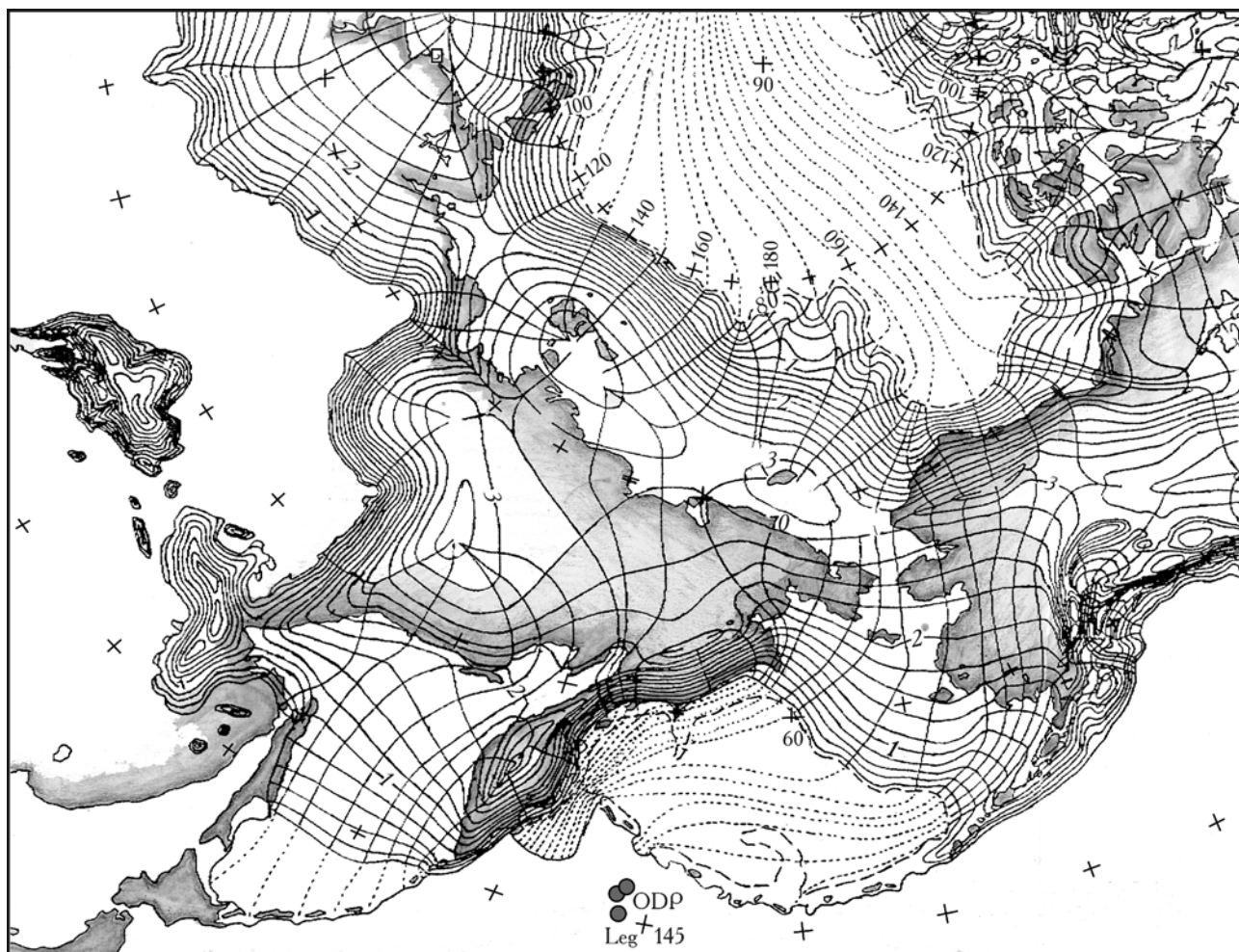


Рис. 69. Компьютерная реконструкция неоплейстоценовых ледниковых комплексов Берингии (по: (Hughes, 1998; Grosswald, Hughes, 2002)). Гляциоизогипсы проведены через 200 м; точечными пунктирами показаны линии тока плавающих ледников

Fig. 69. Modeled reconstruction of Late Pleistocene glacier complexes of Beringia (after: (Hughes, 1998; Grosswald, Hughes, 2002)). Isohypsers are given in 200 m; dotted line shows streamlines of floating glaciers

### 5.3.6. Выводы

Итак, данные по морской геологии и геоморфологии Охотского моря и его побережий показывают, что во время последнего великого похолодания здесь возникал гигантский комплекс из «морского» ледникового покрова и шельфового ледника, подпруженный Курильской островной дугой, т.е. «морской» покровный ледник задужного типа. Этот вывод подтверждается и результатами гляциологического моделирования. Впадину Охотского моря занимал *spillover*, или «сточный» ледник, его главные центры находились в сопредельных горных системах, на шельф же выходил мощный ледниковый шлейф, налегавший на дно вплоть до границы с Курильским бассейном. А в самом этом бассейне возникал замкнутый шельфовый ледник (см. рис. 67).

Охотский лед, как и берингийский, прорывался через проливы в островной дуге, переваливал через ее острова, а также через южную оконечность Камчатки и прилежащий шельф с о. Парамушир. Охотский

ледниковый покров становился вторым, после Берингийского, крупнейшим источником айсбергов, попадавших в течение Ойясио Северной Пацифики (рис. 69).

## 5.4. Последнее великое похолодание в Северной Пацифике

Выводы о резком похолодании климата Северной Пацифики и оледенении ее окраин, основанные на моделировании (Вербицкий, Чаликов, 1989; Verbitsky, Oglesby, 1992; и др.), подтверждаются независимыми данными глубоководного бурения. Важную роль в этом сыграл проект ODP Leg 145, проведенный в 1992 г. с борта б/с JOIDES «Resolution». Точки бурения находились в 700—800 км восточнее южной оконечности Камчатки у подводной горы Детройт на глубинах более 3 км (Leg 145..., 1993). Изучив полученный керн, участники проекта пришли

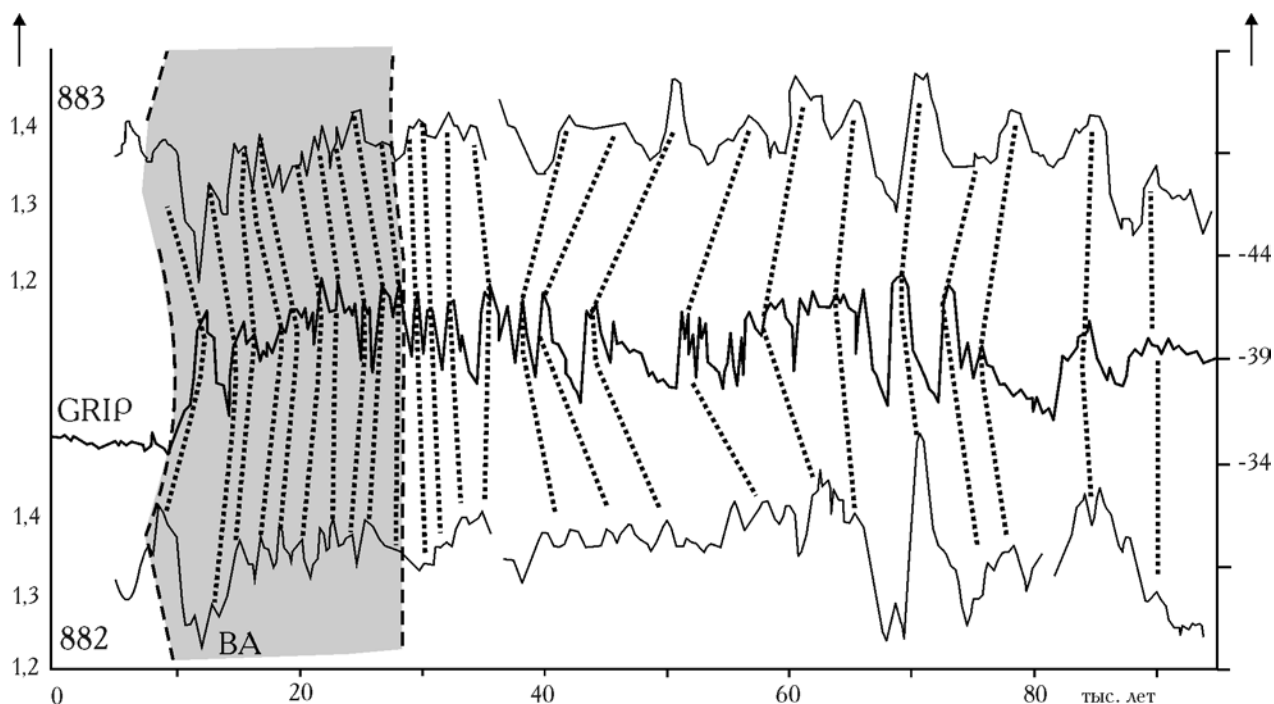


Рис. 70. Графики изменений плотности глубоководных ледниково-морских отложений дна Тихого океана за последние 90 тыс. лет, поднятых из скважин 882 и 883 (тонкие линии), и их корреляция с изотопной палеотемпературной кривой из скважины на станции Summit в Гренландии (GRIP — жирная кривая) (по: (Kotilainen, Shackleton, 1995)). Точечные пунктиры показывают предполагаемое сопоставление пиков на трех кривых

Fig. 70. Graphs density change of deepwater glacier-marine deposits of the Pacific Ocean bottom for the last 90 kBP, taken from the boreholes 882 and 883 (thin lines) and their correlation with isotopic paleotemperature from the Summit borehole, Greenland (GRIP — bold line), after: (Kotilainen, Shackleton, 1995). Dotted lines show the suggested comparison of the peaks on three curves

к выводу, что 2,6 млн л.н. в климате Северной Пацифики произошел резкий перелом. Изменились и условия осадкообразования в океане: внезапно усилилась глубоководная циркуляция, во много раз возросли скорости седиментации, внезапно и резко изменились состав, плотность и магнитные свойства донных осадков. Переработка этих осадков стала гораздо интенсивней, в них резко вырос процент терригенного материала, а роль «инситных» кремнистых илов сократилась. Именно в это время, 2,6 млн л.н., сильно ускорилось поступление всех видов терригенного материала в районы, примыкающие к Охотскому морю, в том числе дробстонов размером до 5 см, представляющих породы из Сибири и Аляски. Наконец, в терригенных толщах региона резко возросла частота и толщина слоев вулканического пепла, достигнув невиданных с миоцена значений, что говорит об огромном росте вулканической активности.

Эти изменения можно было объяснить лишь крупномасштабным оледенением, начавшимся в Северной Пацифике 2,6 млн л.н., т.е. в то же время, что и в Северной Атлантике (Leg 145..., 1993). А детальное изучение того же керна показало, что скорость рафтинга, выраженная через степень уплотненности глубоководных осадков, здесь испытывала периодические колебания. На графике, представляющем «летопись» событий в истории океана за последние 95 тыс. лет (рис. 70), можно видеть до 20 циклов

усиления и ослабления рафтинга, отражающих такое же число потеплений и похолоданий. Авторы графика А. Котилайнен и Н. Шеклтон (Kotilainen, Shackleton, 1995) не сомневаются, что «их» циклы похожи и, скорее всего, синхронны климатическим циклам Дансгора—Эшгера, выявленным по изотопным профилям Гренландского ледникового щита и глубоководных осадков Северной Атлантики (Dansgaard, Oeschger, 1989).

Вообще-то мысль о значительном оледенении северных окраин Тихого океана появилась много раньше: и более 30 лет назад, когда в донных осадках Тихого океана была обнаружена значительная примесь дробстонов, т.е. продуктов айсбергового разноса (Conolly, Ewing, 1970), и на 15 лет позже, когда определили, что этот разнос начался 2,5 млн л.н. (Rea, Shradler, 1985). В данной связи заслуживает внимания факт, что дробстоны насыщают и всю, вплоть до кровли, толщу плейстоценовых осадков, вскрытых скважинами DSDP Leg 56 у восточных берегов о. Хонсю (Okada, 1980). Один из пунктов того бурения располагался восточнее Японского глубоководного желоба (рис. 71). Отсюда следовало: эти дробстоны не происходят с соседнего о. Хонсю, а доставлены айсбергами с севера.

В северо-западной Пацифике последний ледниковый максимум был временем подлинной «термической революции» (Grosswald, Hughes, 2004). Весьма



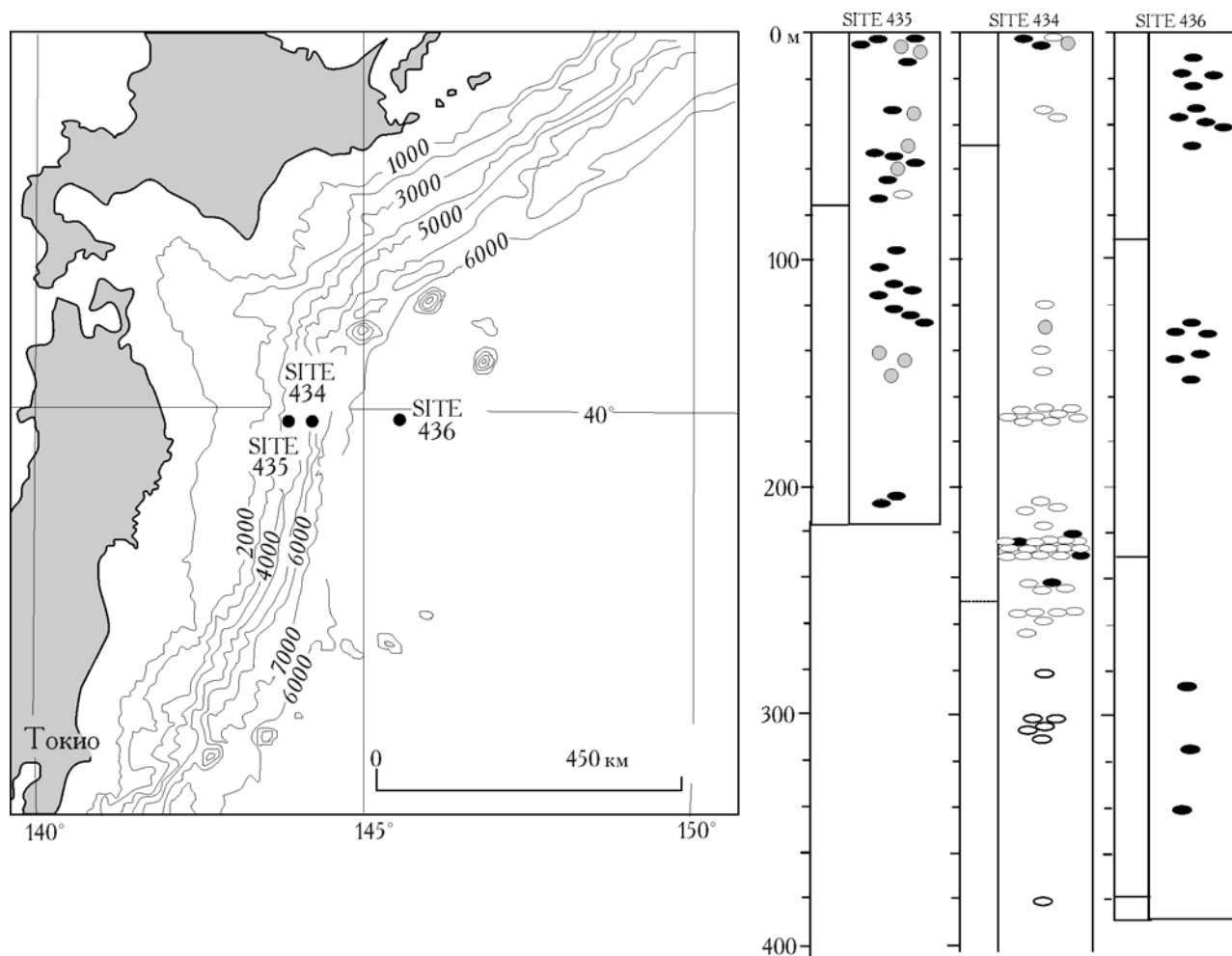


Рис. 71. Ледниковые валуны-дроустоны на дне Тихого океана у восточных берегов Японии по данным глубоководного бурения (Проект DSDP Leg 56 (Okada, 1980))

Fig. 71. Glacier boulders-dropstones on the bottom of Pacific Ocean near Japan coast by data of deep drilling (Project DSDP Leg 56 (Okada, 1980))

вероятно, что ее причиной стало сложение эффектов общего («фонового») похолодания с региональными сдвигами в океанской циркуляции, а именно, с отклонением теплого течения Куроисио, усилением холодного Ойяисио, изоляцией и опреснением Японского моря. Действительно, течение Ойяисио становилось гораздо мощнее, оно «заряжалось» массами айсбергов и выдвигалось на 1300—1400 км дальше, чем сейчас, к югу (Oba, Yasuda, 1992); при этом восточные берега островов Сикоку и Кюсю охлаждались почти на 20°C (Grosswald, Hughes, 2004). Важно, что здесь это похолодание не сопровождалось обычным ростом сухости: из-за сдвига течения Куроисио к югу его зона сжималась, в ней росли температурные градиенты и она, подобно зоне Гольфстрима Северной Атлантики, становилась мощным генератором циклонических штормов, поставлявших атмосферные осадки на Японские острова и, вероятно, в юго-восточный Китай. Оценить количество этих осадков (в основном снегопадов) трудно, однако можно предположить, что над ледниковыми районами оно

могло достигать до 2500—3500 мм. Все это заставляет отбросить предвзятость в отношении к гипотезам, предполагающим крупные ледниковые шапки в «ледниковой» Японии (Okamoto, 1972), и Лушанское оледенение юго-восточного Китая (Lee, 1947; Казакова, 1955; Kozarski, 1963).

Что касается Японского моря, то его климат менялся еще более резко. Если сейчас, когда в него входит, следуя через Корейский пролив, теплое Цусимское течение, температуры воды у берега Хонсю близки к 18°C, то в ПЛМ этот пролив (как и остальные) осушался и приток теплой воды с юга прекращался (Hostetler, Mix, 1999). В то же время с севера в это море стал поступать сток палео-Амура (см. раздел 5.3.5), который быстро создал в нем слой холодной пресной воды. Это обстоятельство, вместе с ледяным дыханием Охотского ледника и гор Кореи и Сихотэ-Алиня, сделало вероятным его замерзание. К тому же Охотский ледник мог наполнять его бассейн айсбергами (Grosswald, Hughes, 2004). Так что в ПЛМ степень похолодания и сни-

жения ЭЛА в Японии и окружающих морях могли быть гораздо значительнее, чем считают японские специалисты (Ono, Naruze, 1996).

### 5.5. Обсуждение и выводы

Согласно известной гипотезе Берингийского «материкового моста» (Hopkins, 1972), в ледниковый период низменности и обнажавшийся шельф Берингии становились холодной степью, по которой обитатели Азии могли свободно мигрировать в Америку. Эти взгляды приобрели много сторонников, они пересказываются в учебниках геологии и сводках по четвертичному периоду. Между тем проведенный нами «тест на соответствие» показал, что концепция безледного Берингийского моста не вписывается ни в климатический фон региона, ни в ледниковую обстановку Американо-Азиатского бассейна, ни в историю заселения Северной Америки (Возовик, 1978; Grosswald, Hughes, 2004; Hughes, 1992; Hughes et al., 1991).

Несоответствие гипотезы Берингийского моста климату Берингии выявляется сразу, как только мы обращаемся к «климатическим» моделям оледенения Евразии. Из них — численных экспериментов М.Я. Вербицкого (Вербицкий, Чаликов, 1989; Verbitsky, Oglesby, 1992), У. Бадда и др. (Budd et al., 1998), Р. Греве и др. (Greve et al., 1999) и десятков других — с неизбежностью вытекает одно и то же: мощное покровное оледенение северо-востока Азии, включая ее низменности и шельф. Не менее очевидна и ее «нестыковка» с ледниковым контекстом центральной Арктики — достаточно вспомнить Арктический шельфовый ледник, его километровую толщину, положительный баланс массы и неуклонное движение, направленное в сторону Берингии (рис. 72). В таких условиях кажется неизбежным, что колоссальная ледяная плита этого ледника напозла на материковый склон и шельф Берингии, что ее лед переваливал через Чукотский полуостров и прорывался через Берингов пролив, просто не оставляя места для безледного «моста». И наконец — не согласуется с гипотезой Хопкинса и хронология археологических культур Аляски (Yesner, 2001).

Вывод: все то, что даже в лучших работах рассматривалось как группа отдельных разобренных центров оледенения — горно-покровного и покровного — теперь выступает как фрагменты сплошной целостной подсистемы Великого Арктического покрова. Пробелы между этими фрагментами были заполнены льдом. Элементы подсистемы взаимодействовали между собой, вынося лед из областей Чукотского шельфа через полуостров и ложбину Берингова пролива в Берингово и Охотское моря, а оттуда, через задужные шельфовые ледники, в Северную Пацифику. Подсистема же, в свою очередь, входила в систему Великого Арктического ледникового покрова: она создавала несколько его секторов и

закономерно входила в Русский компонент этого покрова.

Многое из того, что получило здесь объяснение действием оледенения, до сих пор толкуется совсем не так. Так, выровненные поверхности, венчающие вершины подводных хребтов Ширшова и Боуэрс, а также ярусы их и корякских подводных террас Д. Шолл и др. (Scholl et al., 1970) связывают с морской абразией при прошлых снижениях уровня океана, не смущаясь тем, что для объяснения столь больших снижений приходилось допускать огромные значения эвстатических или иных колебаний океана. А гигантские подводные «каньоны» Берингии считаются результатом эрозионной работы высокоплотностных мутьевых потоков. По гипотезе тех же авторов (Scholl et al., 1970), «каньоны» выработаны мощными потоками водонасыщенных дельтовых осадков, которые, накапливаясь на шельфе в эпохи оледенений, приходили в движение с началом позднеледниковых трансгрессий. В соответствии с этим они пытались сопоставить каждый «каньон» с продолжением одной из рек: Первенец — с Анадырем, Жемчуг и Прибылова — с Юконом, Бристоль и Беринга — с Кукоковимом, а в толще донных турбидитов видели продукты переотложения тех самых дельтовых осадков.

В обеих интерпретациях бросаются в глаза очевидные неувязки. Размах фактически установленных колебаний уровня океана, например, явно недостаточен, чтобы объяснить абразионные формы, находящиеся на глубинах во многие сотни метров, а гипотеза, связывавшая подводные «каньоны» с мутьевыми потоками, оставляет неясным, почему таких форм нет в других местах и какую реку тянуть к «каньонам», врезанным в подводный склон Алеутско-Командорской гряды (см. рис. 65).

Особенно поучительна история изучения новейшей истории Охотского моря. Более 50 лет его исследуют специалисты-геологи и океанологи, измеряют, зондируют и объясняют каждую деталь его дна, однако никому и в голову не пришло взглянуть на весь геоморфологический комплекс этого дна как на *единое целое*. Поэтому никто не мог понять, что рельеф Охотского моря — это типичный *гляциальный шельф*. (см. рис. 64—66), т.е. шельф, созданный эрозионной работой покровного ледника, с такими же ансамблями гигантских трогов, бассейнов и ригелей, причем столь же закономерно организованных в пространстве, как геоморфологические комплексы шельфов Антарктиды и Гренландии, юго-восточной Аляски и Британской Колумбии, Южного Чили и Норвегии.

Выше изложены доводы в пользу переоценки масштабов последнего великого похолодания северо-западной окраины Тихого океана, в частности, ее берингийской и охотоморской частей. Теперь мы можем смоделировать ледниковые покровы этой окраины, которые включали мощные шельфовые ледники, подпруженные Алеутско-Командорской и



Рис. 72. Трехмерная реконструкция последнего Великого Арктического ледникового покрова, по: (Grosswald, Hughes, 2002). Данная реконструкция включает, среди прочего, Русский компонент: Баренцево-Карский и Восточносибирский ледниковые покровы, а также Берингский и Охотский ледниковые покровы. К этому компоненту мы относим также часть плавающего Арктического шельфового ледника, примыкающую к названным ледниковым покровам. 1 — свободный от ледников океан; 2 — ледниковые покровы (их гляциоизогипсы); 3 — шельфовые ледники и их линии тока; 4 — прогляциальные бассейны талой воды; 5 — главные каналы стока талой воды

Fig. 72. The 3D reconstruction of the Great Arctic Ice Sheet (after: (Grosswald, Hughes, 2002)). This reconstruction among others includes Russian Component: Barents-Kara and East-Siberian ice sheets as well as Bering and Okhotsk ice sheets. We also refer a part of floating Arctic ice shelf, adjoined to named ice sheets, to this component. 1 — ocean, free of ice sheet; 2 — ice sheets (isohypses); 3 — ice shelves and their stream lines; 4 — proglacial basins of meltwater; 5 — main channels of meltwater drainage

Курильской островными дугами. Можем определить положение фронтальных обрывов, или барьеров этих («задужных») шельфовых ледников, которые, продираясь через проливы и переваливая через острова и мели, распадались на армады айсбергов, насыщавших течение Ойясио. Эта схема решает, причем простым и естественным образом, проблемы, которые еще недавно ставил в тупик специалистов по Северной Пацифике, включая вопросы об источнике эрратики, рассеянной по ее дну, и о путях, по которым

шел ее разнос. Ответ на эти вопросы дает наша схема (см. рис. 69).

Так же естественно устраняются и неувязки в хронологии существования Берингского моста — тундро-степной суши, в которую, по гипотезе Хопкинса (Hopkins, 1972, 1982), в ледниковый период превращалась обширная область дна Чукотского и Берингова морей, становясь не только огромным пастбищем для крупных млекопитающих, в том числе мамонтов и бизонов, и охотничьим угольем для перво-

бытного человека, но и широкой дорогой для их миграции из Юго-Восточной Азии в Америку. Предполагается, что через этот мост попали в Америку и первые племена людей-охотников, мигрировавших туда по Берингийской суше вместе со стадами крупных млекопитающих. Правда, судя по археологическим данным, заселение Америки обитателями Юго-Восточной Азии произошло не в ледниковый период, когда «мост» считался максимально открытым, а лишь в голоцене, не раньше 9—12 тыс. л.н. (Bonnichsen, Turnmire, 1999; Yesner, 2001). В этой связи Т. Хьюз ряд своих публикации завершал таким

ехидным замечанием: «Азиаты заселили Австралию 60 тыс. л.н., для чего им пришлось пересечь штормовые океанские проливы, однако в Северную Америку по Берингийскому «мосту» они же перешли только в голоцене после 12 тыс. л.н. Хотя ничто не мешало сделать это и раньше: западные ветры дули им в спину, а поверхность «моста» была равнинной и кишела дичью. Очевидно, только ледяная преграда могла воспрепятствовать миграциям по мосту в ПЛМ, а фактическая дата появления азиатов на Аляске зависела не столько от хронологии снижения уровня моря, сколько от времени исчезновения этой преграды».



## **6. Заключение. Природная среда Северного полушария в ледниковый период. Русский компонент Великого Арктического ледникового покрова, его особенности и эффекты**

Приведенные выше данные принципиально меняют привычную картину природной среды Северного полушария в ледниковый период, которая дается большинством российских и зарубежных авторов. На реконструкциях, созданных А.А. Величко, Ю.А. Павлидисом и многими другими, мы видим практически безледниковый Северный Ледовитый океан, свободный от льда арктический шельф Евразии, беспрепятственно текущие в океан северные реки материка, речные долины на месте подводных желобов-трогов.

До последнего времени только немногие западные геологи, прислушивавшиеся к нашим доводам, пытались представить новую картину ледниковой природы Арктики. Дж. Дентон и Т. Хьюз в «Последних великих ледниковых покровах», Б. Андерсен и Х. Борнс в «Мире ледникового периода» рисовали ледниковые щиты, налегающие на северный циркумполярный шельф, включая Сибирский, и подпруженные этими щитами и соизмеримые по размерам озера талой воды. Сибирский ледниковый щит представляет на своих картах У. Броккер (Broecker, 1992).

В русскоязычной литературе эти взгляды находят свое место с трудом. Мне до сих пор известно лишь несколько учебников и сводок, в которых говорится о Панарктическом ледниковом покрове и связанных с ним изменениях в природной среде Северной Евразии. Среди них работы Р.К. Клиге (Клиге и др., 1998), А.П. Лисицына (1994) и Н.В. Короновского (2002). Последний в учебнике «Общая геология» не только пишет о Панарктическом ледниковом покрове, но и о том, что его ледниковые элементы создавали непреодолимое препятствие для рек, текущих в северном направлении, в частности, для Северной Двины, Печоры, Оби, Енисея и других. Он заключает: «Вследствие этого перед фронтом покровного ледника возникали огромные подпружные приледниковые озера, которые искали пути для стока в южном направлении. И следы такого стока в виде грядово-ложбинного рельефа были найдены во многих местах Западной Сибири, Приаралья и Северного

Прикаспия. Временами происходили катастрофические прорывы этих приледниковых озер, а также, возможно, озер из-под ледниковых покровов «теплого типа». Автор учебника представил покровное оледенение всего Баренцево-Карского шельфа, а также границы некоторых подпружных озер в виде карты (Короновский, 2002, с. 220—223).

В предыдущих главах были восстановлены трехмерные модели всех русских секторов последнего Великого Арктического ледникового покрова в эпоху его последнего максимума и поставлены в контекст остальных ледниковых покровов Северного полушария, восстановлен весь Великий ледниковый покров Северного полушария с центром в районе Северного полюса (см. рис. 72). Теперь мы знаем площади и объемы не только отдельных ледниковых секторов, но и всего русского компонента этого великого покрова (таблица).

С учетом той прибавки, которую данный ледниковый покров получил в результате присоединения русского компонента, объем его льда оказался равным почти 49 млн км<sup>3</sup>, т.е. эквивалентным изменению уровня Мирового океана более чем на 116 м. Прибавив к этому значению 14 м из Антарктики (Denton, Hughes, 2002), мы получаем эвстатический эффект оледенения в 130 м, что лишь на 5—8 м уступает значению в 135—140 м, определенному Й. Якомай, К. Ламбеком и Дж. Чапелем в результате проведения бурения коралловых рифов (Chappel, Pollach, 1991; Lambeck, Chappel, 2001; Yokoyama et al., 2000). Расхождение в значениях (на 5—8 м) вполне естественно, его легко объяснить эффектами оледенения гор, в особенности Тибета (Kuhle, 2002). В целом же наше итоговое значение объемов древнего льда оказывается поразительно близким к новейшим и наиболее достоверным оценкам связанного с оледенением изменения уровня океана.

Используя все данные по следам оледенения в рельефе и осадках Северной Евразии, а также модели, основанные на этих следах и на палеоклиматических данных, автор (совместно с Т. Хьюзом) приходит

Площади и объемы льда главных (исключая плавучие) частей ледникового покрова Северного полушария в последний ледниковый максимум (сразу после общего коллапса)

Ледниковый комплекс	Площадь, 10 <sup>6</sup> км <sup>2</sup>	Объем, 10 <sup>6</sup> км <sup>3</sup>	Средняя высота, км	Изменение ур. моря, м
Кордильерский	2,61	1,90	1,81	4,60
Лаврентьевский	12,83	22,00	2,03	56,00
Иннуитский	1,14	1,40	1,20	3,50
Гренландский	3,57	4,40	1,68	4,20
Британский	0,65	0,50	0,90	1,30
Скандинавский	3,91	5,10	1,51	13,00
Баренцево-Карский	5,57	6,10	1,60	15,50
Восточносибирский	1,96	2,10	1,24	5,30
Берингийский	2,70	2,60	1,21	6,60
Охотский	3,87	2,60	1,70	6,60
<b>Итого</b>	<b>38,81</b>	<b>48,7</b>		<b>116,60</b>

к следующим выводам по оледенению в ПЛМ (Grosswald, Hughes, 2002).

**6.1.** На всю площадь Баренцево-Карского континентального шельфа и соседних с ним участков суши Русской равнины, Западной Сибири и п-ова Таймыр распространялся гигантский Баренцево-Карский ледниковый покров. Он имел форму единого асимметричного купола с центром над Карским морем. Его площадь в ПЛМ, сразу после коллапса всего ледникового покрова, была близка к 6 млн км<sup>2</sup>, а центральный купол поднимался до высоты 2800 м (см. рис. 40). Показательно, что похожие, но еще более высокие ледниковые покровы были реконструированы в результате модельных экспериментов Ф. Хайбрехтса и С. Циобеля (Huybrechts, T'siobel, 1997) и что Баренцево-Карский ледниковый покров, по форме и размерам близкий к нашему, был получен экспериментально У. Бадда и др. (Budd et al., 1998). Своей юго-западной стороной Баренцево-Карский покров сливался со Скандинавским, а восточной стороной — с Восточносибирским ледниковым покровом.

**6.2.** Оледенение Русского Северо-Востока было представлено уже упомянутым Восточносибирским ледниковым покровом, центр которого совпадал с Новосибирскими островами, а также Берингийским ледниковым покровом с центром над о. Врангеля. Благодаря этому все оледенение Северного полушария становилось циркумполярным (см. рис. 72). Горно-покровные ледниковые системы русского Северо-Востока представляли собой западно-тихоокеанский противовес Кордильерскому комплексу Северной Америки, откуда следует, что последнее оледенение охватывало не только восточную, но и всю западную периферию Тихого океана, включая Берингийскую и Сибирскую. В айсберговых осадках, поднятых со дна Северной Пацифики при бурении по проекту ODP Leg 145, мы видим подтверждение этого вывода, сделанного методами гляциологии.

Разрезы океанских осадков доказывают, что в период между 2,6 млн л.н. и концом плейстоцена вся северная окраина Тихого океана подвергалась интенсивному оледенению. А тот факт, что верхняя часть его ледниково-морского разреза включала в себя целый ряд эпизодов — частей последнего ледникового цикла, — явно отражает резкие выбросы армад айсбергов, которые попадали в Ойясио и достигали берегов Японии. Очевидно, что самый вероятный источник вскрытых бурением ледниково-морских осадков — это Берингийский и Охотский гляциальные шельфы Северной Пацифики.

**6.3.** Столь же очевидно, что в ПЛМ широкие ледниковые шлейфы, возникавшие при коллапсах арктических ледниковых щитов, покрывали северные части Охотского и Берингова морей, а затем переходили в шельфовые ледники, упиравшиеся в Курильскую и Алеутскую островные дуги. На этих рубежах шельфовые ледники порождали армады айсбергов, которые разносили ледниково-морские осадки по акватории Северной Пацифики и охлаждали ее климат, способствуя, среди прочего, оледенению Японских островов и Юго-Восточного Китая.

**6.4.** Оледенение Русского Северо-Востока хорошо согласуется с концепцией великого циркумполярного Арктического ледникового покрова, который простирался на юг вдоль западной окраины Северной Пацифики так же далеко, как и вдоль ее восточной окраины. Оно подтверждает наш прежний вывод, что оледенение Арктики состояло из системы морских и наземных циркумполярных ледниковых щитов, великого Арктического шельфового ледника и более мелких шельфовых ледников, выходивших в Северную Атлантику из Баффинова моря и Норвежско-Гренландского бассейна и в Северную Пацифику — из Охотского и Берингова морей.

**6.5.** Ледниковые покровы, представленные на нашей сводной карте оледенения Арктики в ПЛМ



(см. рис. 72), в целом крупнее ледников, восстанавливаемых здесь другими авторами. Подчеркнем, что только в этом виде их объем соответствует тому количеству воды, которое «изымалось» в ПЛМ из Мирового океана и установлено по геологическим данным об изменениях океанского уровня. Судя по выводам, сделанным на основе бурения коралловых рифов, суммарное снижение этого уровня в ПЛМ достигало 135–140 м (Lambeck, Chappell, 2001; Yokoyama et al., 2000).

Таким образом, все главные явления эпохи последнего максимума холода на Русском Севере и Северо-Востоке здесь приведены в единую непротиворечивую систему, так что они становятся понятными и логичными. Иначе говоря, представлена система, способная выдержать тест на внутреннюю и внешнюю согласованность. Достигнута цель, которая в физике была бы равнозначна получению согласия между теоретической концепцией и итогами эксперимента. Повторю, что в нашей науке, где эксперимент невозможен, тест на consistency его заменяет.

Консистентность — в деталях (внутри субсистем, вроде Баренцево-Карского ледникового покрова или Охотского моря, или более мелких суб-субсистем) и в условном целом (его роль у нас играет Русский Север и Северо-Восток), а также в более крупном целом (т.е. во всей земной системе). Так, например, можно видеть, что количество льда, реконструируемое в нашей области, согласуется (кстати — *впервые*) с тем снижением уровня Мирового океана, которое установлено морскими геологами.

Совершенно очевидно, что снижение температур и появление огромных ледниковых покровов приводили к коренным преобразованиям всей природной системы Северного полушария и всей Земли. Я почти не коснулся этих преобразований, хотя о них пространно писали многие другие. За рубежом им много внимания уделяли Дж. Чарльзворт, Р. Флинт, Д. Хопкинс, Б. Андерсен, Х. Борнс, Дж. Дентон, в России — А.А. Величко, Ю.А. Павлидис, Г.У. Линдберг, Н.А. Айбулатов и другие. Многие из этих авторов были сторонниками ограниченного оледенения, в частности не признавали оледенений континентальных шельфов. Соответственно, площади последних они рассматривали как участки безледной суши, на которых развивались мерзлотные процессы, формировались речные долины и озера, служившие местом образования новых видов ихтиофауны (Г.У. Линдберг), обитали стада млекопитающих, включая крупных, таких как мамонты, проходили пути миграции племен первобытных людей. Формы рельефа этих шельфов рассматривались как продукт работы рек и неотектонических процессов.

Оледенение шельфов породило процесс, который раньше не принимался во внимание: перенос масс горных пород, первоначально образованных в море и обладающих набором характеристик морских осадков, с шельфов на соседнюю сушу. Агентом этого переноса были льды и ледниковые воды, поэто-

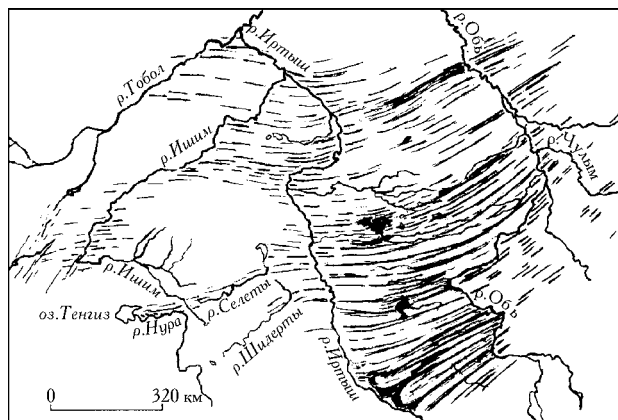


Рис. 73. Следы катастрофических прорывов подледной воды Арктического океана в геоморфологии Западной Сибири — поле грядово-ложбинных и «гривных» комплексов, восстановленное по данным дешифрирования космоснимка со спутника «Метеор»

Fig. 73. Traces of catastrophic breakthrough of the Arctic Ocean under-ice water in geomorphology of West Siberia: a field of ridge-hollow and “crest” complexes, reconstructed by the satellite (“Meteor”) image deciphering

му для объяснения этого переноса нет нужды прибегать к гипотезам тектонических трансгрессий океана. Кроме того, оледенения стали причиной крупных перестроек континентальной гидрографии, а также сопряженных с ними гидросферных катастроф.

На площади России и бывшего СССР следы таких катастроф выявлены автором по материалам аэрокосмической съемки и анализу литературы (Гросвальд, 1999а), в горах они детально исследовались В.В. Бутвиловским (1993), А.Н. Рудым (1995, 2005), Г.Г. Русановым (2007), а также зарубежными палеогидрологами В. Бейкером (Baker et al., 1993), П. Карлингом (Carling, 1996) и другими. Установлено, что в горах Сибири — на Алтае, в Саянах, Забайкалье — большинство гидрокатастроф имели характер прорывов высокогорных ледниково-подпрудных озер, и некоторые из них по своей мощности приближались к прорывам знаменитой Мизулы, а прорыв одного из них, Курайского на Алтае, даже превосходил Мизульскую гидрокатастрофу (O’Connor, Costa, 2004).

Причиной гидрокатастроф чаще всего были, как уже не раз указывалось, прорывы ледниково-подпрудных озер. Однако особые условия, возникавшие в Северном Ледовитом океане в связи с появлением Арктического шельфового ледника, его ростом и утолщением с посадками на подводные поднятия, особенно на Чукотский бордерленд, порождали условия для появления еще одного механизма таких потоков, а именно катастрофических выбросов воды и льда Северного Ледовитого океана на прилегающую сушу. Выше уже говорилось, что каждая посадка Арктического шельфового ледника на дно резко

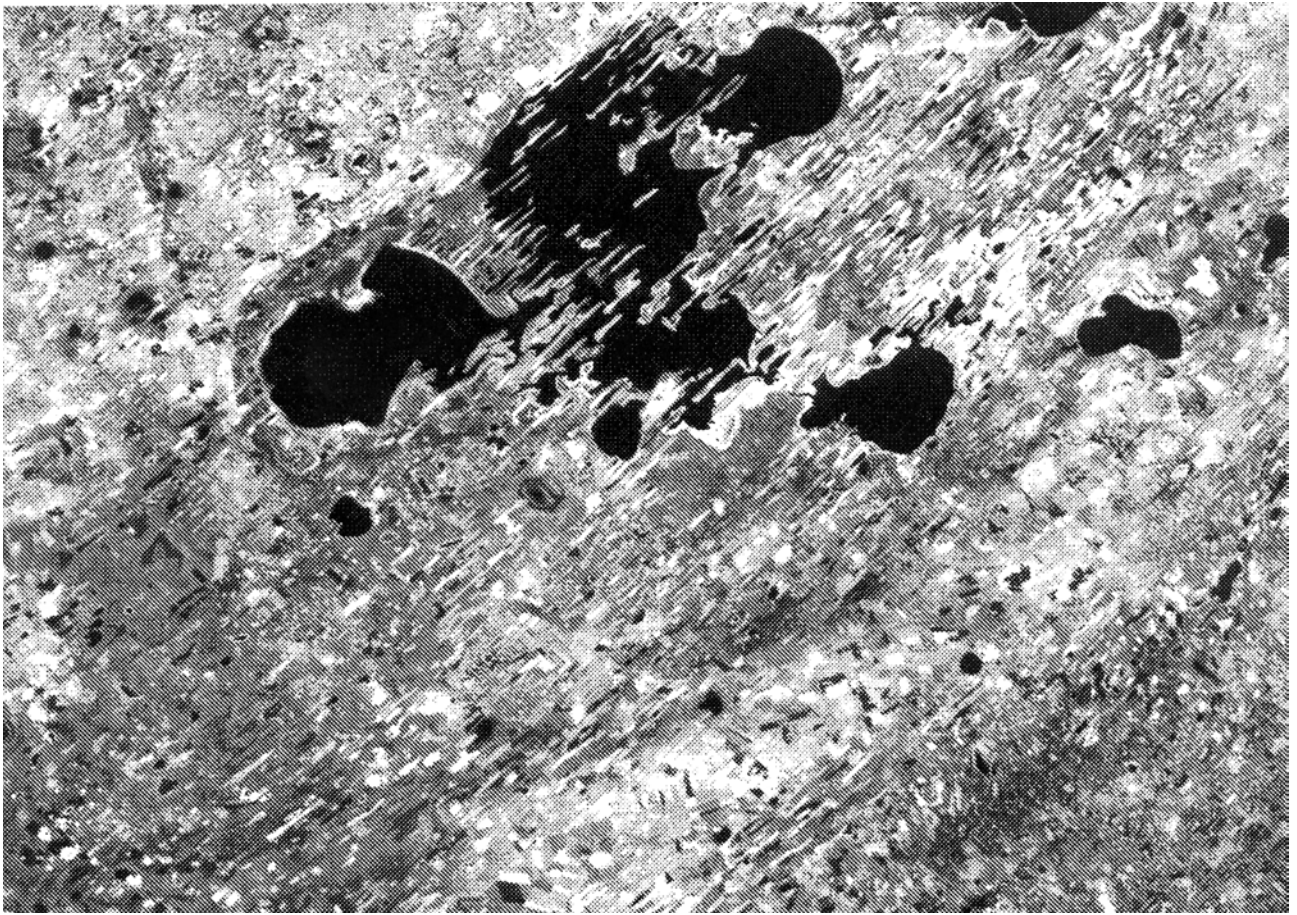


Рис. 74. Рельеф бассейна оз. Чаны и окружающей площади — поверхность, «разлинованная» ложбинами и грядами («бэрзовскими буграми»), созданными катастрофическими потопами, следовавшими с северо-востока

Fig. 74. Relief of the Chany Lake basin and surroundings: a surface, lined with hollows and ridges, created by catastrophic floods, coming from North-East

изменяла динамические условия на ледниковом ложе, там появлялось трение, а вместе с ним — условия для утолщения льда и роста ледниковых щитов. При расчетной скорости утолщения льда в 200 м/1000 лет (Гросвальд, 2001) эти щиты за тысячелетия должны были вырастать на километры, однако по гляциодинамическим причинам морские ледниковые купола не могли сохранять толщину в 5 км и более. На одном из относительно ранних этапов роста они неизбежно испытывали гравитационные коллапсы и сдвиги ледяных потоков. Будучи сложной динамической системой, каждый такой купол нелинейно, катастрофически, реагировал на внешний форсинг, в частности, на постепенный прирост массы. Мы не можем рассчитать, в какой момент происходили эти коллапсы и каковой была фактическая высота куполов, однако сами коллапсы непременно имели место (так как только они могли остановить рост куполов), а ледник, как уже говорилось, испытывал мощные пульсации, выдавливая воду, замкнутую под покровом шельфового ледника, на окружающие материки. Возникающие при этом потоки имели колоссальные («марсианские») масштабы (Гросвальд, 1999а), они оставили следы в рельефе Евразии в виде транскон-

тинентальных ложбин и гряд, получивших название «Бэрзовских бугров» (Бэр, 1851) (рис. 73—75). Преодолев материковые барьеры, вода из Северного Ледовитого океана попадала в свободный от ледников океан, а внезапные поступления ее огромных масс вызывали резкие повышения уровня Мирового океана и быстрые затопления его коралловых рифов. П. Бланшон и Дж. Шоа (Blanchon, Show, 1995) обнаружившие эти явления при бурении *Acropora*-рифов Карибского моря, связали их с дегляциальным коллапсом древнего оледенения, хотя они отнюдь не имели в виду ледниковые щиты Арктического океана. Как показал их опыт, кораллы *Acropora* поддаются датированию изотопными методами, они растут со скоростью до 14 мм/год, способны жить не глубже 10 м, причем лишь на глубинах до 5 м образуют чисто «акропоровую» массу, а между 5 и 10 м — смесь из *Acropora* и других кораллов, способную расти со скоростью до 45 мм/год. Благодаря этим особенностям, бурение этих рифов оказалось очень продуктивным, заполнив пробел в данных о возрасте, скоростях и масштабах потоков. А значит — и о времени коллапсов ледниковых щитов, выраставших при посадках Арктического шельфового ледника на дно океана.



Рис. 75. Гигантские эрозионные борозды междуречья верхней Оби и верхнего Иртыша (Кулундинской степи) — один из ярчайших следов катастрофических потопов, связанных с затоплениями Сибири водами Арктического океана. Космоснимок; предоставлен ФГУНПП «Аэрогеология»

Fig. 75. Giant erosion furrows of Upper Ob and Irtysh (Kulundinskaya steppe) interfluvium — one of brightest traces of catastrophic floods, related to inundation of Siberia with the Arctic Ocean waters. The space image provided by «Aerogeologia»

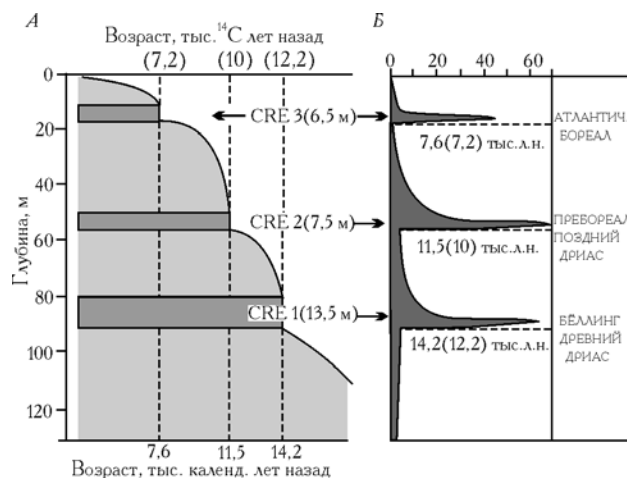


Рис. 76. Хронология гидросферных катастроф периода последней дегляциации, основанная на данных бурения Асорога-рифов Карибского моря (по: (Blanchon, Shaw, 1995)). А — три эпизода CRE (катастрофического подъема уровня океана) и соответствующих им коллапсов ледниковых щитов, их размах и абсолютный возраст; Б — три эпизода CRE, их скорости и корреляция с рубежами резких климатических осцилляций

Fig. 76. Chronology of hydrosphere catastrophes of the last deglaciation, based on drilling data of Acropora-reef of Caribbean Sea (after: (Blanchon, Shaw, 1995)). А — three episodes of catastrophic sea level rise (CRE) and corresponding to them collapses of ice sheets, their scope (amplitude and absolute age). Б — three episodes of CRE, their speed, and correlation with sharp climatic oscillations

Итак, работа Бланшона и Шоа позволяет судить о времени интересующих нас коллапсов и о возрасте и скоростях катастрофических поднятий уровня океана (рис. 76).

Что касается жизни у краев ледниковых покровов, то, на этот счет традиционная точка зрения долго сводилась к представлению, что краевые зоны оледенений были очень холодными и биологически непродуктивными, т.е. безжизненными. Поэтому среди палеогеографов было широко распространено представление, что поблизости от ледникового края

не могли обитать крупные млекопитающие и находки их костных остатков несовместимы с близостью к такому краю. Однако исследования последних лет показали несостоятельность этих представлений. Работы М. Тёрнера с соавторами (Turner et al., 1999) показали, что значительное число находок следов охоты первобытных людей на млекопитающих мамонтовой группы, сделанных вдоль южных краев Евразийского и Североамериканского ледниковых покровов, приводит к выводу, что тающий лед несет с собой...

## Литература

- Авсюк Г.А., Гросвальд М.Г., Котляков В.М. Палеогляциология: предмет и методы, задачи и успехи. — МГИ, вып. 19, 1972, с. 92—98.
- Агассис Л. Геологические очерки. СПб., типография Куколь-Яснопольского, 1867, 338 с.
- Айбулатов Н.А. (ред.). Геоэкология шельфа и берегов морей России. М., «Ноосфера», 2001, 428 с.
- Аксенов А.А. (ред.). Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время. М., «Наука», 1987, 278 с.
- Алексеев М.Н., Девяткин Е.В., Архипов С.А. и др. Проблемы четвертичной геологии Сибири. — Четвертичная геология и геоморфология. Доклады к 27-му Междун. геол. конгрессу, т. 3. М., 1984, с. 3—12.
- Андреева С.М., Исаева Л.Л. Динамика ледникового покрова северо-востока Средне-Сибирского плоскогорья в позднем плейстоцене. — МГИ, вып. 61, 1988, с. 112—118.
- Андреичева Л.Н. Плейстоцен европейского Северо-Востока. Екатеринбург, Уральское отделение РАН, 2002, 323 с.
- Анисимов М.А., Тумской В.Е., Иванова В.В. Пластовые льды Новосибирских островов как реликт древнего оледенения. — МГИ, вып. 101, 2006, с. 143—145.
- Арсланов Х.А. Радиоуглерод: Геохимия и геохронология. Л., Изд-во ЛГУ, 1987, 300 с.
- Арсланов Х.А., Лавров А.С., Потапенко Л.М. Новые данные о позднеледниковом оледенении севера Западной Сибири. — Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене. Новосибирск, «Наука», 1983, с. 27—35.
- Арсланов Х.А., Лавров А.С., Потапенко Л.М. и др. Новые данные по геохронологии позднего плейстоцена и голоцена на севере Печорской низменности. — Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М., «Наука», 1987, с. 101—111.
- Арсланов Х.А., Левина Н.В., Останин В.Е. и др. О геохронологии и стратиграфии позднего плейстоцена и голоцена в бассейне Северной Двины. — Вестн. ЛГУ, № 12, 1984 (Геология, география, вып. 2), с. 57—66.
- Архипов С.А. Главные геологические события позднего плейстоцена (Западная Сибирь). — Геология и геофизика, т. 41, № 6, 2000, с. 792—799.
- Архипов С.А., Андреева С.М., Земцов А.А. и др. Покровные материковые оледенения и рельеф. — Проблемы экзогенного рельефообразования, кн. 1. М., «Наука», 1976, с. 7—89.
- Архипов С.А., Астахов В.И., Волков И.А. и др. Полеогеография Западно-Сибирской равнины в эпоху позднезырянского ледникового максимума. Новосибирск, «Наука», 1980, 110 с.
- Архипов С.А., Гайгалас А.И., Гросвальд М.Г. и др. О сходимости результатов радиометрических определений и биостратиграфического изучения четвертичных отложений (на примере разреза Красный Яр). — Геология и геофизика, 1982, № 1, с. 23—30.
- Архипов С.А., Фирсов Л.В., Панычев В.А., Орлова Л.А. Новые данные по стратиграфии и геохронологии террас Средней Оби. — Плейстоцен Сибири и смежных областей. М., «Наука», 1973, с. 21—33.
- Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы. М., «Наука», 1974, 320 с.
- Асеев А.А., Маккавеев А.Н. Гляциальная геоморфология. Итоги науки и техники ВИНТИ АН СССР. Геоморфология, т. 4. М., 1976, 177 с.
- Астахов В.И. Геологические доказательства центра плейстоценового оледенения на Карском шельфе. — Докл. АН СССР, т. 231, № 5, 1976, с. 1178—1181.
- Астахов В.И. Новые данные о деятельности позднеледниковых карских ледников в Западной Сибири. — Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей Северного полушария. Новосибирск, «Наука», 1981, с. 34—41.
- Астахов В.И. Об очередном «опровержении» ледниковой теории. — Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 114, № 1, 1982, с. 46—50.
- Астахов В.И. Гляциотектоника Западной Сибири в связи с проблемами нефтяной геологии. — Геоморфология, 1986, № 3, с. 56—63.
- Астахов В.И. Тектоническая информативность аэро- и космических снимков нефтеносных земель широтного Приобья. — Аэрокосмические съемки при изучении глубинного строения регионов СССР. Л., ВСЕГЕИ, 1990, с. 28—47.

- Астахов В.И., Мангеруд Я., Свенсен Й.-И.* Позднеплейстоценовые ледниковые покровы Русской Арктики: возраст и конфигурация. — Вестн. СПб. ун-та, сер. 7, вып. 1, 2000, с. 3—14.
- Астахов В.И., Файнер Ю.Б.* Следы движения плейстоценовых ледников в приенисейской Сибири. — Докл. АН СССР, т. 224, № 5, 1975, с. 1145—1148.
- Атлас снежно-ледовых ресурсов мира, т. 1. М., Российская академия наук, 1997, 392 с.
- Балобаев В.Т.* Реконструкция палеоклиматических условий севера Сибири в плейстоцене по современным геотермическим данным. — Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири, вып. 2. Новосибирск, 2000, с. 30—35.
- Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф.* Северо-Восток СССР. М., «Наука», 1964. 291 с.+13 карт.
- Бараш М.С.* Четвертичная палеоокеанология Атлантического океана. М., «Наука», 1988, 272 с.
- Бардеева М.А., Исаева Л.Л.* О выделении муруктинского горизонта в четвертичных отложениях Средней Сибири. — Докл. АН СССР, т. 251, № 1, 1980, с. 169—173.
- Бахмутов В.Г., Евзеров В.Я., Загний В.Ф.* и др. Условия формирования и возраст краевых образований последнего ледникового покрова на юго-востоке Кольского полуострова. — Геоморфология, 1991, № 2, с. 52—59.
- Безруков П.Л.* Донные отложения Охотского моря. — Геол. исследования в дальневосточных морях (Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 22). М., 1957, с. 15—95.
- Белоусов В.В., Удинцев Г.Б.* (ред.). Геоморфология и динамика развития впадины Охотского моря. — Строение дна Охотского моря. М., «Наука», 1981, с. 145—167.
- Биджиев Р.А., Натанов Л.М.* О проявлениях кайнозойской складчатости в Верхоянье. — Докл. АН СССР, т. 205, № 2, 1972, с. 411—413.
- Блажчишин А.И., Линькова Т.И.* О плиоценовом оледенении Баренцева шельфа. — Докл. АН СССР, т. 236, № 3, 1977, с. 696—699.
- Бобоедова А.А.* Четвертичная система. — Геология СССР, т. 34. Тургайский прогиб. Ч. 1. Геологическое описание. М., «Недра», 1971, с. 461—500.
- Большаков В.А.* Новая концепция орбитальной теории палеоклимата. М., 2003, 256 с.
- Большаинов Д.Ю.* О новом понимании рельефоформирующей роли ледников покровного типа в полярных областях Земли. — МГИ, вып. 87, 1999, с. 158—164.
- Большаинов Д.Ю.* Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб., ААНИИ, 2006, 296 с.
- Большаинов Д.Ю., Антонов О.М., Федоров Г.Б., Павлов М.Б.* Оледенение плато Путорана во время последнего ледникового максимума. — МГИ, вып. 101, 2006, с. 96—105.
- Большаинов Д.Ю., Макеев В.М.* Архипелаг Северная Земля: Оледенение, история развития природной среды. СПб., ГИМИЗ, 1995, 216 с.
- Бондаренко Б.В.* Отчет о рекогносцировочных геоморфологических исследованиях летом 1930 г. в Пенжинском районе. — Землеведение, т. 33, № 3—4, 1931, с. 222—282.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лупкина Е.Г.* Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М., «Наука», 1968, 228 с.
- Бутвиловский В.В.* Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: Событийно-катастрофическая модель. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1993, 252 с.
- Былинский Е.Н.* Влияние гляциоизостазии на развитие рельефа Земли в плейстоцене. М., Национальный геол. комитет РАН, 1996, 212 с.
- Бэр К.М.* Ученые заметки о Каспийском море и его окрестностях. — Зап. Императ. Русского геогр. об-ва, кн. XI, 1851, с. 181—224.
- Валпетер А.П., Гольдфарб Ю.И.* Принципы морфоструктурного районирования шельфа и прибрежной суши северо-восточных морей СССР. — Геоморфология и палеогеография шельфа. М., «Наука», 1978, с. 12—22.
- Варсанофьева В.А.* Четвертичные отложения Печорского края и Северного Урала. — Тр. Советской секции Междун. ассоциации по изучению четвертичного периода, вып. 4, 1939, с. 46—49.
- Васильчук Ю.К., Котляков В.М.* Основы изотопной гео-криологии и гляциологии. М., Изд-во МГУ, 2000, 616 с.
- Васьковский А.П.* Краткий очерк растительности, климата и хронологии четвертичного периода в верховьях рек Колымы, Индигирки и на северном побережье Охотского моря. — Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М., Изд-во МГУ, 1959, с. 510—545.
- Величко А.А.* Проблемы реконструкций позднеплейстоценовых ледниковых покровов на территории СССР. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1979, № 6, с. 12—26.
- Величко А.А.* (ред.). Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен — голоцен — элементы прогноза. Вып. 1. Региональная палеогеография. М., «Наука», 1993, 103 с.+8 карт.
- Величко А.А.* (ред.). Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен — голоцен — элементы прогноза. Вып. 2. Общая палеогеография. (Атлас-монография). М., ГЕОС, 2002, 232 с.+35 карт.
- Величко А.А., Исаева Л.Л., Фаустова М.А.* (ред.). Четвертичные оледенения на территории СССР. М., «Наука», 1987, 128 с.



- Вербицкий М.Я., Чаликов Д.В.* Численная имитация ледниковых периодов. — Докл. АН СССР, т. 308, № 6, 1989, с. 1336—1341.
- Верховская Н.Б.* Плейстоцен Чукотки. Владивосток, 1986, 116 с.
- Виттенбург П.В.* Рудные месторождения острова Вайгач и Амдермы. Тр. Горно-геол. управления Главсевморпути, вып. 4. Л.-М., Изд. Главсевморпути, 1940, 174 с.
- Воейков А.И.* Климатические условия ледниковых явлений, настоящих и прошедших. — Зап. СПб. минерал. об-ва, сер. 2, 1881, с. 21—90.
- Возовик Ю.И.* К вопросу об оледенении Арктического бассейна и развитии высокоширотных шельфов в позднем плейстоцене. — Морфолитогенез и позднечетвертичная история прибрежно-шельфовых зон. М., «Наука», 1978, с. 112—121.
- Волков И.А.* Пределы распространения сарганского ледника в Западной Сибири. — Геология и геофизика, т. 38, № 6, 1997, с. 1049—1054.
- Волков И.А., Архипов С.А.* Четвертичные отложения района Новосибирска: оперативно-информационный материал. Новосибирск, «Наука», 1978, 90 с.
- Волков И.А., Волкова В.С., Задкова И.И.* Покровные лесовидные отложения и палеогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен-четвертичное время. Новосибирск, «Наука», 1969, 332 с.
- Волков И.А., Гросвальд М.Г., Троицкий С.Л.* О стоке приледниковых вод во время последнего оледенения Западной Сибири. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1978, № 4, с. 25—35.
- 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-во МГУ, 1966, с. 3—37.
- Вольнев В.М.* О происхождении грядового рельефа на дне впадины Тинро в Охотском море. — Геоморфология, 1983, № 3, с. 66—75.
- Воронов П.С.* Новые данные об оледенении и четвертичных отложениях центрального Пай-Хоя (междуречье Хей-Юха—Хенгур-Ю—Соича-Ю). — Сб. статей по геологии Арктики, вып. 2 (Тр. НИИГА, т. 19). М.-Л., Изд-во Главсевморпути, 1951, с. 84—92.
- Воронов П.С.* Очерки о закономерностях глобального рельефа Земли. Л., «Наука», 1968, 124 с.
- Воскресенская Т.Н., Соболев В.М.* Состав и условия накопления осадков на шельфе Белого моря в позднем плейстоцене и голоцене. — Литология и полезные ископаемые, 1998, № 3, с. 239—343.
- Высоцкий Н.К.* Очерк третичных и послетретичных образований Западной Сибири. — Геол. исследования и разведочные работы по линии Сибирской железной дороги, вып. 5. СПб., типография Стасюлевича, 1896, с. 69—94.
- Галабала Р.О.* Развитие речных систем Лены и Яны и причины перестройки их плана. — История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 80—87.
- Ганешин Г.С., Соловьев В.В., Чемяков Ю.Ф.* Геоструктурная классификация и районирование шельфов. — Проблемы геологии шельфа. М., «Наука», 1975.
- Гасанов Ш.Ш.* Криолитологический анализ. М., «Наука», 1981, 196 с.
- Гатауллин В.Н.* Марресальская свита Западного Ямала — отложения дельты пра-Оби. — Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, № 60, 1991, с. 53—61.
- Гатауллин В.Н., Поляк Л.В., Эпштейн О.Г., Романюк Б.Ф.* Гляцигенные отложения Центральной впадины — ключ к позднечетвертичной истории развития восточной части Баренцева моря. — МГИ, вып. 75, 1992, с. 42—50.
- Герасимов И.П.* Палеогеографическая реконструкция эпохи последнего европейского материкового оледенения. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1973, № 5, с. 5—11.
- Герасимов И.П., Марков К.К.* Ледниковый период на территории СССР (Тр. Ин-та географии, вып. 33). М.; Л., Изд-во АН СССР, 1939, 462 с.
- Гздовский М.В.* Основы тектонофизики. М., «Наука», 1975, 536 с.
- Глушкова О.Ю.* Морфология и палеогеография позднеледниковых оледенений на Северо-Востоке СССР. — Плейстоценовые оледенения Восточной Азии. Магадан, Сев.-Вост. комплексный НИИ СО АН СССР, 1984, с. 28—42.
- Глушкова О.Ю.* Отражение климатических ритмов в морфологии рельефа Западной Берингии. — Четвертичные климаты и растительность Берингии. Магадан, Сев.-Вост. комплексный ин-т ДВО РАН, 1996, с. 94—114.
- Говоруха Л.С., Макеев В.М.* Основные этапы развития рельефа и оледенения Таймыро-Североземельской области в среднем и верхнем плейстоцене и голоцене. — Докл. Геогр. об-ва СССР, вып. 16, 1970, с. 58—73.
- Гончаров С.В.* Граница последнего оледенения на Среднем Енисее: Положение и возраст. — Докл. АН СССР, т. 290, № 6, 1986, с. 1436—1439.
- Горбаренко С.А., Лесков В.Ю., Артемова А.В. и др.* Ледяной покров Охотского моря в последнее оледенение и в голоцене. — Докл. РАН, т. 388, № 5, 2003, с. 678—682.
- Горецкий Г.И.* Сеши — палеогеографические арены глубоких ледниковых ложбин, выполненные полностью или частично древними моренами. — Возраст и генезис переуклублений на шельфах и история речных долин. М., «Наука», 1984, с. 172—175.
- Горностай Б.А.* Притиманские гляциодислокации. — Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, № 59. М., «Наука», 1990, с. 152—155.



- Горшкова Т.Н. Осадки Карского моря. — Тр. Всес. гидробиол. об-ва, т. 8. М., Изд-во АН СССР, 1957, с. 68—99.
- Григорьев А.А. Геология и рельеф Большеземельской тундры и связанные с ними проблемы. Тр. Северной науч.-промысловой экспедиции ВСНХ СССР, т. 43, вып. 22, 1924, 63 с.
- Григорьев М.Н. Реконструкция движения позднекайнозойских ледниковых щитов на юге Баренцева моря (по анализу структуры основной морены). — Проблемы четвертичной палеоэкологии и палеогеографии северных морей. Апатиты, 1987, с. 26—27.
- Гричук В.П. Древнейшее материковое оледенение в Европе, его признаки и стратиграфическое положение. — Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М., «Наука», 1981, с. 7—35.
- Гросвальд М.Г. Оледенение Баренцева шельфа в позднем плейстоцене и голоцене (основные положения). — МГИ, вып. 13, 1967, с. 52—77.
- Гросвальд М.Г. Последний Евразийский ледниковый покров. — МГИ, вып. 30, 1977, с. 45—60.
- Гросвальд М.Г. О происхождении «затопленных береговых линий» гляциальных шельфов Северной Атлантики. — Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М., «Наука», 1982, с. 125—133.
- Гросвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов. М., «Наука», 1983, 216 с.
- Гросвальд М.Г. Оледенение антарктического типа в Северной полушарии (На пути к новой глобальной ледниковой теории). — МГИ, вып. 63, 1988а, с. 3—25.
- Гросвальд М.Г. Признаки покровного оледенения Новосибирских островов и окружающего шельфа. — Докл. АН СССР, т. 302, № 3, 1988б, с. 654—658.
- Гросвальд М.Г. Покровное оледенение шельфа Восточной Сибири в позднем плейстоцене. — Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональные корреляции. Новосибирск, «Наука», 1989, с. 48—58.
- Гросвальд М.Г. Друмлинные поля Новоземельско-Уральской области и их связь с Карским ледниковым центром. — Геоморфология, 1994, № 1, с. 40—53.
- Гросвальд М.Г. Следы наступания ледникового щита с шельфа на побережье Северо-Восточной Сибири. — Докл. РАН, т. 350, № 4, 1996а, с. 535—540.
- Гросвальд М.Г. Последриасовая ( $\leq 10$  тыс. л.н.) трансгрессия льда с Баренцева шельфа на северо-восток Европы. — Докл. РАН, т. 350, № 5, 1996б, с. 687—691.
- Гросвальд М.Г. Палеогидрология Евразии в эпоху последнего оледенения. — МГИ, вып. 84, 1998, с. 121—129.
- Гросвальд М.Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. М., «Научный мир», 1999а, 120 с.
- Гросвальд М.Г. Ледниковая теория сегодня. — МГИ, вып. 86, 1999б, с. 3—10.
- Гросвальд М.Г. Арктическая «белая дыра» и ее роль в Земной системе ледниковых эпох. — Изв. РАН, сер. геогр., 2001, № 6, с. 32—41.
- Гросвальд М.Г. Панарктический ледниковый покров как компонент Земной системы. — Третье Всеросс. совещ. по изучению четвертичного периода. Материалы конфер., т. 2. Смоленск, 2002, с. 172—174.
- Гросвальд М.Г. Полвека в поиске отзвуков великих оледенений. М., «Научный мир», 2004а, 256 с.
- Гросвальд М.Г. Арктика в последний ледниковый максимум и голоцен — океанские выплески, материковые и морские льды, их движение и связь с климатом. — МГИ, вып. 96, 2004б, с. 47—54.
- Гросвальд М.Г., Возовик Ю.И. «Морской» Южно-Берингийский ледниковый покров (рабочая гипотеза). — МГИ, вып. 47, 1983, с. 61—74.
- Гросвальд М.Г., Глазовский А.Ф. Ледниковая эрозия континентальных окраин. К происхождению фьордов и желобов-трогов гляциальных шельфов. — Геоморфология, 1983, № 1, с. 3—13.
- Гросвальд М.Г., Глазовский А.Ф. Взаимодействие оледенения с океаном: Палеогеографические аспекты. Итоги науки и техники ВИНТИ, т. 5. М., 1988, 184 с.
- Гросвальд М.Г., Глебова Л.Н., Орлянкин В.Н. Последнее оледенение гор восточной части СССР: Распространение и интенсивность питания. — Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном. М., «Наука», 1987, с. 171—186.
- Гросвальд М.Г., Гончаров С.В. О южной границе последнего карского ледникового щита. — МГИ, вып. 71, 1991, с. 154—159.
- Гросвальд М.Г., Захаров В.Ф. Следы движения льда и воды Баренцево-Карского ледникового покрова. Взгляд из космоса. — МГИ, вып. 87, 1999, с. 139—151.
- Гросвальд М.Г., Краусс М.С. Последняя дегляциация Баренцево-Карского шельфа: Роль гравитационных коллапсов и сёрджей. — МГИ, вып. 85, 1998, с. 205—218.
- Гросвальд М.Г., Кренке А.Н., Виноградов О.Н. и др. Оледенение Земли Франца-Иосифа. М., «Наука», 1973, 352 с.
- Гросвальд М.Г., Лавров А.С., Потапенко Л.М. Ледниковая стадия мархида-вельт: Двойной сёрдж Баренцева ледникового щита? — МГИ, вып. 24, 1974, с. 173—188.
- Гросвальд М.Г., Лаптева А.М. Кольский полуостров: Следы раннеголоценовых сёрджей и потоков, вызванных коллапсом Карского ледникового щита. — МГИ, вып. 90, 2001, с. 20—29.
- Гросвальд М.Г., Мазо В.Л. Взаимодействие оледенений с окружающей средой: Устойчивость — неустойчивость. — Механизмы устойчивости геосистем. М., «Наука», 1992, с. 83—92.

- Гросвальд М.Г., Спектор В.Б. Ледниковый рельеф района Тикси (западное побережье губы Буор-Хая, Северная Якутия). — Геоморфология, 1993, № 1, с. 72—82.
- Гуслицер Б.И., Дурягина Д.А., Кочев В.А. Возраст рельефообразующих морен в бассейне нижней Печоры и граница распространения последнего покровного ледника. — Расчленение и корреляция фанерозойских отложений европейского севера СССР (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 54). Сыктывкар, 1985, с. 97—107.
- Даниелян Ш.А. Энергетическая модель ледников и ледниковая теория. Ереван, Изд-во Гититюн НАН РА, 1999, 119 с.
- Данилов И.Д. Проблема соотношения оледенений и морских трансгрессий. — Водные ресурсы, 1982, № 3, с. 119—135.
- Данилов И.Д. О гипотезе покровного оледенения Арктического шельфа и прилегающих равнин севера Евразии. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1987, № 2, с. 80—88.
- Дегтяренко Ю.П. Морские террасы Корякской горной системы и ступени ее подводной окраины. — Геология моря, вып. 3. Л., НИИГА, 1974, с. 93—97.
- Демокидов К.К. Геологическое строение и полезные ископаемые Южного острова Новой Земли. М.-Л., Изд-во Главсевморпути, 1953, 72 с.
- Дибнер В.Д. «Древние глины» и рельеф Баренцево-Карского шельфа — прямые доказательства его покровного оледенения в плейстоцене. — Проблемы полярной географии. Л., ГИМИЗ, 1968, с. 118—122.
- Дибнер В.Д. Геоморфология. Палеогеография (второй этап — меловой период и кайнозой). — Советская Арктика (Моря и острова Северного Ледовитого океана). М., «Наука», 1970, с. 59—94 и 102—107.
- Дибнер В.Д. Морфоструктура шельфа Баренцева моря. Л., «Недра», 1978, 211 с.
- Дунаев Н.Н., Левченко О.В., Мерклин Л.Р., Павлидис Ю.А. Новоземельский шельф в позднечетвертичное время. — Океанология, т. 35, № 3, 1995, с. 440—450.
- Дятлова И.Н. О максимальном продвижении на юг позднеплейстоценового ледникового покрова Карского моря. — МГИ, вып. 55, 1986, с. 154—157.
- Евзеров В.Я., Николаева С.Б. Пояса краевых ледниковых образований Кольского региона. — Геоморфология, 2000, № 1, с. 61—73.
- Ермолаев М.М. Геоморфологический очерк Новосибирского архипелага. — Якутская АССР, вып. 1. Геоморфология. Л., Изд-во АН СССР, 1932, с. 7—19.
- Загорская Н.Г. Новая Земля, Остров Вайгач, Югорский полуостров и Полярный Урал. Северная Земля. Новосибирские острова. — Четвертичные отложения Советской Арктики. М., Гостеолиздат, 1959, с. 20—60 и 200—211.
- Загорская Н.Г., Кулаков Ю.Н., Пуминов А.П. и др. Основные проблемы стратиграфии и палеогеографии верхнего кайнозоя северной окраины Евразии. — Проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1972, с. 120—126.
- Ивановский Л.Н. Основные вопросы древнего оледенения Прибайкалья. — География и прир. ресурсы, 1993, № 3, с. 148—155.
- Имбри Дж., Имбри К.П. Тайны ледниковых эпох. М., «Прогресс», 1988, 263 с.
- Исаева Л.Л. Краевые ледниковые образования северо-запада Среднесибирского плоскогорья. — Краевые образования материковых оледенений. М., «Наука», 1972, с. 205—211.
- Исаева Л.Л., Кинд Н.В. К вопросу о размерах сарганского оледенения на северо-западе Средней Сибири. — Четвертичные оледенения Средней Сибири. М., «Наука», 1986, с. 52—59.
- Каган Б.А., Рябченко В.А., Сафрай А.С. Был ли лед в Арктическом бассейне в период максимума последнего оледенения? — Докл. АН СССР, т. 296, № 6, 1987, с. 1469—1472.
- Казакова Н.М. Некоторые данные о древнем оледенении Китая. — Проблемы геоморфологии и палеогеографии Азии. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 243—255.
- Калецкая М.С. Палеогеографические особенности последнего ледникового покрова на крайнем северо-востоке Европейской части СССР. — Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР, вып. 2, 1962, с. 79—83.
- Калинин Г.П., Марков К.К., Суетова И.А. Колебания уровня водоемов Земли в недавнем геологическом прошлом. — Океанология, т. 6, № 5, 1966, с. 737—746.
- Каплин П.А. Фиордовые побережья Советского Союза. М., Изд-во АН СССР, 1962, 188 с.
- Каплина Т.Н., Ложкин А.В. О возрасте «ледового комплекса» арктической низменности Якутии. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1982, № 2, с. 84—95.
- Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Происхождение санчуговской толщи и проблема соотношения оледенений и морских трансгрессий на севере Западной Сибири. — Колебания уровня Мирового океана в плейстоцене. Л., 1975, с. 53—95.
- Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Реликтовые глетчерные льды и их роль в строении четвертичного покрова и рельефа области многолетней мерзлоты. — Четвертичная геология и геоморфология (Тр. ВСЕГЕИ, новая сер., т. 297). Л., 1978, с. 65—76.
- Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Гляциальная геология. СПб., «Недра», 1993, 328 с.
- Карабанов А.К. Гродненская возвышенность: строение, рельеф, этапы формирования. Минск, «Наука и техника», 1987, 108 с.

- Карпов Е.Г.* О происхождении мощных пластовых подземных льдов в низовьях Енисея. — Геология и геофизика, 1984, № 1, с. 118—122.
- Квасов Д.Д.* Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л., «Наука», 1975, 280 с.
- Кессель С.* Ледяные острова Арктики. СПб., Изд-во Фонда «Отечество», 2005, 160 с.
- Ким Б.И.* История развития Лаптевского шельфа и палеошельфа в кайнозой. — Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л., ПГО Севморгеология, 1986, с. 119—123.
- Кинд Н.В.* Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М., «Наука», 1974.
- Кинд Н.В., Леонов Б.Н.* (ред.). Антропоген Таймыра. М., «Наука», 1982, 184 с.
- Кирюшина М.Т.* Основные черты четвертичной истории острова Врангеля. — Антропогенный период в Арктике и Субарктике. М., «Недра», 1965, с. 89—105.
- Кислов А.В.* Климат в прошлом, настоящем и будущем. М., «Наука», 2001, 352 с.
- Кленова М.В.* Геология моря. М., Учпедгиз, 1948, 499 с.
- Кленова М.В.* Геология Баренцева моря. М., Изд-во АН СССР, 1960, 367 с.
- Клиге Р.К., Данилов И.Д., Конищев В.Н.* История гидросферы. М., «Научный мир», 1998, 369 с.
- Колосов Д.М.* Проблемы древнего оледенения Северо-Востока СССР. М.; Л., Изд-во Главсевморпути, 1947, 175 с.
- Колпаков В.В.* Влияние оледенений на реки Якутии. — Четвертичные оледенения Средней Сибири. М., «Наука», 1986, с. 101—108.
- Комаров В.В.* Диамиктон района пос. Потапово (низовье Енисея). — Стратиграфия неогена и плейстоцена Западной Сибири. Тюмень, Изд. ЗапсибНИГНИ, 1986, с. 114—117.
- Короновский Н.В.* Общая геология. М., Изд-во МГУ, 2002, 448 с.
- Котенев Б.Н.* К палеогеографии Баренцева моря в позднеледниковые и голоцене. — Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М., «Наука», 1979, с. 20—29.
- Котенев Б.Н., Матишов Г.Г., Беляев А.В., Мысливец В.И.* Геоморфология шельфа и материкового склона между Шпицбергом и Северной Норвегией. — Природа и хозяйство Севера. вып. 4. Мурманск, 1976, с. 30—38.
- Котляков В.М.* (ред.). Гляциологический словарь. Л., ГИМИЗ, 1984, 528 с.
- Котляков В.М.* Мир снега и льда. М., «Наука», 1994, 287 с.
- Котляков В.М.* Снежный покров и ледники Земли (Избранные сочинения, кн. 2). М., «Наука», 2004, 448 с.
- Крапивнер Р.Б.* Опоковый диапиризм в Западной Сибири. — Геотектоника, 1997, № 2, с. 81—94.
- Краснов И.И.* (ред.). Стратиграфия СССР. Четвертичная система, полутом 2. М., «Недра», 1948а, 556 с.
- Краснов И.И.* Четвертичные отложения и геоморфология Камско-Печорско-Вычегодского водораздела и прилегающих территорий. — Материалы по геоморфологии Урала, вып. 1. Свердловск, 1948б, с. 47—87.
- Кренке А.Н.* Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л., ГИМИЗ, 1982, 288 с.
- Кригер Н.И., Долодаренко С.А., Миронюк С.Г.* Гляциотектоника и конечные морены западной части Русской равнины. М., «Наука», 1983, 111 с.
- Кропоткин П.А.* Исследования о ледниковом периоде, вып. 1. (Зап. Русского геогр. об-ва по Отделениям географии математич. и физич., т. 7). СПб, 1876, 839 с.
- Кузнецова Л.А.* Плейстоцен Печорского Приуралья (стратиграфия и условия формирования). Казань, Изд-во Казанского ун-та, 1971, 123 с.
- Кузьмина Н.Н., Еремеева Г.П.* Новые данные о происхождении и возрасте валунных суглинков шельфа Западной Камчатки. — Докл. АН СССР, т. 310, № 6, 1990, с. 1425—1428.
- Кулаков Ю.Н.* Основные черты геоморфологии северной части Западно-Сибирской низменности. — Сб. статей по геологии Арктики, вып. 12 (Тр. НИИГА, т. 107). Л., 1959.
- Куликов Н.Н., Кулешова О.Н., Хитрова Р.М.* Стратиграфия донных отложений Карского моря. — Геология моря, вып. 3, 1974, с. 42—51.
- Кутейникова Н.С., Кутейников Е.С.* Шарьяжи на космических снимках. — Геотектоника, 1987, № 3, с. 28—33.
- Лавров А.С.* Древнее оледенение северо-востока Русской равнины. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1973, № 6, с. 29—38.
- Лавров А.С.* Позднеплейстоценовые подпрудные озера на северо-востоке Русской равнины. — История озер в плейстоцене. Доклады IV Всес. симпозиума, т. 2. Л., 1975, с. 119—127.
- Лавров А.С.* Кольско-Мезенский, Баренцевоморско-Печорский и Новоземельско-Колвинский ледниковые потоки. — Структура и динамика последнего Европейского ледникового покрова. М., «Наука», 1977, с. 83—100.
- 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. +5 карт.
- Лаврова М.А.* Очерк геоморфологии долины Русанова на Новой Земле. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, № 1, 1932, с. 61—93.
- Лаврова М.А.* (Выступление в прениях.) — Проблемы палеогеографии четвертичного периода. М.; Л., Изд-во АН СССР, 1946, с. 106—109.

- Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М., «Наука», 1976, 238 с.
- Лаврушин Ю.А., Гептнер А.Р., Голубев Ю.К. Ледовый тип седименто- и литогенеза. М., «Наука», 1986, 157 с.
- Лаврушин Ю.А., Чистякова И.А. Гляциотурбидитовые отложения гляциального шельфа. — Докл. АН СССР, т. 303, № 1, 1988, с. 173—177.
- Лаврушин Ю.А., Чистякова И.А., Гайдаманчук А.С. и др. Структура и состав отложений гляциального палеошельфа примыкающего к Большеземельской тундре. — Литология кайнозойских шельфовых отложений. М., Геол. ин-т АН СССР, 1989, с. 3—51.
- Лаврушин Ю.А., Чугунный Ю.Г. Каневские гляциодислокации. М., «Наука», 1982, 104 с.
- Лаврушин Ю.А., Эпштейн О.Г. Геологические события плейстоцена на севере Восточной Европы и в южной части Баренцева моря (по материалам изучения естественных опорных разрезов). — Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, № 64, 2001, с. 35—60.
- Лазуков Г.И. Проблема плейстоценовых оледенений шельфовых морей арктического бассейна. — Вестн. МГУ, сер. 5 — География, 1972, № 5, с. 38—45.
- Лантева А.М. Геологическая история Кольского полуострова на рубеже плейстоцена и голоцена: Следы трансгрессии льда с Баренцево-Карского шельфа. Автореф. канд. дисс. М., Моск. гос. геол.-развед. академия, 2003, 24 с.
- Лебедев С.А. Влияние тектонических порогов на перестройки речной сети в бассейне Нижнего Амура. — Геоморфология, 1995, № 1, с. 47—51.
- Левков Э.А. Гляциодислокации и их соотношение с ледниковыми ложбинами. — Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин. М., «Наука», 1984, с. 176—180.
- Левков Э.А. Гляциотектоника. Минск, «Наука и техника», 1980, 280 с.
- Леонов Ю.Г., Лаврушин Ю.А., Антипов М.П. и др. Новые данные о возрасте отложений трансгрессивной фазы раннехвалынской трансгрессии Каспийского моря. — Докл. РАН, т. 386, № 2, 2002, с. 229—233.
- Ливеровский Ю.А. Геоморфология и четвертичные отложения северных частей Печорского бассейна. — Тр. Геоморфол. ин-та АН СССР, вып. 7, 1933, с. 75—84.
- Лисицын А.П. Донные отложения Берингова моря. — Геол. исследования в дальневосточных морях (Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 22). М., 1957, с. 65—183.
- Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М., «Наука», 1994, 448 с.
- Лобанов М.Ф. Геология и угленосность Приморского края Хараулахских гор. Л., Изд-во Главсевморпути, 1951, 84 с.
- Ломаченков В.С. Новейшие тектонические структуры в современном рельефе Яно-Индигоирской низменности и прилегающего шельфа. — Антропогенный период в Арктике и Субарктике. М., «Недра», 1965, с. 346—349.
- Лунгерсгаузен Г.Ф. Некоторые особенности проявления новейшей тектоники на востоке Сибирской платформы. — Неотектоника СССР. Рига, Изд-во АН Латв. ССР, 1961, с. 165—172.
- Маев Е.Г., Чепалыга А.Л. Каспийское море. — Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. Поздний плейстоцен — голоцен — элементы прогноза. Вып. 2. Общая палеогеография. М., ГЕОС, 2002, с. 182—190.
- Мазо В.Л. Ледники и ледниковые системы: Неустойчивость и самоорганизация. Итоги науки и техники ВИНТИ АН СССР. Гляциология, т. 7. М., 1989, 150 с.
- Макеев В.М., Арсланов Х.А., Гарутт В.Е. Возраст мамонтов Северной Земли и некоторые вопросы палеогеографии позднего плейстоцена. — Докл. АН СССР, т. 245, № 2, 1979, с. 421—424.
- Маркин В.А. Петр Алексеевич Кропоткин. 1942—1921. М., «Наука», 1985, 208 с.
- Марков К.К. Новейший геологический период — антропоген. — Очерки по географии четвертичного периода. М., Географгиз, 1955, с. 277—297.
- Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. Л., «Наука», 1984, 176 с.
- Мелешко В.П., Голицын Г.С., Володин Е.М. и др. Расчет составляющих водного баланса на водосборе Каспийского моря с помощью ансамбля моделей общей циркуляции атмосферы. // Изв. РАН, сер. физика атмосферы и океана, т. 34, 1998, с. 591—599.
- Музис А.И., Максимова Г.А., Гостева Т.С. Реконструкция погребенных морфоструктур Колымской низменности методом комплексного геолого-геоморфологического картирования с применением некоторых морфометрических построений. — Геоморфологическое картирование. М., «Наука», 1978, с. 194—198.
- Мусатов Е.Е. Российская Арктика. — Арктика на пороге третьего тысячелетия (ресурсный потенциал и проблемы экологии). СПб., «Наука», 2000, с. 77—90.
- Неймайр М. История земли, т. 2. СПб., «Просвещение», 1904, 848 с.
- Никольская В.В. Геоморфология и палеогеография. — Южная часть Дальнего Востока. М., «Наука», 1969, с. 40—66.
- Обручев В.А. Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии. — Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, № 3. 1931, с. 43—112.
- Обручев В.А. Кайнозой — четвертичные отложения. — Геология Сибири, т. 3. Мезозой и кайнозой. М.; Л., Изд-во АН СССР, 1938, с. 1191—1282.

- Орешкин Д.Б. Время льдов. М., «Недра», 1987, 126 с.
- Павлидис Ю.А. Шельф Мирового океана в позднечетвертичное время. М., «Наука», 1992, 272 с.
- Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А. и др. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М., ГЕОС, 1998, 187 с.
- Пирожников П.Л. К вопросу о происхождении северных элементов в фауне Каспия. — Докл. АН СССР, т. 15, № 8, 1937, с. 521—524.
- Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М., «Научный мир», 1997, 146 с.
- Попов А.И. Об условиях формирования осадочно-криогенного (едомного) комплекса в плейстоцене на приморских равнинах Субарктики. — Проблемы криолитологии, № 11. М., Изд-во МГУ, 1983, с. 19—37.
- Прокопчук Б.И. О направлении движения ледников в северной части Восточно-Европейской платформы. — Докл. АН СССР, т. 283, № 2, 1985, с. 446—447.
- Рудовиц Ю.Л. О количестве оледенений, бореальных трансгрессий и границах последнего оледенения в связи с новыми исследованиями на Среднем Тимане. — Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, № 9, 1947, с. 15—22.
- Рудой А.Н. Четвертичная гляциогидрология гор Центральной Азии. Автореф. докт. дисс. Томский гос. пед. ин-т. М., 1995, 36 с.
- Рудой А.Н. Гигантская рябь течения. Томск, Изд. Томского гос. пед. ун-та, 2005, 224 с.
- Русанов Б.С., Бороденкова З.Ф., Гончаров В.Ф. и др. Геоморфология Восточной Якутии. Якутск, Якутское книж. изд-во, 1967, 376 с.
- Русанов Г.Г. Озера и палеогеография Северного Алтая в позднем неоплейстоцене и голоцене — Бийск, Бийский гос. пед. ун-т ПГУ им. В.М. Шукшина, 2007, 165 с.
- Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. М.; Л., Морское и речное изд-во, 1953, 627 с.
- Сакс В.Н. Четвертичные оледенения Северной Азии по работам В.А. Обручева. — Идеи академика В.А. Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии. М.; Л., Изд-во АН СССР, 1963, с. 78—95.
- Свиточ А.А. Морской плейстоцен побережий России. М., ГЕОС, 2003, 362 с.
- Соломатин В.И. Петрогенез подземных льдов. Новосибирск, «Наука», 1986, 216 с.
- Спиридонов М.А. Особенности геологического строения гляциальных шельфов атлантической периферии Арктического бассейна. — Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., ГИМИЗ, 1970, с. 47—52.
- Спиридонов М.А., Яковлева С.В. Четвертичные отложения побережья п-ова Канин и бассейна р. Пезы. — Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР, № 3. Л., 1961, с. 75—89.
- Стрелков С.А. Север Сибири. М., «Наука», 1965, 332 с.
- Стрелков С.А., Дибнер В.Д., Загорская Н.Г. и др. Четвертичные отложения Советской Арктики. Тр. НИИ геологии Арктики, т. 91. М., Госгеолтехиздат, 1959, 232 с.
- Стрелков С.А., Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И. и др. История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1976, 164 с.
- Сягаев Н.А. О неотектонике Лено-Хатангского севера. — Материалы Всес. совещания по изучению четвертичного периода, т. 3. Четвертичные отложения Азиатской части СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 130—137.
- Тараканов Л.В. К вопросу о происхождении рельефа острова Вайгач. — Геоморфология, 1973, № 4, с. 85—91.
- Толль Э.В. Ископаемые ледники Новосибирских островов, их отношение к трупам мамонтов и к ледниковому периоду. — Зап. Русского геогр. об-ва по общей географии, т. 32, № 1, 1897, с. 1—139.
- Толмачев А.И. Об оледенении Таймыра. — Изв. АН СССР, отд. мат. и естеств. наук, 1931, № 1, с. 125—140.
- Томирдиаро С.В. Оледенение арктического бассейна в плейстоцене и его связь с наземным и подземным оледенением суши. — Тр. ААНИИ, т. 294, 1970, с. 172—182.
- Троицкий С.Л. Современный антигляциализм. Критический очерк. М., «Наука», 1975, 164 с.
- Удинцев Г.Б. Рельеф дна Охотского моря. — Геол. исследования в дальневосточных морях (Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 22). М., 1957, с. 3—76.
- Удинцев Г.Б., Бойченко И.Г., Канаев В.Ф. Рельеф дна Берингова моря. — Географическая характеристика Берингова моря. Рельеф дна и донные отложения (Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 29). М., 1959, с. 17—64.
- Урванцев Н.Н. Следы четвертичного оледенения центральной части севера Сибири. — Тр. Глав. геол.-развед. управления ВСНХ СССР, вып. 113. М.; Л., ОНТИ, 1931а, 55 с.
- Урванцев Н.Н. Четвертичное оледенение Таймыра. — Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, № 3, 1931б, с. 23—47.
- Файнер Ю.Б., Комаров В.В. Тазовское и ермаковское оледенения Приенисейской Сибири. — Четвертичные оледенения Средней Сибири. М., «Наука», 1986, с. 29—35.
- Ходаков В.Г. Палеогляциологические реконструкции для эпохи максимума позднеюрмского оледенения территории СССР и некоторые палеоклиматологические следствия. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1979, № 6, с. 27—32.
- Чеботарева Н.С. (ред). Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М., «Наука», 1977, 144 с.

- Чеботарева Н.С., Шик С.М.* (ред.). Гляциогеоморфологическая карта периода деградации московского ледникового покрова центра Русской равнины и объяснительная записка к ней. М., «Наука», 1986, 41 с.+2 карты.
- Чернов А.А.* Геологические исследования 1933 г. в юго-западной части Пай-Хоя. — Тр. Полярной комиссии АН СССР, № 26, 1936, с. 5—81.
- Чернов Г.А.* Новые данные по четвертичной истории Большеземельской тундры. — Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, № 9, 1947, с. 70—75.
- Чернышев Ф.Н.* Тиманские работы, произведенные в 1890 г. — Изв. Геол. Комитета, т. 10, № 4, 1891.
- Черняк В.С.* О природе «научного факта». — Природа, 1986, № 3, с. 83—91.
- Черский И.Д.* К вопросу о следах древних ледников в Восточной Сибири. — Изв. Вост.-Сиб. отдела Императ. Русского геогр. об-ва, т. 12, № 4—5, 1882.
- Чувардинский В.Г.* О ледниковой теории. Происхождение образований ледниковой формации. Апатиты, ОАО «Центрально-Кольская экспедиция», 1998, 303 с.
- Чумаков Н.М.* Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М., «Наука», 1978, 204 с.
- Чумаков Н.М.* Общая направленность климатических изменений на Земле за последние 3 млрд лет. — Докл. РАН, т. 381, № 5, 2001, с. 564—567.
- Чумаков Н.М.* Ледниковый и безледниковый климат в докембрии. Заключение. — Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М., «Наука», 2004, с. 259—270 и 290—295.
- Шелехова Т.Г., Сухорукова С.С.* Литология белогорских морен. Новосибирск, «Наука», 1978, 44 с.
- Шепард Ф.П.* Морская геология. 3-е изд. Л., «Недра», 1976, 488 с.
- Шик С.М., Борисов Б.А., Заррина Е.П.* Проект региональной стратиграфической схемы неоплейстоцена Европейской России. — Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, № 65, 2004, с. 102—114.
- Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д.* Пластовые льды в морских плейстоценовых отложениях Российской Субарктики. — Изв. РАН, сер. геогр., 2003, № 4, с. 93—102.
- Штукенберг А.А.* Отчет геологического путешествия в Печорский край и Тиманскую тундру в 1874 г. — Материалы по геологии России, т. 4, вып. 1, 1875, с. 1—125.
- Шумский П.А.* Гляциологические методы изучения четвертичного периода и некоторые результаты их применения. — Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода, т. 13, 1957, с. 413—422.
- Щуровский Г.Е.* Эпратические явления. Русский вестник, № 19, 1856, 16 с.
- Эдельштейн Я.С.* Геоморфология. Геология и минеральные ресурсы Севера СССР. Л., Изд-во Главсевморпути, 1935, 135 с.
- Эпштейн О.Г.* Обнажение Вастьянский Конь на Нижней Печоре — разрез мощного конечноморенного сооружения в активной краевой зоне Новоземельского ледникового покрова. — № 459, 1990, с. 14—28.
- Эпштейн О.Г., Гатауллин В.Н.* Литология и условия образования четвертичных отложений восточной части Баренцева моря (новоземельская сторона). — Литология и полезные ископаемые, т. 28, 1993, с. 84—94.
- Эпштейн О.Г., Романюк Б.Ф., Гатауллин В.Н.* Плейстоценовые Скандинавский и Новоземельский ледниковые покровы в южной части Баренцево-морского шельфа и на севере Русской равнины. — Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, № 63, 1999, с. 126—148.
- 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.
- Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В.* Командорские острова. — Камчатка, Курильские и Командорские острова. М., «Наука», 1974, с. 327—337.
- Яковлев С.А.* Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. М., Госгеолтехиздат, 1956, 315 с.
- Яшина З.И.* Острова Врангеля и Геральда. — Четвертичные отложения Советской Арктики (Тр. НИИ геологии Арктики). М., Госгеолтехиздат, 1959, с. 212—220.
- Agassiz L.* Des glaciers, des moraines, et des blocs erratiques. — Verh. Schweiz. Naturf. Ges., Bd. 22, 1837, S. V-XXXII.
- Alexanderson H., Hjort C., Möller P. et al.* The Norht Taymyr ice-marginal zone, Arctic Siberia — a preliminary overview and dating. — Global Planetary Change, v. 31, № 1—4, 2001, p. 427—445.
- Alley R.B., Meese D.A., Shuman C.A. et al.* Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. — Nature, v. 362, 1993, p. 527—529.
- Andersen B.G.* Late Weichselian ice sheets in Eurasia and Greenland. — The last great ice sheets. New York et al., Wiley-Interscience, 1981, p. 1—65.
- Andersen B.G., Borns H.W.* The Ice-Age world. Oslo—Copenhagen—Stockholm, Scand. Univ. Press, 1994, 208 p.
- Anderson J.B.* Antarctic Marine Geology. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 1999, 289 p.
- Andreassen K.* Sedimentary processes beneath ice streams, inferred from 3D seismic data from the south-western Barents Sea. — 36<sup>th</sup> Arctic Workshop. INSTAAR. Program & Abstracts. Boulder, 2006, p. 28—30.
- Antevs E.* Maps of the Pleistocene glaciations. — Bull. Geol. Soc. Amer., v. 40, 1929, p. 631—720.
- Astakhov V.I., Isayeva L.L.* The “Ice Hill”: An example of “retarded glaciation” in Siberia. — Quatern. Science Reviews, v. 7, 1988, p. 29—40.

- Baker V.R.* Catastrophic flooding: The origin of Channeled Scabland. Stroudeburg, Pa: Dowden, Hutchinson & Ross, 1981, 360 p.
- Baker V.R.* Conversing with the Earth: The geological approach to understanding. — *Earth Matters: The Earth Sciences, Philosophy, and the Claims of Community*. New Jersey, Prentice Hall, 2000, p. 2—10.
- Baker V.R.* Megafloods and glaciation. — *Late Glacial and Postglacial Environmental Changes*. New York, Oxford University Press, 1997, p. 98—108.
- Baker V.R., Benito G., Rudoy A.N.* Paleohydrology of Late Pleistocene superflooding, Altay Mountains, Siberia. — *Science*, v. 259, 1993, p. 348—350.
- Bartkowski T., Bogacki M., Churska Z.* et al. Zasięgi zlodowacen skandynawskich w Polsce. — *Atlas Geologiczny Polski*. 1961.
- Belderson R.H., Kenyon N.H., Wilson J.B.* Iceberg plough marks in the northern Atlantic. — *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*, v. 13, 1973, p. 215—224.
- Belt T.* The steppes of Siberia. — *Quarterly Journ. the Geol. Soc. of London*, v. 30, 1874, p. 490—498.
- Belt T.* The steppes of Southern Russia. — *Quarterly Journ. the Geol. Soc. of London*, v. 33, 1877, p. 843—862.
- Bernhardi A.* Wie kamen die aus dem Norden stammenden Felsbruchstücke und Geschiebe, welche man in Norddeutschland und den benachbarten Ländern findet, an ihre gegenwärtigen Fundorte? — *Jahrbuch Mineralogie, Geognosie, Petrefaktenkunde*, Bd. 3, Heidelberg, 1832, S. 257—267.
- Bintanja R., van de Wal R.S.W., Oerlemans J.* Global ice volume variations through the last glacial cycle simulated by a 3-D ice-dynamical model. // *Quatern. International*, v. 95/96, 2002, p. 11—23.
- Biryukov V.Y., Faustova M.A., Kaplin P.A.* et al. The paleogeography of arctic shelf and coastal zone of Eurasia at the time of the last glaciation (18,000 yr BP). — *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*, v. 68, 1988, p. 117—125.
- Bischoff J.F.* The decay of the Barents ice sheet as documented in Nordic seas ice-rafted debris. — *Marine Geology*, v. 117, 1994, p. 35—55.
- Black R.F.* Ice-wedge polygons of northern Alaska. — *Glacial geomorphology. The Binghampton Symposia in Geomorphology, Intern. Ser. № 5*. London et al., Allen & Unwin, 1974, p. 247—275.
- Blake W., Jr.* Russian settlements and land rise in Nordaustlandet, Spitsbergen. — *Arctic*, v. 14, № 2, 1961, p. 101—111.
- Blake W., Jr.* Studies of glacial history in Arctic Canada. I. Pumice, radiocarbon dates, and differential postglacial uplift in the eastern Queen Elizabeth Islands. — *Canad. Journ. Earth Sciences*, v. 7, 1970, p. 634—664.
- Blake W., Jr.* Holocene emergence at Cape Hershel, east-central Ellesmere Island, Arctic Canada: Implications for ice sheet configuration. — *Canad. Journ. Earth Sciences*, v. 29, 1992, p. 1958—1980.
- Blanchon P., Show J.* Reef drowning during the last deglaciation: Evidence for catastrophic sea-level rise and ice-sheet collapse. — *Geology*, v. 23, № 1, 1995, p. 4—8.
- Blumle J.P., Clayton L.* Large-scale glacial thrusting and related processes in North Dakota. — *Boreas*, v. 13, 1984, p. 279—299.
- Bolles E.B.* The ice finders. Washington, D.C., Counterpoint, 1999, 257 p.
- Bonnichsen R., Turnmire K.L.* (eds.). Ice Age peoples of North America. Corvallis, Oregon State University Press, 1999, 536 p.
- Bond G., Heinrich H., Broecker W.* et al. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. — *Nature*, v. 360, 1992, p. 245—249.
- Bradley R.S.* Paleoclimatology. Reconstructing climates of the Quaternary. 2nd edition. San Diego, Academic Press, 1999, 619 p.
- Bretz J.H.* The Lake Missula floods and the Channeled Scabland. — *Journ. of Geology*, v. 77, 1969, p. 505—522.
- Brigham-Grette J.* New perspectives on Beringian Quaternary paleogeography, stratigraphy, and glacial history. — *Quaternary Science Reviews*, v. 20, № 1—3, 2001, p. 15—24.
- Brigham-Grette J., Gualtieri L.M., Glushkova O.Y.* et al. Chlorine-36 and  $^{14}\text{C}$  chronology support a limited last glacial maximum across central Chukotka, northeastern Siberia, and no Beringian ice sheet. — *Quaternary Research*, v. 59, 2003, p. 386—398.
- Brigham-Grette J., Hopkins D.M., Ivanov V.F.* et al. Last interglacial (isotope stage 5) glacial and sea-level history of coastal Chukotka peninsula and St. Lawrence Island, West Beringia. — *Quaternary Science Reviews*, v. 20, № 1—3, 2001, p. 419—436.
- Broccoli A.J.* Tropical cooling at the last glacial maximum: an atmosphere mixed layer ocean model simulation. — *Journ. of Climate*, v. 13, № 5, 2000, p. 952—976.
- Broecker W.S.* Floating glacial ice caps in the Arctic Ocean. — *Science*, v. 188, № 4193, 1975, p. 1116—1118.
- Broecker W.S.* Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. — *Nature*, v. 372, 1994, p. 421—424.
- Broecker W.S.* The Glacial World according to Wally. Palisades, New York, Eldigio Press, 1992, 122 p.
- Budd W.F., Courts B., Warner R.C.* Modelling the Antarctic and Northern Hemisphere ice sheet changes with global climate through the glacial cycle. — *Annals of Glaciology*, v. 27, 1998, p. 153—160.
- Büdel J.* Die Frostschtut-Zone Südost-Spitzbergens. Vortrag Bonner geogr. Kolloquium Gedächtnis F. von Richthofen, Bd. 6, 1960, 105 p.
- Carling P.A.* Morphology, sedimentology and paleohydrologic significance of large gravel dunes, Altai Mountains, Siberia. — *Sedimentology*, v. 43, 1996, p. 647—664.



- Catt J.A.* Late Devensian glacial deposits and glaciations in eastern England and the adjoining offshore region. — Glacial deposits in Great Britain and. Rotterdam, Brookfield, A.A. Balkema, 1991, p. 61—68.
- Chappell J.M., Pollach H.* Post glacial sea-level rise from a coral record at Huon Peninsula, Papua New Guinea. — *Nature*, v. 349, 1991, p. 147—149.
- Charlesworth J.K.* The Quaternary era with special reference to its glaciation. 2 vols. London, Edward Arnold, 1957, 1700 p.
- Chorly R.J., Schumm S.A., Sugden D.E.* Geomorphology. London & New York, Methuen, 1984, 589 p.
- Christiansen E.A., Sauer E.K.* The Dirt Hills structure: An ice-thrust feature in southern Saskatchewan, Canada. — *Canad. Journ. Earth Sciences*, v. 34, № 1, 1997, p. 76—85.
- CLIMAP Project Members. Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the Last Glacial Maximum. Geol. Soc. America Map and Chart Series, MC-36, 1981.
- CLIMAP Project Members. The surface of the Ice-Age Earth. — *Science*, v. 191, 1976, p. 1131—1137.
- COHMAP Members. Climatic changes of the last 18,000 years: Observations and model simulations. — *Science*, v. 241, 1988, p. 1043—1052.
- Conolly J.R., Ewing M.* Ice-rafted detritus in northwest Pacific deep-sea sediments. — *Geol. Soc. Amer. Mem.*, v. 126, 1970, p. 219—237.
- Cortijo E., Labeyrie L., Elliot M.* et al. Rapid climatic variability of the North Atlantic Ocean and global climate: A focus of the IMAGES program. // *Quaternary Science Reviews*, v. 19, 2000, p. 227—241.
- Crary A.P.* Arctic ice island and ice shelf studies. Pt 2. — *Arctic*, v. 13, 1960, p. 32—50.
- Dansgaard W., Oeschger H.* Past environmental long-term records from the Arctic. — *The environmental record in glaciers and ice sheets*. Wiley, 1989, p. 287—318.
- Darby D.A., Bischof J.F., Jones G.A.* Radiocarbon chronology of depositional regimes in the western Arctic Ocean. — *Deep-Sea Res. II*, v. 44, № 8, 1997, p. 1745—1757.
- Dawes P.R.* Glacial erratics on the Arctic Ocean margin of North Greenland: Implications for an extensive ice shelf. — *Bull. Geol. Soc. Denmark*, v. 35, 1986, p. 59—69.
- De Geer G.* Om östra Spetsbergens glaciation under istiden. — *Geol. Fören. Förhandl*, Bd. 22, Ht. 5, № 201, 1900.
- Denton G.H., Hughes T.J.* (eds.). The last great ice sheets. New York et al., Wiley-Interscience, 1981, 484 p.
- Denton G.H., Hughes T.J.* Reconstructing the Antarctic Ice Sheet at the Last Glacial Maximum. — *Quaternary Science Reviews*, v. 21, № 1—3, 2002, p. 193—202.
- Domack E.W.* Modern carbon-14 ages and reservoir corrections for the Antarctic Peninsula and Gerlache Strait area. — *Antarctic Journ. of the US*, v. 27, № 5, 1992, p. 53—64.
- Domack E.W., Taviani M., Rodriguez A.* Recent sediment remolding on a deep shelf, Ross Sea: Implications for radiocarbon dating of Antarctic marine sediments. — *Quaternary Science Reviews*, v. 18, 1999, p. 1445—1451.
- Donner J.* The Quaternary history of Scandinavia. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 1995, 200 p.
- Drewes H., Fraser G.D., Snyder G.L., Barnett H.F., Jr.* Geology of Unalaska Island and adjacent insular shelf, Aleutian Islands, Alaska. — *USGS Bull.* 1028-S, 1961, p. 583—676.
- Drozdowski E., Berglund B.E.* Development and chronology of the lower Vistula River valley, North Poland. — *Boreas*, v. 5, 1976, p. 95—107.
- Dyke A.S.* Last glacial maximum and deglaciation of Devon Island, arctic Canada: Support for the Innuitian Ice Sheet. — *Quaternary Science Reviews*, v. 18, № 3, 1999, p. 393—420.
- Dyke A.S., Andrews J.T., Clark P.U.* et al. The Laurentide and Innuitian Ice Sheets during the Last Glacial Maximum. — *Quaternary Science Reviews*, v. 21, 2002, p. 9—31.
- Ehlers J.* Quaternary and glacial geology. Chichester et al., John Wiley and Sons, 1996, 578 p.
- Ehlers J., Gibbard P.L., Rose J.* (eds.). Glacial deposits in Great Britain and Ireland. Rotterdam— Brookfield, A.A. Balkema, 1991, 580 p.
- Ekman I., Iljin V.* Deglaciation, the Younger Dryas end moraines and their correlation in the Karelian ASSR and adjacent areas. — *Eastern Fennoscandian Younger Dryas end moraines*. Espoo, Geol. Survey Finland, 1991, p. 73—99.
- Elias S.A., Short S.K., Birks H.H.* Late Wisconsin environments of the Bering Land Bridge. — *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*, p. 136, № 1—4, 1997, p. 293—308.
- Elverhøi A., Fjeldskaar W., Solheim A.* et al. The Barents Sea ice sheet — A model of its growth and decay during the last ice maximum. — *Quaternary Science Reviews*, v. 12, 1993, p. 863—873.
- Elverhøi A., Nyland-Berg M., Russwurm L., Solheim A.* Late Weichselian ice recession in the Central Barents Sea. — *Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic*. Dordrecht, Kluwer Acad. Publishers, 1990, p. 289—307.
- Elverhøi A., Solheim A.* Physical environment western Barents Sea, 1:1,500,000 surface sediment distribution. *Norsk Polarinstitutt Skrifter*, v. 179A, 1983a, p. 1—23.
- Elverhøi A., Solheim A.* The Barents Sea Ice Sheet — A sedimentological discussion. — *Polar Research*, v. 1, 1983b, p. 23—42.
- Embleton C., King C.A.M.* Glacial and periglacial geomorphology. Edinburgh, Edward Arnold, 1969, 608 p.
- England J.H.* Support for the Innuitian Ice Sheet in the Canadian High Arctic during the Last Glacial Maximum. — *Journ. of Quaternary Science*, v. 13, № 3, 1998, p. 275—280.
- England J.H.* Coalescent Greenland and Innuitian ice during the Last Glacial Maximum: Revising the Quaternary of the Canadian High Arctic. — *Quaternary Science Reviews*, v. 18, 1999, p. 421—456.

- Esmark J.* Remarks tending to explain the geological history of the Earth. — *Edinburgh New Phil. Journ.*, 1826—1827, p. 107—121.
- Eyles N., McCabe A.M.* The Late Devensian (<22,000 BP) Irish Sea basin: The sedimentary record of a collapsed ice sheet margin. — *Quaternary Science Reviews*, v. 8, 1989, p. 307—351.
- Faleide J.I., Solheim A., Fiedler A. et al.* Late Cenozoic evolution of the western Barents Sea — Svalbard continental margin. — *Global and Planetary Change*, v. 12, 1996, p. 53—74.
- Fastook J.L.* A map-plane finite-element program for ice sheet reconstruction. — *Computer assisted analysis and modeling on the IBM 3090*, v. 1. Athens, Georgia, the Baldwin Press, 1992, p. 45—80.
- Fastook J.L., Grosswald M.G.* Quaternary glaciation of Lake Baikal and adjacent highlands: Modeling experiments. — *Intern. Project Paleolimnol. Late Cenozoic Climate Newsletter*, № 11, 1998, p. 35—45.
- Fastook J.L., Hughes T.J.* Changing ice loads on Earth's surface during the last glaciation cycle. — *Glacial Isostasy Sea Level and Mantle Rheology*, v. 334. Dordrecht, Kluwer Acad. Publishers, 1991, p. 1650—1201.
- Flint R.F.* Growth of the North American ice sheet during the Wisconsin Age. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 54, 1943, p. 325—362.
- Flint R.F.* The ice age in the North American Arctic. — *Arctic*, v. 5, № 3, 1952, p. 135—152.
- Flint R.F.* *Glacial and Quaternary geology*. New York et al., John Wiley, 1971, 892 p.
- Forman S.L., Lubinski D., Miller G. et al.* Postglacial emergence and distribution of late Weichselian ice-sheet loads in the northern Barents and Kara seas, Russia. — *Geology*, v. 23, № 2, 1995, p. 113—116.
- Forsström P.-L., Sallasmaa O., Greve R., Zwinger T.* Simulation of fast-flow features of the Fennoscandian ice sheet during the Last Glacial Maximum. — *Annals of Glaciology*, v. 37, 2003, p. 383—389.
- Frakes L.A., Francis J.E., Syrtus J.I.* *Climate modes of the Phanerozoic*. Cambridge Univ. Press, 1992, 274 p.
- Funder S., Larsen O.* Implications of volcanic erratics in Quaternary deposits of North Greenland. — *Bull. Geol. Soc. Denmark*, v. 31, 1982, p. 57—61.
- Geikie J.* *The Great Ice Age and its relation to the antiquity of man*. 2nd edition. London, Edward Stanford, 1877, 624 p.
- Greve R., Wyrwoll K.-H., Eisenhauer A.* Deglaciation of the Northern Hemisphere at the onset of the Eemian and Holocene. — *Annals of Glaciology*, v. 28, 1999, p. 1—8.
- Grønlie O.T.* Contributions to the Quaternary geology of Novaya Zemlya. Report of the scientific results of the Norwegian expedition to Novaya Zemlya 1921, v. 1, № 21. Kristiania, 1924.
- Grosswald M.G.* Extent and melting history of the Late Weichselian ice sheet, the Barents-Kara continental margin. — *Ice in the Climate System (NATO ASI Series 1. Global Environmental Change, v. 12)*. Berlin, Springer, 1993, p. 1—20.
- Grosswald M.G.* Late Weichselian ice sheets in Arctic and Pacific Siberia. — *Quaternary International*, v. 45/46, 1998a, p. 3—18.
- Grosswald M.G.* New approach to the ice age paleohydrology of Northern Eurasia. — *Palaeohydrology and Environmental Change*. New York, Wiley, 1998b, p. 199—214.
- Grosswald M.G.* Ice age environments of Northern Eurasia with special reference to the Beringian margin of Siberia. — *Ice Age people of North America*. Corvallis, Oregon, Oregon State University Press, 1999, p. 27—41.
- Grosswald M.G.* The Late Weichselian Barents-Kara Ice Sheet: In defense of a maximum reconstruction. — *Russian Journ. of Earth Sciences*, v. 3, № 6, 2001, p. 427—452.
- Grosswald M.G.* Large-scale global change in Japan (as revealed by glaciohydrological evidence). — *Vergletscherungen in japanischen Gebirgen und ihr Einfluss auf die Entwicklung des Biwa-Sees*. Innsbruck, Universitätsverlag Wagner, 2002, p. 306—335.
- Grosswald M.G.* The Arctic Center of Quaternary ice and flood spreading: A deductive model. — *Russian Journ. of Earth Sciences*, v. 5, № 3, 2003, p. 1—15.
- Grosswald M.G., Hughes T.J.* Paleoglaciology's grand unsolved problem. — *Journ. of Glaciology*, v. 41, № 138, 1995, p. 313—332.
- Grosswald M.G., Hughes T.J.* Evidence for Quaternary glaciation of the Sea of Okhotsk. — *Intern. Project Paleolimnol. Late Cenozoic Climate Newsletter*, № 11, 1998, p. 3—25.
- Grosswald M.G., Hughes T.J.* The case for an ice shelf in the Pleistocene Arctic Ocean. — *Polar Geography*, v. 23, № 1, 1999, p. 23—54.
- Grosswald M.G., Hughes T.J.* The Russian component of an Arctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum. — *Quaternary Science Reviews*, v. 21, 2002, p. 121—146.
- Grosswald M.G., Hughes T.J.* Letter to the Editor (Comments on the papers by Brigham-Grette et al. and Gualtieri et al.) — *Quaternary Research*, v. 62, 2004, p. 223—226.
- Grosswald M.G., Hughes T.J., Lasca N.P.* Oriented lake-and-ridge assemblages of the arctic coastal plains: Glacial landforms modified by thermokarst and solifluction. — *Polar Record*, v. 35, № 194, 1999, p. 215—230.
- Grosswald M.G., Karlén W., Shishorina Z., Bodin A.* Glacial landforms and the age of deglaciation in the Tiksi area, East Siberia. — *Geogr. Annaler*, v. 74A, № 4, 1992, p. 295—304.
- Gualtieri L., Glushkova O., Brigham-Grette J.* Evidence for restricted ice extent during the last glacial maximum in the Koryak mountains of Chukotka, far Eastern Russia. — *Geol. Soc. Amer. Bulletin*, v. 112, № 7, 2000, p. 1106—1118.

- Gualtieri L., Vartanyan S., Brigham-Grette J., Anderson P.M.* Pleistocene raised marine deposits on Wrangel Island, northeast Siberia and implications for the presence of an East Siberian ice sheet. — *Quaternary Research*, v. 59, 2003, p. 399—410.
- Hall B.L.* Improving the chronology of lacustrine records, Dry Valleys, Antarctica: Work in progress. — The 8th J.L. Agassiz Symposium, Abstracts. Univ. of Maine, 2000, p. 8—9.
- Hays J.D., Imbrie J., Shackleton N.J.* Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages. — *Science*, v. 194, 1976, p. 1121—1132.
- Heim A.* Handbuch der Gletscherkunde. Stuttgart, 1885, 560 S.
- Holmlund P., Fastook J.* A time dependent glaciological model of the Weichselian ice sheet. — *Quaternary International*, v. 27, 1995, p. 53—58.
- Holtedahl O.* On the morphology of the west Greenland shelf with general remarks on the «marginal channel» problem. — *Marine Geology*, v. 8, № 2, 1970, p. 155—172.
- Hopkins D.M.* Aspects of the paleogeography of Beringia during the Late Pleistocene. — *Paleoecology of Beringia*. New York et al., Academic Press, 1982, p. 3—28.
- Hopkins D.M.* The paleogeography and climatic history of Beringia during Late Cenozoic time. — *Inter-Nord*, v. 12, 1972, p. 121—150.
- Hoppe G.* Fjällens terrängformer (Landforms of the Swedish mountain area). Motala, Borgströms Tryckeri AB, 1983, 85 p. +5 maps.
- Hostetler S.W., Mix A.C.* Reassessment of ice-age cooling of the tropical ocean and atmosphere. — *Nature*, v. 399, 1999, p. 673—676.
- Hubberten H.W., Andreev A., Astakhov V.I.* et al. The periglacial climate and environment in northern Eurasia during the Last Glaciation. — *Quaternary Science Reviews*, № 11—13, 2004, p. 1333—1357.
- Hughes O.L., Harrington C.R., Janssens J.A.* et al. Upper Pleistocene stratigraphy, paleoecology and archaeology of northern Yukon interior, eastern Beringia. I. Bonnet Plume Basin. — *Arctic*, v. 34, 1981, p. 329—365.
- Hughes T.J.* Numerical reconstructions of paleo ice sheets. — *The Last Great Ice Sheets*. New York, Wiley-Interscience, 1981, p. 221—261.
- Hughes T.J.* Abrupt climatic change related to unstable ice-sheet dynamics: Toward a new paradigm. — *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*, v. 97, 1992, p. 203—234.
- Hughes T.J.* A search for marine ice sheets in Pleistocene Beringia. — *Тихоокеанская геология*, т. 14, № 4, 1995a, с. 37—49.
- Hughes T.J.* Workshop on questions of Arctic Ice Sheet development, Grosswald's vision, and implication for paleoclimate interpretations. — *Тихоокеанская геология*, т. 14, № 4, 1995b, с. 31—36.
- Hughes T.* Can ice sheets trigger abrupt climatic change? — *Arctic Alpine Research*, v. 28, № 4, 1996, p. 448—465.
- Hughes T.J.* Ice sheets. Oxford University Press, New York, Oxford, 1998, 343 p.
- Hughes T.J., Denton G.H., Grosswald M.G.* Was there a late Würm Arctic Ice Sheet? — *Nature*, v. 266, 1977, p. 596—602.
- Hughes T., Bonnicksen R., Fastook J.* et al. Pleistocene Beringia: An outright land bridge or a glacial valve constraining Asian migration to North America. — 13th INQUA Congress, Abstracts. Beijing, China, 1991.
- Huybrechts P., Tsiobel S.* A three-dimensional climate-icesheet model applied to the Last Glacial Maximum. — *Annals of Glaciology*, v. 25, 1997, p. 333—339.
- Jakobsson M.* Mapping the Arctic Ocean: Bathymetry and Pleistocene paleoceanography. — *Meddelanden Stockh. Univ. Inst. Geol. Geokemi*, № 306. Stockholm, 2000, p. 2—24.
- Jakobsson M., Gardner J.V., Vogt P.R.* et al. Multibeam Bathymetric and sediment profiler evidence for ice grounding on the Chukchi Borderland, Arctic Ocean. — *Quaternary Research*, v. 63, 2005, p. 150—160.
- Jamieson T.F.* On the cause of the depression and re-elevation of the land during the glacial period. — *Geol. Magazine*, v. 9, 1882, p. 400—407, 457—465.
- Johnsen S.J., Dahl-Jensen D., Dansgaard W., Gundesrup N.* Greenland palaeo-temperatures derived from GRIP bore hole temperature and ice core isotope profiles. — *Tellus*, v. 47B, № 5, 1995, p. 624—629.
- Johnson G.L., Vanney J.R., Hayes D.* The Antarctic continental shelf. — *Antarctic Geoscience*. Madison, Wisconsin Univ. Press, 1982, p. 995—1002.
- Jones G.A.* An abiotic central Arctic during the last glacial maximum: Evidence for an Arctic ice shelf? — *EOS. Transactions. Amer. Geophys. Union*, v. 75, 1994, p. 226.
- Jouzel J.* Calibrating the isotopic paleothermometer. — *Science*, v. 286, № 5441, 1999, p. 910—911.
- Keffer T., Martinson D.G., Corliss B.H.* The position of the Gulf Stream during Quaternary glaciations. — *Science*, v. 241, 1988, p. 440—442.
- Kleblsberg R.* Handbuch der Gletscherkunde and Glacialgeologie. Wien, Springer: Bd. 1, 1948, 403 S.; Bd. 2, 1949, 621 S.
- Kleman J., Hättestrand C., Borgström I., Stroeve A.* Fennoscandian palaeoglaciology reconstructed using a glacial geologic inversion model. — *Journ. of Glaciology*, v. 13, № 144, 1997, p. 283—299.
- Klitgaard-Kristensen D., Sejrup H.P., Haflidason H.* et al. A regional 8200 cal. yr. BP cooling event in northwest Europe, induced by final stages of the Laurentide ice-sheet deglaciation? — *Journ. of Quaternary Science*, v. 13, 1998, p. 165—169.
- Kotilainen A., Shackleton N.J.* Rapid climate variability in the North Pacific Ocean during the past 95,000 years. — *Nature*, v. 377, 1995, p. 323—326.

- Kozarski S.* Problem of Pleistocene glaciations in the mountains of East China. — *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, Bd. 1, 1963, S. 48—70.
- Kristoffersen Y., Coakley B., Jokat W.* et al. Seabed erosion on the Lomonosov Ridge, central Arctic Ocean: A tale of deep draft icebergs in the Eurasia Basin and the influence of Atlantic water inflow on iceberg motion? — *Paleoceanography*, v. 19, PA3006, 2004, p. 1—14.
- Krynine P.D.* Pleistocene glaciation of Siberia. — *Amer. Journ. of Science*, v. 234, 1937, p. 389—398.
- Kuhle M.* A relief-specific model of the ice age on the basis of uplift-controlled glacier areas in Tibet and the corresponding albedo increase as well as their positive climatological feedback by means of the global radiation geometry. — *Climate Research*, v. 20, 2002, p. 1—7.
- Lambeck K.* Constraints on the Late Weichselian ice sheet over the Barents Sea from observations of raised shorelines. — *Quaternary Science Reviews*, v. 14, 1995, p. 1—16.
- Lambeck K., Chappell J.* Sea level change through the last glacial cycle. — *Science*, v. 292, 2001, p. 679—686.
- Landvik J.Y., Bondevik S., Elverhøi A.* et al. The last glacial maximum of Svalbard and the Barents Sea area: Ice sheet extent and configuration. — *Quaternary Science Reviews*, v. 17, 1998, p. 43—75.
- Laukhin S.A.* The Late Pleistocene glaciation in the Northern Chukchi Peninsula. — *Quaternary International*, v. 41/42, 1997, p. 33—41.
- Lee J. S.* Quaternary glaciations in the Lushan area, central China. *Acad. Sinica. Inst. Geol. Nanking. Man. Ser. B*, v. 2, 1947, 37 p.
- Leffingwell E.d.K.* The Canning River region, Northern Alaska. *US Geol. Survey Prof. Paper* 109, 1919, 251 p.
- Leg 145 Scientific Party.* Paleoceanographic record of North Pacific quantified. — *EOS. Transactions Amer. Geophys. Union*, v. 74, № 36, 1993, p. 406, 411.
- Liedtke H.* Als die Weichsel noch zu Nordsee floß — Fragen der Urstromtalforschung. — *Festschrift Helmut Winz. Berlin*, 1980, S. 257—272.
- Liedtke H.* Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. 2te Auflage. Trier, Paulinus-Verlag, 1981, 308 S.+map.
- Lindstrom D.R., MacAyeal D.R.* Paleoclimatic constraints on the maintenance of possible ice-shelf cover in the Norwegian and Greenland Seas. — *Paleoceanography*, v. 1, № 3, 1986, p. 313—337.
- Lindstrom D.R., MacAyeal D.R.* Scandinavian, Siberian, and Arctic Ocean glaciation: Effect of Holocene atmospheric CO<sub>2</sub> variations. — *Science*, v. 245, 1989, p. 628—631.
- Lowe J.J., Walker M.J.C.* *Reconstructing Quaternary Environments*. 2nd edition. Hong-Kong, Longman, 1997, 446 p.
- Lubinski D.I., Korsun S., Polyak L.* et al. The last deglaciation of the Franz Victoria Trough, northern Barents Sea. — *Boreas*, v. 25, № 2, 1996, p. 89—100.
- Lundqvist J.* Glacial morphology as an indicator of the direction of glacial transport. — *Glacial Indicator Tracing*. Rotterdam—Brookfield, A.A. Balkema, 1990, p. 61—70.
- Lundqvist J.* Late Weichselian glaciation and deglaciation in Scandinavia. — *Quaternary Science Reviews*, v. 5, 1986, p. 269—292.
- Lundqvist J., Saarnisto M.* Summary of Project IGCP-253. *Quaternary International*, v. 28, 1995, p. 9—18.
- Mackay R.* Glacier ice-thrust features of the Yukon coast. — *Geogr. Bulletin*. № 13, 1959, p. 5—21.
- Mahaney W.C.* Scanning electron microscopy of Pleistocene sands from Yamal and Taz Peninsulas, Ob River estuary, northwestern Siberia. — *Quaternary International*, v. 45/46, 1998, p. 49—58.
- Mangerud J., Astakhov V., Jakobsson M., Svendsen J.I.* Huge ice-age lakes in Russia. — *Journ. of Quaternary Science*, v. 16, № 8, 2001a, p. 773—777.
- Mangerud J., Astakhov V., Murrey A., Svendsen J.I.* The chronology of a large ice-dammed lake and the Barents-Kara Ice Sheet advances, Northern Russia. — *Global Planetary Change*, v. 31, № 1—4, 2001b, p. 321—336.
- Mangerud J., Jakobsson M., Alexanderson H.* et al. Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation. — *Quaternary Science Reviews*, v. 23, № 11—13, 2004, p. 1313—1332.
- Mangerud J., Svendsen J.I., Astakhov V.I.* Age and extent of the Barents and Kara ice sheets in Northern Russia. — *Boreas*, v. 28, № 1, 1999, p. 46—80.
- Mathews W.H., Mackay J.R.* Deformation of soils by glacier ice and the influence of pore pressure and permafrost. — *Trans. Royal Soc. Can., Ser. 3. Sec. 4*, v. 54, 1960, p. 27—36.
- Matoshko A.V.* Quaternary glacial deposits and landforms of the north Timan region, Russia — A possible center of local glaciation. — *Glacial processes past and present*. Boulder, Geol. Soc. Amer. Special Paper 337. 1999, p. 179—185.
- McCarthy G.R.* Glacial boulders on the Arctic coasts of Alaska. — *Arctic*, v. 11, № 2, 1958, p. 71—85.
- McLaren A.S.* USS Queenfish's 1970 Polar Expedition. Unclassified manuscript, 1972, 10 p.
- Mercer J.H.* A former ice sheet in the Arctic Ocean? — *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*, v. 8, 1970, p. 19—27.
- Mercer J.H.* The Allerød oscillation: A European climatic anomaly? — *Arctic and Alpine Research*, v. 1, 1969, p. 227—234.
- Möller P., Bolshiyakov D.Y., Bergsten H.* Weichselian geology and palaeo-environmental history of the central Taimyr Peninsula, Siberia, indicating no glaciation during the last global glacial maximum. — *Boreas*, v. 28, № 12, 1999, p. 92—114.
- Möller P., Lubinski D.J., Ingolfsson O.* et al. Erratum to: Severnaya Zemlya, Arctic Russia: a nucleation area for Kara Sea ice sheets during the Middle to Late Quaternary. — *Quaternary Science Reviews*, v. 25, 2006, p. 2894—2936.

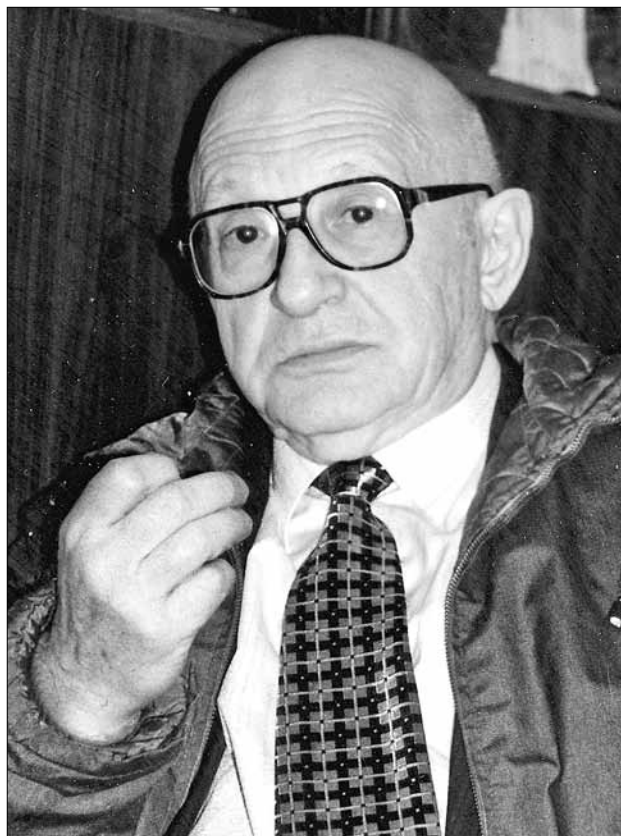
- Nelson C.H., Hopkins D.M., Scholl D.W.* Tectonic setting and Cenozoic sedimentary history of the Bering Sea. — Marine geology and oceanography of the Arctic seas. Berlin, Springer-Verlag, 1974, p. 119–141.
- O'Connor J.E., Costa J.E.* The world's largest floods, past and present — Their causes and magnitudes. US Geol. Survey Circular 1254, 2004, 13 p.
- Oba T., Yasuda H.* Paleoenvironmental change of the Kuroshio Region since the last glacial age. — The Quaternary Research, v. 31, № 5, 1992, p. 329–339.
- Okada H.* Pebbles and carbonate nodules from Deep Sea Drilling Project Leg 56 cores. — Initial Reports, the Deep Sea Drilling Project, v. 56, 57. US Gov. Printing Office. Washington D.C., 1980, p. 1089–1105.
- Okamoto Y.* Piedmont glaciation in the taiga forests of ice ages in Japan. — Quaternary Geology, Section 12. Proc. 24th Internat. Geol. Congress. Montreal, 1972, p. 175–186.
- Oldale R.N., O'Hara C.J.* Glaciotectonic origin of the Massachusetts coastal end moraines and a fluctuating late Wisconsinan ice margin. — GSA Bull., v. 95, № 1, 1984, p. 67–74.
- Ono Y., Naruze T.* Snowline elevation and eolian dust flux in the Japanese Islands during isotope stages 2 and 4. — Quaternary International, v. 37, 1996, p. 45–54.
- Ottesen D., Dowdeswell J.A., Landvik J.Y., Mienert J.* Dynamics of the Late Weichselian ice sheet on Svalbard inferred from high-resolution sea-floor morphology. — Boreas, v. 36, № 3, 2006, p. 286–306.
- Paterson W.S.B.* The Physics of Glaciers. 2nd edition. Oxford, Pergamon Press, 1981, 380 p.
- Peach B.N., Horne J.* Geology of Caithness. Mem. Geol. Surv. Scotland, 1914.
- Peacock D.* Glacial deposits of the Hebridean region. — Glacial deposits in Great Britain and Ireland. Rotterdam–Brookfield, A.A. Balkema, 1991, p. 109–116.
- Peltier W.R.* Ice age paleotopography. — Science, v. 265, 1994, p. 195–205.
- Penck A., Brückner E.* Die Alpen im Eiszeitalter, v. 1–3. Leipzig, 1909.
- Phillips R. L., Grantz A.* Quaternary history of sea ice and paleoclimate in the Amerasian basin, Arctic Ocean, as recorded in the cyclical strata of Northwind Ridge. — Geol. Soc. Amer. Bull., v. 109, № 9, 1997, p. 1101–1115.
- Phillips R. L., Grantz A.* Regional variations in provenance and abundance of ice-rafted clasts in Arctic Ocean sediments: implications for the configuration of late Quaternary oceanic and atmospheric circulation in the Arctic. — Marine Geology, v. 172, № 1–2, 2001, p. 91–115.
- Polyak L., Curry W.B., Darby D.A.* et al. Contrasting glacial/interglacial regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendeleev Ridge. — Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology, v. 203, 2004, p. 73–93.
- Polyak L., Darby D.A., Bischof J.F., Jakobsson M.* Stratigraphic constraints on late Pleistocene glacial erosion and deglaciation of the Chukchi margin, Arctic Ocean. — Quaternary Research, v. 67, 2007, p. 234–245.
- Polyak L., Edwards M.H., Coakley B.J., Jakobsson M.* Ice shelves in the Pleistocene Arctic Ocean inferred from glacial deep-sea bedforms. — Nature, v. 410, 2001, p. 453–458.
- Polyak L., Forman S.L., Herlihy F.A.* et al. Late Weichselian deglacial history of the Svyataya (Saint) Anna trough, northern Kara sea, Arctic Russia. — Marine Geology, v. 143, 1997, p. 169–188.
- Polyak L., Gataullin V., Gainanov V.* et al. Kara Sea expedition yields insight into LGM ice sheet extent. — EOS. Transactions, Amer. Geophys. Union, v. 83, 2002, p. 525–529.
- Polyak L., Gataullin V., Okuneva O., Stelle V.* New constraints on the limits of the Barents-Kara ice sheet during the Last Glacial Maximum based on borehole stratigraphy from the Pechora Sea. — Geology, v. 28, 2000, p. 611–614.
- PONAM Project Members. Polar North Atlantic margins Late Cenozoic evolution. Final Report. IREG. Strasbourg, 1995.
- Prest V.K.* Canada's heritage of glacial features. Geol. Surv. Can. miscel. Rept. 28. Ottawa, 1983, 120 p.
- Punkari M.* Function of the ice streams in the Scandinavian ice sheet: Analyses of glacial geological data from southwestern Finland. — Transactions, Royal Soc. Edinburgh. Earth Sciences, v. 85, 1995, p. 283–302.
- Punkari M.* The ice lobes of the Scandinavian ice sheet during the deglaciation in Finland. — Boreas, v. 9, 1980, p. 307–310.
- Ramsay W.* Ueber die Verbreitung von Nephelinsyenitgeschieben und die Ausbreitung des nordeuropäischen Inlandseises im nördlichen Russland. — Fennia, № 33, 1912/1913.
- Rea D.R., Shrader H.* Late Pliocene onset of glaciation: ice rafting and diatom stratigraphy of North Pacific DSPD cores. — Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology, v. 49, № 3/4, 1985, p. 313–325.
- Rinterknecht V.R., Clark P.U., Raisbeck G.M.* et al. Cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  dating of the Salpausselkä Moraine in southwestern Finland. — Quaternary Science Reviews, v. 23, № 23–24, 2004, p. 2283–2289.
- Rodeick C.A.* The origin, distribution, and depositional history of gravel deposits on the Beaufort Sea continental shelf, Alaska. U.S. Geol. Survey Open-File Report 79–234. Washington, DC, 1979.
- Rohling E.J., Pälike H.* Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8,200 years ago. — Nature, v. 434, 2005, p. 975–979.

- Rosenfeld G.A., Hussey K.M. A consideration of the problem of oriented lakes. — Proc. Iowa Academy of Sciences, v. 65, 1958, p. 279—287.
- Rutter N. Problematic ice sheets. — Quaternary International, v. 28, 1995, p. 19—38.
- Sættem J., Poole D.A.R., Ellingsen K.L., Sejrup H.P. Glacial geology of outer Bjørnøyrenna, southwestern Barents Sea. — Marine Geology, v. 103, 1992, p. 15—51.
- Salonen V.-P. Observations on boulder transport in Finland. — Geol. Surv. of Finland Special Paper 3, 1987, p. 103—110.
- Salvigen O. Radiocarbon dated raised beaches in Kong Karls Land, Svalbard, and their consequences for the glacial history of the Barents Sea area. — Geogr. Annaler, v. 63A, № 3—4, 1981, p. 283—291.
- Salvigen O., Adrielsson L., Hjort C. et al. Ice movements in eastern Svalbard. — LUNDQUA Report, v. 35, 1992, p. 9—16.
- Scambros T., Hulbe C., Fahnestock M. A shattered shelf-image or ice shelf collapse and glacier response in the Antarctic Peninsula. Powerpoint Presentation. National Snow and Ice Data Center. Boulder, Co., 2004.
- Scholl D.W., Buffington E.C., Hopkins D.M., Alpha T.R. The structure and origin of the large submarine canyons of the Bering Sea. — Marine Geology, v. 8, № 3—4, 1970, p. 187—210.
- Schytt V., Hoppe G., Blake W., Jr., Grosswald M.G. The extent of the Würm glaciation in the European Arctic. — Publ. № 79 de l'Association Internationale d'Hydrologie Scientifique, Gentbrugge, 1968, p. 207—218.
- Serebryanny L., Malyasova E. The Quaternary vegetation and landscape evolution of Novaya Zemlya in the light of palynological records. — Quaternary International, v. 45—46, 1998, p. 59—70.
- Shiga K., Fukuzawa H., Koizumi I. Environmental change in the Okhotsk Sea during the last 22 ky. — The Earth Monthly, v. 16, 1994, p. 703—708 (In Japanese).
- Shoemaker E.M. Subglacial water-sheet floods, drumlins and ice-sheet lobes. — Journ. of Glaciology, v. 45, № 150, 1999, p. 201—213.
- Show J. The meltwater hypothesis for subglacial landforms. — Quaternary International, v. 90, 2002, p. 5—22.
- Show J., Kvill D.R., Rains B. Drumlins and catastrophic subglacial floods. — Sedimentary Geology, v. 62, 1989, p. 177—292.
- Siegert M.J., Dowdeswell J.A., Melles M. Late Weichselian glaciation of the Russian High Arctic. — Quaternary Research, v. 52, № 3, 1999, p. 273—285.
- Sikes E.L., Samson C.R., Guilderson T.P., Howard W.R. Old radiocarbon ages in the southwest Pacific Ocean during the last glacial period and deglaciation. — Nature, v. 405, 2000, p. 555—559.
- Solheim A., Kristoffersen Y. Sediments above the upper regional unconformity: Thickness, seismic stratigraphy and outline of the glacial history. Oslo, Norsk Polarinstutt, 1984, 26 p.
- Solheim A., Russwurm L., Elverhøi A. et al. (eds.). Impact of glaciations on basin evolution: Data and models from the Norwegian margin and adjacent areas (Global and Planetary Change, v. 12), 1996, 450 p.
- Solheim A., Russwurm L., Elverhøi A., Nyland Berg M. 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. Geol. Soc. Spec. Publ. № 53, 1990, p. 253—268.
- Spielhagen R.F., Baumann K.-H., Erlenkeuser H. et al. Arctic Ocean deep-sea record of northern Eurasian ice sheet history. — Quaternary Science Reviews, v. 23, № 11—13, 2004, p. 1455—1483.
- Stäblein G. Die pleistozäne Vereisung und ihre isostatische Auswirkungen im Bereich des Bellsunds (West Spitzbergen). — Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 20, 1969, S. 123—130.
- Strömberg B. Glacial striae in southern Hinlopenstretet and Kong Karls Land, Svalbard. — Geogr. Annaler, v. 54A, 1972, p. 53—65.
- Strömberg B. Late Weichselian deglaciation and clay varve chronology in East-Central Sweden. Sveriges Geol. Under-sökning. Ser. Ca.73, 1989, 70 p.
- Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. — Quaternary Science Reviews, v. 23, № 11—13, 2004, p. 1229—1271.
- Svendsen J.I., Astakhov V.I., Bolshiyakov D.Yu. et al. Maximum extent of the Eurasian ice sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian. — Boreas, v. 28, № 1, 1999, p. 234—242.
- Svensson H. Recording marginal glacial deposits by satellite imagery. — Geogr. Annaler, v. 63A, № 3—4, 1981, p. 175—182.
- Sweeney J.F. Arctic sea floor structure and tectonic evolution. — Paleoreconstruction of the continents. Geodynamics Series, v. 2, 1981, p. 55—64.
- Swathinbank C. Glaciological research in the Antarctic Peninsula. — Phil. Trans. Royal Soc. London, Ser. B, v. 279, 1977, p. 161—183.
- Tarasov L., Peltier W.R. Arctic freshwater forcing of the Younger Dryas cold reversal. — Nature, v. 435, 2005, p. 662—665.
- Thiede J., Bauch H., Hjort C., Mangerud J. (eds.). The late Quaternary stratigraphy and environments of Northern Eurasia and adjacent Arctic seas — new contribution from QUEEN. — Global Planetary Change, v. 31, № 1—4, 2001, p. 1—474.
- Thomson W. Polar ice caps and their influence on changing sea levels. // Transactions, Geol. Soc. Glasgow, v. 8, 1888, p. 322—340.
- Thorson R.M. Glacial tectonics: A deeper perspective. — Quaternary Science Reviews, v. 19, 2000, p. 1391—1398.

- Torell O.* Undersökningar över istiden (Исследования ледникового периода). — Öfversigt af Kongl. Vetenskaps-Akademiens Förhandlingar, 1872, p. 25—66; 1873, p. 47—64; 1887, p. 429—437.
- Turner M.D., Zeller E.J., Dreschhoff G.A., Turner J.C.* Impact of ice-related nutrients on glacial margin environments. — Ice Age People of North America. Corvallis, Oregon, Oregon State Univ. Press, 1999, p. 42—77.
- Tveranger J., Astakhov V., Mangerud J.* The margin of the last Barents-Kara ice sheet at Markhida, northern Russia. — Quaternary Research, v. 44, № 3, 1995, p. 328—340.
- Tveranger J., Astakhov V.I., Mangerud J., Svendsen J.I.* Surface form of the south-western sector of the last Kara Sea ice sheet. — Boreas, v. 28, № 1, 1999, p. 81—91.
- Vågnes E.* Cenozoic deposition in the Nansen Basin, a first-order estimate based on present-day bathymetry. — Global and Planetary Change, v. 12, 1996, p. 149—157.
- Vaughan D.G., Sievers J., Doake C.S.M. et al.* Subglacial and seabed topography, ice thickness and water column thickness in the vicinity of Filchner-Ronne-Schelfeis, Antarctica. — Polarforschung, Bd. 64, № 2, 1994, p. 75—88.
- Verbitsky M.Y., Oglesby R.J.* The effect of atmospheric carbon dioxide concentration on continental glaciation of the Northern Hemisphere. — Journ. of Geophys. Research, v. 97, № D5, 1992, p. 5895—5909.
- Vogt R., Crane K., Sundvor E.* Deep Pleistocene iceberg plowmarks on the Yermak plateau: Sidescan and 3.5 kHz evidence for thick calving ice fronts and a possible marine ice sheet in the Arctic Ocean. — Geology, v. 22, № 5, 1994, p. 403—408.
- Vorren T.O.* Glaciations of the Barents Sea — An overview. — Sveriges Geol. Undersökning, Ca81, 1992, p. 367—372.
- Vorren T.O., Hald M., Lebesbye E.* Late Cenozoic environments in the Barents Sea. — Paleoceanography, v. 3, 1988, p. 601—612.
- Vorren T.O., Kristoffersen Y.* Late-Quaternary glaciation in the south-western Barents Sea. — Boreas, v. 15, № 1, 1986, p. 51—59.
- Vorren T.O., Laberg J.S., Blaume F. et al.* The Norwegian-Greenland continental margins: Morphology and late Quaternary sedimentary processes and environment. — Quaternary Science Reviews, v. 17, 1998, p. 273—302.
- Whewell W.* The philosophy of the inductive sciences founded upon their history. London, Cass, 1840.
- Williams D.F., Moore W.S., Fillon R.H.* Role of glacial Arctic Ocean ice sheet in Pleistocene oxygen isotope and sea level records. — Earth Planetary Science Letters, v. 56, 1981, p. 157—166.
- Yesner R.D.* Human dispersal into interior Alaska: antecedent conditions, mode of colonization, and adaptations. — Quaternary Science Reviews, v. 20, № 1—3, 2001, p. 315—328.
- Yokoyama Y., Lambeck K., De Deckker P. et al.* Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. — Nature, v. 406, 2000, p. 713—716.
- Zreda M., England J., Phillips F. et al.* Unblocking of the Nares Strait by Greenland and Ellesmere ice-sheet retreat 10,000 years ago. — Nature, v. 398, 1999, p. 139—142.



## Вехи жизни М.Г. Гросвальда



5 октября 1921 г. — родился в г. Грозный, на Старогрозненских нефтяных промыслах в семье инженера.

1939 г. — окончил московскую школу-десятилетку № 342.

1939—1950 гг. — служил в Красной армии — от рядового солдата до кадрового офицера в частях ПВО. Участник Великой Отечественной войны, в том числе — обороны Москвы.

1950—1954 гг. — учился на географическом факультете (кафедра геоморфологии) МГУ.

1953—1956 гг. — геоморфолог Тувинской экспедиции треста «Аэрогеология» Министерства геологии СССР.

С декабря 1956 г. — сотрудник отдела гляциологии Института географии АН СССР.

1957—1959 гг. — участник экспедиции Международного геофизического года на Землю Франца-Иосифа. В 1973 г. результаты проведенных исследований были опубликованы в коллективной монографии «Оледенение Земли Франца-Иосифа».

1962 г. — в статье «Древние береговые линии Земли Франца-Иосифа и позднеантропогенная история ее ледниковых покровов» (МГИ, № 9) сделал вывод о вероятности покровного оледенения шельфа Баренцева моря. Именно эта статья стала первым «камнем» в создании гипотезы М.Г. Гросвальда о покровных оледенениях.

1963 г. — защитил кандидатскую диссертацию на тему «Современное и древнее оледенение, антропогенный вулканизм и неотектоника Северо-Восточной Тувы и сопредельных районов Восточного Саяна». В 1965 г. переработанная диссертация издана в виде книги «Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья» (первая монография).

Декабрь 1965 — май 1966 г. — участвовал в 11-й Советской антарктической экспедиции.

1966 г. — работал на Шпицбергене в составе шведской экспедиции. В отчете о проведенных исследованиях был сделан вывод о покровном оледенении северо-западной окраины Баренцева моря.

- 1968, 1969 гг. — экспедиции в Гренландию.
- 1968 г. — первая зарубежная лекционная поездка (в Канаду).
- 1972—1973 гг. — работал в Канаде по научному обмену, в том числе — участвовал в полевых работах в Канадской Арктике. Убедился, что в Американской Арктике четвертичные оледенения также охватывали не только сушу, но и континентальные шельфы, а на этих шельфах, а возможно и к северу от них существовали собственные центры растекания льда.
- 1974 г. — экспедиция с «Аэрогеологией» на Таймыр.
- 1974—1975 гг. — работал в США, участвовал в полевых работах по американской антарктической программе. Познакомился с Терри Хьюзом.
- 1977 г. — пересек Памир и заключил, что в ледниковый период Восточный Памир захватывался ледниковой шапкой, покрывавшей также Западный Памир, что противоречило сложившимся взглядам о безледности Восточного Памира.
- 1978, 1981 гг. — поездки по Оби и Енисею. Пришел к окончательному убеждению, что древние оледенения Западной Сибири были связаны со льдами, надвигавшимися со стороны Карского моря.
- 1981 г. — защитил докторскую диссертацию «Покровные ледники континентальных шельфов». Позднее она опубликована в двух вариантах — в полном, в издательстве «Наука» («Покровные ледники континентальных шельфов», 1983), и в сокращенном, в ВИНТИ («Оледенение континентальных шельфов», 1984).
- 1981 г. — участвовал в Северо-Восточной экспедиции Института океанологии АН СССР, изучавшей подводную окраину Чукотки, и пришел к выводу о покровном оледенении Берингии. В дальнейшем эта идея стала составной частью главной концепции капитального труда о происхождении народов Северной Америки, выпущенного в 1999 г. Орегонским университетом (США).
- 1987 г. — вышла в свет коллективная монография «Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном», в которой, совместно с Л.Н. Глебовой и В.Н. Орлянкиным, опубликована первая карта сартанского оледенения восточной части СССР, где были отражены горно-покровные комплексы хребтов Черского, Верхоянского, Сунтар-Хаята, Колымского и др.
- 1988 г. — создал новую концепцию строения и истории развития Новосибирских островов, показав, что о. Анжу — это полузатопленный краевой ледниковый комплекс.
- 1989 г. — экспедиция в Тикси. Результатом поездки стал вывод о том, что этот район подвергался воздействию льда, надвигавшегося с северо-востока. Пришел (уже не в первый раз) к мысли о мощных напорных потоках воды, вырывавшихся из-под льда. В этот год начато долгое сотрудничество с Мэнским университетом (США).
- 1990 г. — награжден Большой серебряной медалью Линнея Шведской академии наук.
- 1991—1997 гг. — участвовал в качестве лектора в туристических круизах на российских атомных ледоколах в Арктике, что позволило побывать во многих арктических районах.
- 1992—1993 гг. — выдвинул и развил гипотезу о том, что ориентированные озера приморских арктических равнин представляют собой ледниковые формы рельефа.
- 1993 г. — присуждена степень Почетного доктора Шведской академии наук.
- Середина 1990-х годов — обратился к проблемам ледниковой палеогидрологии и объяснил механизм локальных и континентальных гидросферных катастроф, рассматривая их водные массы как компоненты единых ледниковых систем.
- 1996 г. — поездка в Японию, итогом которой стала новая концепция ледникового периода Японских островов.
- 1997 г. — выходит в свет Атлас снежно-ледовых ресурсов мира, в который вошли карты, отражавшие идею Панарктического ледникового покрова.
- 1999 г. — опубликована монография «Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики». В 2001 г. за эту книгу была присуждена премия имени А.А. Григорьева Российской академии наук.
- 2000-е годы — предложена «центробежная» модель развития оледенения Северного полушария, в соответствии с которой великие ледниковые покровы зарождались в центре Арктики и со стороны океана трансгрессировали на окружающие шельфы и сушу.
- 2002 г. — в журнале «Quaternary Science Reviews», в совместной с Т. Хьюзом статье «The Russian component of an Arctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum» представлена новая, трехмерная, реконструкция Панарктического ледникового покрова, включившая Баренцево-Карский, Восточно-Сибирский, Берингийский и Охотский ледниковые покровы. Она учла все новые данные, включая расширение границ покрова в результате гравитационного коллапса его щитов.
- Октябрь 2005—ноябрь 2007 г. — работал над монографией «Оледенение Русского Севера и Северо-Востока в эпоху последнего великого похолодания». Работа осталась незавершенной в связи со смертью автора 16 декабря 2007 г.
- Более подробно биография М.Г. Гросвальда изложена в его автобиографической книге «Полвека в поиске отзвуков великих оледенений» (М., «Научный мир», 2004).



## Читайте в следующем выпуске

В следующем, 107-м выпуске «Материалов гляциологических исследований» мы помещаем вторую подборку материалов 14-го гляциологического симпозиума, состоявшегося осенью 2008 г. в Иркутске. В этой подборке приводятся тексты докладов, касающихся гляциологической картографии от МГГ до МПГ, технологии картографо-аэрокосмического мониторинга оледенения Эльбруса, изменчивости факторов, определяющих динамику ледников Эльбруса, ежегодных изменений площади оледенения речных бассейнов Средней Азии, оценки полей гляциологических характеристик для ледников северо-восточной части Сибири и Камчатки по одному из климатических сценариев, закономерностей распределения ледниковых льдов и оценки их запасов и динамики в Русском Алтае, гляциально-мерзлотных каменных образований Алтая и их изменений, развития структурно-стратиграфических исследований снежного покрова, исследований микро- и мезомасштабной структуры поля снежного покрова в горах на основе технологии лазерного сканирования, воспроизведения водного эквивалента снега математическими моделями разной степени сложности, современных изменений снежности территории Казахстана, потоков энергии в снежных лавинах, сдвиговых испытаний снега на прочность и методов их интерпретации для оценки устойчивости снега на склоне.

В разделе «Тематические и региональные работы» рассматриваются гляциоклиматические условия Международного полярного года 2007—2008 в Арктике и изменчивость баланса массы арктических ледников, формирование и эволюция климатически значимых аномалий солёности поверхностных вод в системе Северный Ледовитый океан — Северная Атлантика, толщина, внутреннее строение и подлёдный рельеф ледникового плато Левингстон в Антарктиде по данным радиозондирования, вероятностная оценка возможной эволюции оледенения и стока Кыргызстана при прогнозируемых климатических изменениях, реконструкция фаз дегляциации ледников северной Монголии за последние 450 тыс. лет, грядовый рельеф Курайской котловины Горного Алтая и новые гипотезы его происхождения, оценка изменений снегозапасов на территории Северной Евразии в начале XXI в. (на основе модельных прогнозов зимних температур и осадков), влияние метеорологических условий на интенсивность таяния и опреснение минерализованного искусственного фирна.

Помещена подборка из семи статей о пещерных льдах (на английском языке), принадлежащих перу специалистов из России, Словении, Румынии и Италии.

В рубрике «Научные сообщения» читатель найдет статьи об экспедиции на Восточный Таймыр, о влиянии изменений климата на гидрометеорологические явления на Центральном Кавказе, сравнительной статистике натурных и модельных катастрофических лавин, метеорологической характеристике ледника Туюксу в Заилийском Алатау.

Публикуется аннотированная библиография русскоязычной литературы по гляциологии за 2007 год, обзор 50-летних гляциологических исследований в Казахстане, материалы к 110-летию со дня рождения основоположника отечественного снеговедения Г.Д. Рихтера, 100-летию профессора Г.К. Тушинского и 100-летию профессора О.А. Дроздова.

Слово редактора	2	3.2.3. Ледниковый рельеф шельфа Восточной Сибири	85
Предисловие	9	3.2.4. Дислокации, переуплотнение донных илов, ложбины Макларена	90
1. Введение	11	3.3. Явления ледникового подпруживания	90
1.1. История проблемы	11	3.3.1. Лено-Вилуйское, Янское и другие озера	91
1.1.1. Начало	11	3.3.2. Оледенение и едома, ориентированные формы рельефа тундр	92
1.1.2. Авторская концепция последнего оледенения	13	3.3.3. Пластовые залежи подземных льдов	95
1.1.3. Последний миллиард лет оледенений	14	3.4. Обсуждение и выводы	95
1.1.4. Минималистские модели	14	3.4.1. Восточносибирский ледниковый покров	96
1.2. Методы реконструкций, проверка результатов	16	3.4.2. И еще раз — о согласованности	96
1.2.1. Геологический и геофизический методы	16	4. Шельфовый ледник Арктического бассейна	97
1.2.2. Палеогляциологические методы	17	4.1. Вводные замечания	97
1.2.3. Методы верификации результатов	18	4.2. Арктический шельфовый ледник	97
1.3. Терминология (глоссарий)	19	4.2.1. Аргумент баланса массы	98
2. Ледниковые покровы. Русский Север	21	4.2.2. Шельфовый ледник — стабилизатор	100
2.1. Вводные замечания	21	4.2.3. Шельфовый ледник — дефлектор	100
2.1.1. Оледенение Западной Европы	21	4.2.4. Биологические эффекты ледника	101
2.1.2. Проблемы оледенения Баренцево-Карского шельфа	25	4.2.5. Шельфовый ледник и геология дна Северного Ледовитого океана	101
2.2. Баренцево-Карский ледниковый покров	25	4.3. Обсуждение и выводы	103
2.2.1. Краткая история концепции	26	5. Ледниковые покровы. Северо-Восток Евразии	105
2.2.2. Аргумент траекторий разноса эрратики	26	5.1. Вводные замечания	105
2.2.3. Аргумент «раковинной эрратики», или shelly drift	28	5.2. Берингийский ледниковый покров	106
2.2.4. Аргумент ориентировки ледниковых шрамов и дислокаций	29	5.2.1. Чукотский полуостров и шельф Чукотского моря	106
2.2.5. Аргумент строения дна Баренцева и Карского морей	42	5.2.2. Корякское нагорье и Камчатка	111
2.2.6. Краевые ледниковые образования приморской суши	48	5.2.3. Берингово море	111
2.2.7. Аргумент гляциоизостатических движений коры	63	5.2.4. Алеутско-Командорская островная дуга	113
2.3. Путоранский ледниковый комплекс	64	5.2.5. Берингов шельфовый ледник	113
2.4. Прогляциальные озера	66	5.2.6. Интерпретация подводного рельефа	114
2.4.1. Подпрудные озера в ПЛМ	66	5.2.7. Выводы	115
2.4.2. География и возраст спиллвеев	67	5.3. «Морской» ледник Охотского моря	115
2.4.3. Каспийский бассейн в ПЛМ	68	5.3.1. Охотское море и его обрамление	115
2.4.4. Подпрудные озера в позднеледниковые	68	5.3.2. Рельеф и геология дна	115
2.5. Обсуждение и выводы	69	5.3.3. Интерпретация форм и отложений дна	116
2.5.1. Минималистские реконструкции, старые и новые	69	5.3.4. Курильская островная дуга и шельфовый ледник	118
2.5.2. Максимальная модель	70	5.3.5. Реорганизации приохотской системы стока	119
2.5.3. Что противостоит максимальной модели	75	5.3.6. Выводы	120
2.5.4. Наконец — о самих датировках	76	5.4. Последнее великое похолодание в Северной Пацифике	120
3. Ледниковые покровы. Север Восточной Сибири	79	5.5. Обсуждение и выводы	123
3.1. Вводные замечания	79	6. Заключение. Природная среда Северного полушария в ледниковый период. Русский компонент Великого Арктического ледникового покрова, его особенности и эффекты	127
3.2. Восточносибирский ледниковый покров	80	Литература	133
3.2.1. Топ-даун модели	80		
3.2.2. Дефлексия карского льда	80		