

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РФ



ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Н.С. Евсева, Т.Н. Жилина

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ
КОНЦА ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА
И ГОЛОЦЕНА
(КОРРЕЛЯЦИЯ СОБЫТИЙ)**

*Допущено Учебно-методическим объединением
по классическому университетскому образованию РФ
в качестве учебного пособия для студентов высших учебных
заведений, обучающихся по направлению «021000.68 – География»*



Томск – 2010

УДК 551.8
ББК 26.33я73
Е 25

Евсеева Н.С., Жилина Т.Н. Палеогеография конца позднего плейстоцена и голоцена (корреляция событий): учебное пособие. – Томск: Изд-во НТЛ, 2010. – 180 с.

ISBN 978-5-89503-438-5

Учебное пособие «Палеогеография конца позднего плейстоцена и голоцена (корреляция событий)» – часть учебного курса «Палеогеография», посвящено более глубокому анализу основных палеогеографических событий позднеледникового и голоцена. Это связано с тем, что в настоящее время резко возросло внимание общества к природной среде, ее экологии и прогнозированию возможного развития. Вследствие этого географам, экологам и др. специалистам необходимо знать основные палеогеографические события голоцена (последних 10 тыс. лет в истории Земли). В голоцене происходили значительные и периодические колебания климата, миграции границ природных зон, динамика ледников и др. В пособии рассмотрены проблемы нижней границы голоцена, его расчленения, межрегиональной корреляции, предлагается вниманию обобщение разносторонней палеогеографической информации по регионам мира, а также на примере Западно-Сибирской равнины. Без хронологической основы периодизации палеоклиматических изменений невозможно определить закономерности климатического тренда и прогноз глобальных и региональных масштабов. Так, в связи с проблемой глобального потепления климата весьма важным, по мнению академика А.Л. Яншина, является изучение голоценового оптимума (5 – 8 тыс. лет назад), как одной из ближайших к нашему времени эпох с климатом более теплым, чем современный. Для более полного понимания изменений природы в голоцене в пособии рассмотрены основные события позднего плейстоцена. С целью методической помощи студентам, аспирантам в работе по проблемам голоцена приведен обширный список литературы (отечественной и иностранной).

Для студентов высших учебных заведений, обучающихся по географическим специальностям.

УДК 551.8
ББК 26.33я73

Рецензенты:

Окишев П.А., доктор географических наук, профессор;

Дюкарев А.Г., доктор географических наук, профессор.

ISBN 978-5-89503-438-5

© Н.С. Евсеева, Т.Н. Жилина, текст, 2010
© Томский госуниверситет, 2010
© Оформление. Дизайн.
ООО «Издательство НТЛ», 2010

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
Глава 1. Основные палеогеографические события конца позднего плейстоцена	8
1.1. Понятие о палеогеографических кризисах	8
1.2. Ледниковые события.....	9
1.3. Вечная мерзлота – подземное оледенение.....	17
1.4. Лессы внеледниковых областей.....	18
1.5. Колебания уровней внутриконтинентальных водоемов.....	28
1.6. Развитие событий в Мировом океане.....	30
1.7. Растительный и животный мир конца позднего плейстоцена	33
1.7.1. Растительность в период последнего оледенения	33
1.7.2. Фауна млекопитающих	41
1.7.3. О миграциях флоры и фауны.....	50
Глава 2. Временные границы голоцена и его стратиграфическое расчленение.....	60
2.1. Граница между плейстоценом и голоценом.....	60
2.2. Общие принципы периодизации и корреляции голоценовых отложений	61
Глава 3. Основные палеогеографические события голоцена	66
3.1. Палеоклиматы, палеоландшафты Северной Евразии, других регионов суши в голоцене и их корреляция	67
3.2. Голоценовые события в приполярных областях, океане и внутриконтинентальных водоемах	70
3.3. Пребореальный период голоцена	74
3.4. Бореальный период голоцена.....	76
3.5. Атлантический период голоцена	83
3.6. Суббореальный период голоцена.....	91
3.7. Субатлантический период голоцена.....	94
3.7.1. Климат последнего тысячелетия.....	95
3.7.2. Малый ледниковый период и его причины.....	97
Глава 4. Голоцен Западно-Сибирской равнины	105
4.1. Палеоклиматы и палеоландшафты голоцена Западно-Сибирской равнины	105
4.2. Малый ледниковый период	117
4.3. Колебания уровня степных озер	125
4.4. Палеогеографическая обстановка, вечная мерзлота и ее динамика в конце позднего плейстоцена и голоцене	133
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	144
ЛИТЕРАТУРА	146
ПРИЛОЖЕНИЯ	161

ВВЕДЕНИЕ

*Девиз палеогеографии:
«От настоящего к прошлому, от
прошлого – к настоящему и будущему»*

В настоящее время резко возросло внимание общества к природной среде, ее экологии, охране и прогнозированию возможного развития. Современные природные условия, воспринимаемые через окружающие ландшафты, возникли в результате длительной эволюции всех компонентов природы. Общую историю развития Земли, ее географической оболочки можно проанализировать с помощью **палеогеографии**. Термин «палеогеография» означает «описание древней Земли» (от греч. палео – древний, гео – земля, графия – пишу). В современном понимании *палеогеография – наука, изучающая географическую оболочку геологического прошлого, ее строение, состояние и историю развития* (Свиточ и др., 2004).

Главной задачей палеогеографии является пространственно-временное изучение строения, состава, структуры и закономерностей развития древней географической оболочки Земли, возникновения и эволюции основных геосферных оболочек. Существуют различные классификации палеогеографии. Например, Н.М. Страхов разделял палеогеографию на **собственно палеогеографию**, занимающуюся пространственными реконструкциями, и **биономию**, восстанавливающую физико-географические условия прошлого.

Дробная тематическая классификация палеогеографии предложена М.Ф. Векличем (1990) и вслед за ним В.И. Славиним и Н.А. Ясамановым (рис. 1). В рамках палеогеографии А.А. Величко вычленил новое научное направление – **эволюционную географию**.

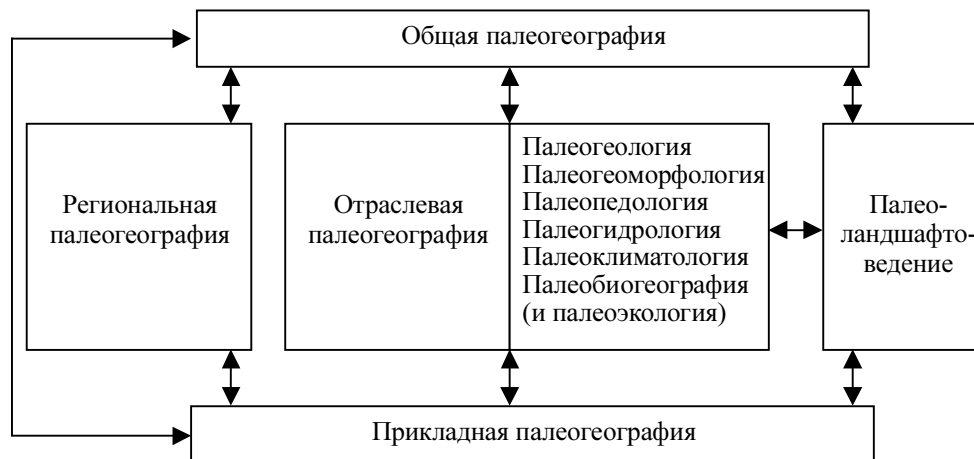


Рис. 1. Основные части и отрасли палеогеографии (Веклич, 1990)

В зависимости от целевых задач палеогеографию подразделяют на **общую** (синтез палеогеографических данных и рассмотрение прошлого географической оболочки в целом), **частную** (анализ конкретных палеогеографических аспектов, состоит из компонентной, региональной и исторической палеогеографии) и **прикладную** как сферу применения палеогеографических данных для практических целей – это выявление полезных ископаемых, прогностическое, когда названные данные используют для долгосрочного географического прогноза, для геоэкологического направления и т.д.

Географическая оболочка Земли – древнее образование, она возникла на этапе формирования Земли как планеты, т.е. около 4,5 млрд лет назад, и на разных временных отрезках ее истории имела характерные особенности. Вследствие этого палеогеографию, как и любую историческую науку, можно разделить *хронологически*, например, по основным подразделениям геологической шкалы (эры, периоды, эпохи, века и т.д.). Так, М.Ф. Веклич (1977, 1990) предложил выделять *современную географическую оболочку* и *древнюю (или палеогеографическую) географическую оболочку*. Границу между ними он проводит между плейстоценом и голоценом, поскольку в течение значительной части голоцена природа земной поверхности была близка к существующей в настоящее время (без учета изменения ее человеком). А.Е. Ферсман в 1955 году выделял *древнюю* (доголоценовую), *голоценовую* и *современную* – ныне существующую (последние примерно 100 – 150 лет) природу земной поверхности.

Голоцен – самый последний период в истории Земли. В голоцене происходили значительные и периодические колебание климата, которые, в свою очередь, вызывали миграцию границ природных зон, изменение ареалов представителей растительного и животного мира, динамику ледников, колебание уровня Мирового океана, накопление торфяных залежей и сапропелевых осадков и т.д. Эти изменения не могли не оказать влияние на размещение населения и образ его хозяйственной деятельности. В пособии предлагается обобщение разносторонней палеоклиматической информации, которая опирается на принцип актуализма и метод палеоклиматических аналогий с учетом современной ландшафтной и климатической зональности Земли в целом, а также на примере Западной Сибири. Без хронологической основы периодизации палеоклиматических изменений невозможно определить закономерности климатического тренда и прогноз глобальных и региональных масштабов. Так, в связи с проблемой глобального потепления климата весьма важным, по мнению А.Л. Яншина (1997, 2002), является изучение палеогеографии *голоценового оптимума* как одной из ближайших к нашему времени эпох с климатом, более теплым, чем современный. К.К. Марков подчеркивал, что рациональный прогноз может осуществляться для тех компонентов природы, развитие (саморазвитие) которых известно.

В то же самое время при палеогеографических исследованиях необходимо учитывать весьма важную проблему – *проблему пространства-времени*. В самых общих чертах понятие пространства-времени представляет собой философскую категорию, отражающую всеобщие формы бытия материи, ее гносеологические корни уходят к трудам античных авторов (Аристотель, Лукреций Кар и др.), отмечавших неразрывную связь этих понятий. В науках о Земле, в частности в палеогеографии, проблема пространства-времени – это хронологическая оценка проявления каких-либо природных процессов, происходивших в разных частях пространства (Свиточ и др., 2004). Конкретные вопросы пространственно-временных отношений возникли еще в прошлом веке и были связаны с анализом «гомотаксиса» – близкой последовательности напластований, характеризующихся сходной фауной. Впервые Т. Хаксли, а позже У. Метью отмечали, что одинаковая последовательность событий – это еще не одновременность. Г. Осборн, напротив, считал синхронной эволюцию млекопитающих разных континентов. В. Рамсей на примере разновременности образования береговой линии озер Скандинавии назвал это явление *метахронностью* или запаздыванием.

Проблема пространственно-временных отношений в палеогеографии сформулирована К.К. Марковым, который рассмотрел развитие четвертичных ледников и отметил, что в связи с большим разнообразием географических условий на поверхности Земли оледенения, возникнув под влиянием общих причин, развиваются не одновременно и даже противоположно. Лежащие в основе представлений К.К. Маркова общие положения о неадекватном отражении элементами географической оболочки каких-либо природных процессов

очевидны и в целом не вызывают сомнения у большинства исследователей. При этом полным совпадением каких-либо событий следует считать только те, которые укладываются в один временной интервал. Однако, учитывая состояние методов абсолютного датирования, фактологический дефицит, связанный с перерывами осадконакопления, размывами и длительностью геологического времени, события можно считать относительно синхронными, если максимум их проявления совпадает. Если же этого не отмечается, то события **асинхронны**.

При пространственно-временном анализе палеогеографических событий интересно установление *иерархической зависимости и последовательности* восприятия (рис. 2). Известно, что в природе существует иерархия процессов и компонентов по степени их взаимосвязи и отражения внешних воздействий. В одном временном интервале прямое воздействие, как правило, проявляется синхронно (например, тепловой баланс Солнца – температурный климатический режим; растительность – растительноядная фауна). Чем опосредованнее влияние, тем больше вероятность хронологического несовпадения вызванных изменений. Отсюда очевидна **синхронность** крупных температурных изменений климата, прямо связанная с лучистой энергией Солнца, и **метахронность** колебаний увлажнения, лишь опосредованно (через океан и рельеф) связанных с солнечной радиацией.

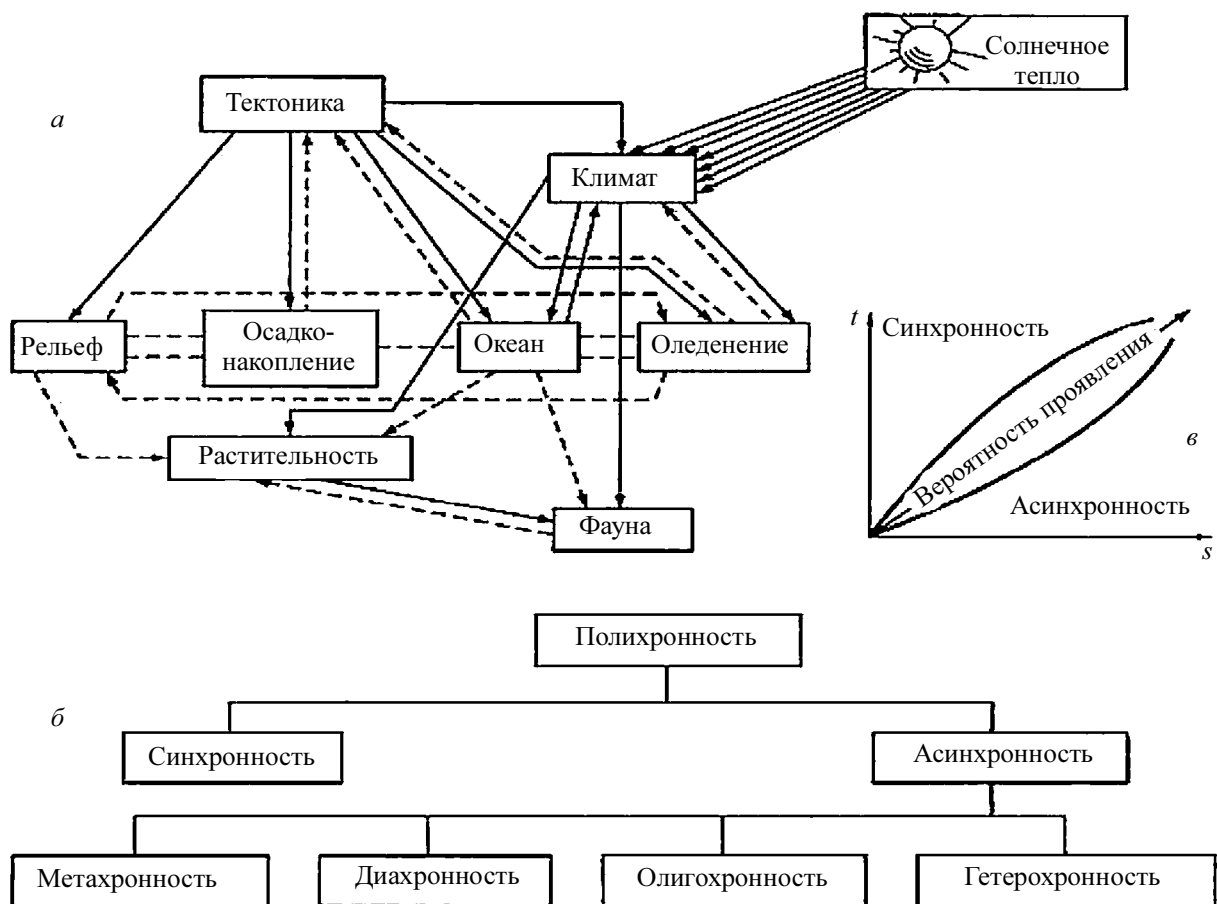


Рис. 2. Иерархия процессов и компонентов природы (а), их временных отношений (б) и степень проявления синхронности – асинхронности (в) в зависимости от времени (t) и пространства (s) (Свиточ и др., 2004). Пунктирные линии – менее устойчивые связи между процессами

В плейстоцене для разных процессов и компонентов природы отмечается *разнообразие проявления во времени и пространстве*, причем в равной степени развитие могло происходить одновременно и не одновременно и осуществляться в разных сочетаниях у одних и

тех же природных процессов. Эти пространственно-временные свойства природы называются по-разному. Одновременно протекавшие – как *синхронные*, или *изохронные*, не одновременно – как *асинхронные* с более конкретными определениями: *метахронные* (от греч. *meta* – после, за, через + *chronos* – время), *гетерохронные* (*heteros* – другой...), *диахронные* (*dia* – раз, пере...), *олигохронные* (*olygos* – немногий, незначительный) и др. Все эти термины ввиду своей четкой определенности не могут в целом охарактеризовать отмеченное выше свойство природного процесса. Исходя из этого, предложено понятие «*полихронность*» (Свиточ, 1987) (от *poly* – много + *chronos*) – *свойство различных компонентов и процессов природы проявляться в пространстве в разных (многих) временных соотношениях* как одновременно, так и не одновременно. Полихронность не подменяет понятий «синхронность» и «асинхронность» (в том числе «метахронность»), которые представляют собой более частные свойства природного процесса (см. рис. 2), в совокупности составляющие его более общую «полихронную» черту, свойственную всем древним геологическим периодам. Процессы и компоненты природы, тесно связанные с колебаниями климата (температурными), в основном проявляются более или менее синхронно, и, наоборот, процессы, обусловленные характером тектонических движений, обычно проявляются асинхронно.

Если рассматривать проявления синхронности и асинхронности природного процесса во времени, то нетрудно заметить, что с увеличением хронологического объема отрезка повышается вероятность синхронного проявления какого-либо события. При уменьшении длительности интервала времени резче проявляются черты асинхронности. Например, ход климатических изменений, материковых оледенений, появление новых растительных сообществ и фаунистических комплексов в масштабе последнего геологического периода и его эпох в целом, по-видимому, совпадали. Ход этих же явлений в диапазоне нескольких тысяч лет часто протекал несинхронно. Наоборот, при анализе фактора пространства выясняется, что одновременность проявления какого-либо события увеличивается при уменьшении пространственных рамок, в то время как на обширных площадях вероятность несовпадения хода события больше. Так, развитие ледников соседних горных хребтов чаще будет более сходным, чем развитие горных ледников разных материков. Следовательно, обнаруживается определенная связь между ходом проявления природных процессов и масштабом пространственно-временных отношений. При этом возможность асинхронного осуществления событий повышается при уменьшении временного диапазона и увеличении пространственных рамок, а в противоположном случае увеличивается вероятность синхронного проявления событий.

Для более полного понимания изменений природы в голоцене в пособии рассмотрены основные события конца позднего плейстоцена и понятие о палеогеографических кризисах.

Глава 1

ОСНОВНЫЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ КОНЦА ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА

1.1. Понятие о палеогеографических кризисах

Отличительной чертой четвертичного периода является его незавершенность как геологического периода, и, если учитывать длительность более ранних ледниковых эпох планеты и продолжительность предшествующих геологических этапов, он продлится еще несколько десятков миллионов лет. Четвертичный период характеризуется усилением разнообразия природного процесса – обострением индивидуальных отличий в развитии отдельных компонентов, неповторимостью его природы в целом.

В развитии природы в четвертичном периоде, как и в предыдущие периоды, отмечались *переломные (кризисные) моменты* – это время резких направленных изменений в развитии процессов и компонентов природы. Они устанавливаются по усилению интенсивности, появлению новых черт в природном процессе, качественному и количественному изменению компонентов.

Крупные изменения природы в четвертичном периоде (палеогеографические кризисы по А.А. Свиточу) отмечались многими исследователями: конец плиоцена – начало плейстоцена, в среднем плейстоцене и в конце его.

Таким образом, развитию природы в голоцене предшествовал палеогеографический кризис – это события конца позднего плейстоцена, этап весьма быстрой и относительно крупной перестройки природной обстановки. Этот кризис наиболее ярко проявился в умеренных широтах Северного полушария (скоротечный распад материковых и шельфовых ледников Евразии, Северной Америки, исчезновение тундростепных ландшафтов, трансгрессия океана и др.).

Причина палеогеографических (и, в частности, экологических) кризисов слабо исследована, во многом загадочна. Это порождает многочисленные споры, например, по поводу установления причины исчезновения мамонтовой фауны или вымирания в водах единого непрерывно существовавшего поднеплиоценового бассейна акчагыльской фауны и др. В настоящее время установлено, что палеогеографические кризисы могут вызывать многие природные процессы – астрономические, климатические, вулканические, тектонические и т.д. Всех их объединяет то обстоятельство, что они протекают с высокой интенсивностью, значительно превышающей скорость этих процессов в обычном состоянии.

Для того чтобы лучше понять особенности развития природы в голоцене, необходимо хотя бы кратко ознакомиться с основными палеогеографическими событиями конца позднего плейстоцена – наиболее холодного этапа всего плейстоцена, последней фазы последнего оледенения, охватившей период времени от 20 – 25 тыс. до 10 – 12 тыс. лет назад. Этот термический минимум (последняя ледниковая эпоха) – глобальное похолодание в конце позднего плейстоцена (см. Приложение 1) – четко фиксируется в различных природных процессах: увеличении площади материковых и горных ледников, понижении температуры океанических вод, колебании уровней внутриконтинентальных водоемов, изменении ландшафтов и т.д. Хронология названных событий часто не совпадает и оценивается

специалистами неоднозначно. Например, на основе данных изотопно-кислородной кривой высказано мнение о том, что почти весь поздний плейстоцен – это единое сильное похолодание, начавшееся около 115 тыс. лет назад рядом осцилляций. Учитывая временное скольжение верхней и нижней границы похолодания, а также различные критерии, положенные в основу хроностратиграфического выделения и расчленения, А.А. Свиточ, О.Г. Сорохтин и С.А. Ушаков (2004) предполагают, что объем этого события следует оценивать с интервале 11 – 30 (27) тыс. лет назад. Геологическое прошлое поздневюрмского похолодания целиком охвачено радиологическими датировками, что позволяет достаточно обоснованно проводить дальние и ближние корреляции различных палеогеографических событий этой эпохи.

1.2. Ледниковые события

В конце позднего плейстоцена наиболее ярким и достаточно хорошо изученным палеогеографическим феноменом были оледенения в высоких и умеренных широтах Северного полушария.

Последняя стадия вюрмского (валдайского, зырянского, висконсинского) оледенения (см. Приложения 1 – 4) соответствует небольшому интервалу времени – 25 – 10 тыс. лет назад. Это самая маленькая за весь плейстоцен ледниковая эпоха как по продолжительности, так и по размерам. В это время площадь морского оледенения в два раза превосходила площадь континентального оледенения (табл. 1.1, рис. 1.1).

Таблица 1.1

Оледенение суши и моря в северной полушфере на третьем этапе плейстоцена и в настоящее время, площадь, млн км² (Величко, 1973)

Современное оледенение		Оледенение на третьем этапе плейстоцена	
Суши	Моря (в максимальных границах)	Суши	Моря (в максимальных границах)
2,0	14,425	15,2 в том числе: Евразия 2,7 Северная Америка 12,5	29,7

Максимальное распространение льдов происходило 20 – 18 тыс. лет назад. На севере Евразии существовал ряд ледниковых покровов с центрами оледенения как в материковой (Скандинавия, Полярный Урал, горы Средней Сибири и Северо-Востока, Таймыр и др.), так и в островной (Исландия, Британия, Земля Франца Иосифа, Новая Земля, Северная Земля и др.) частях субматерика, имевших свою специфику развития (рис. 1.2).

В Западной Европе 30 – 25 тыс. лет назад отмечался теплый интерстадиал Паудорф (де-некамп), а затем 20 – 10 тыс. лет назад произошло сильное похолодание (поздний вюрм, поздняя висла) с криотермическим и ледниковым пиком 20 – 15 тыс. лет назад. В конце эпохи отмечались резкие положительные и отрицательные подвижки материковых и горных ледников и изменения температурных градиентов, выделяемые как при похолодании дриаса, так и при потеплении бёллинг и аллерёд.

Для поздневалдайского (осташковского) оледенения Русской равнины характерны быстрое и резкое увеличение площади ледников, начавшееся около 25 тыс. лет назад, и стадийный характер развития. Наиболее значительной была ранняя (22 – 20 тыс. лет назад) стадия, во время которой ледник достигал 57° с.ш. (Осташкова) на Валдайской возвышенности – до 55 – 54° с.ш. (т.е. к северу от Смоленска). А.А. Величко указывает, что около 17 тыс. лет назад максимальная радиальная протяженность валдайского ледника достигала

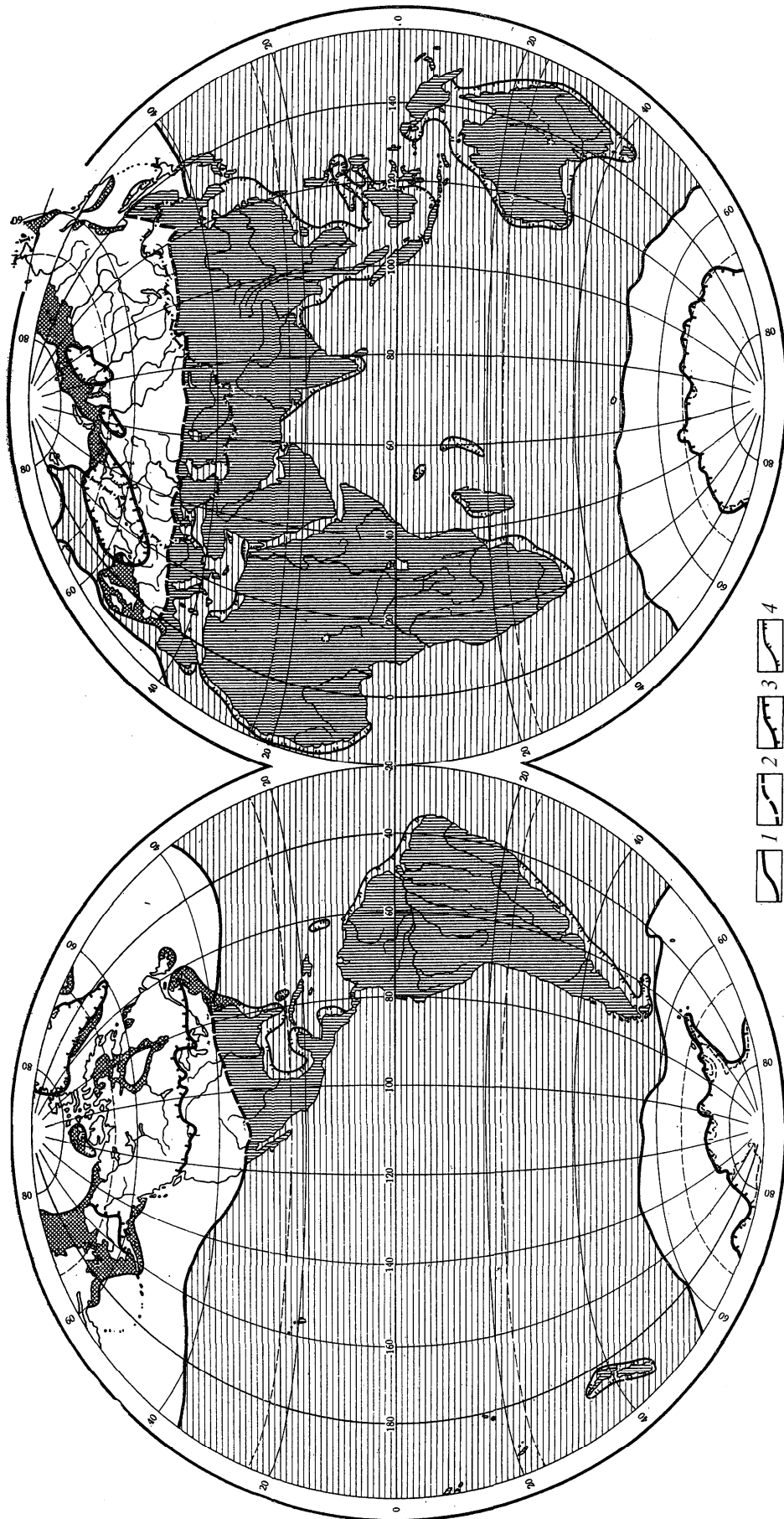


Рис. 1.1. Распространение морских льдов, покровных льдов, многолетней мерзлоты и регрессия океана в верхнем плейстоцене (третий этап): 1 – граница морских льдов; 2 – многолетней мерзлоты; 3 – покровных льдов; 4 – области регрессии океана (в пределах северной криогенной зоны заштрихована) (Величко, 1973)

1500 – 1660 км, а площадь – 2 655 000 км². Мощность льда в ледниковом центре (север Ботнического залива) была, возможно, 3 км, в районе Санкт-Петербурга она составляла 1 – 1,2 км (рис. 1.3), в периферии – от 50 до 500 м (Лазуков, 1989). Ледник производил большую работу, о чем свидетельствуют ледниковые отторженцы и большие мощности ледниковых отложений (до 100 м и более); в краевой зоне они невелики – от 1 – 5 до 10 – 15 м.

Климатическая характеристика последнего оледенения Европы отражена на рис. 1.4.

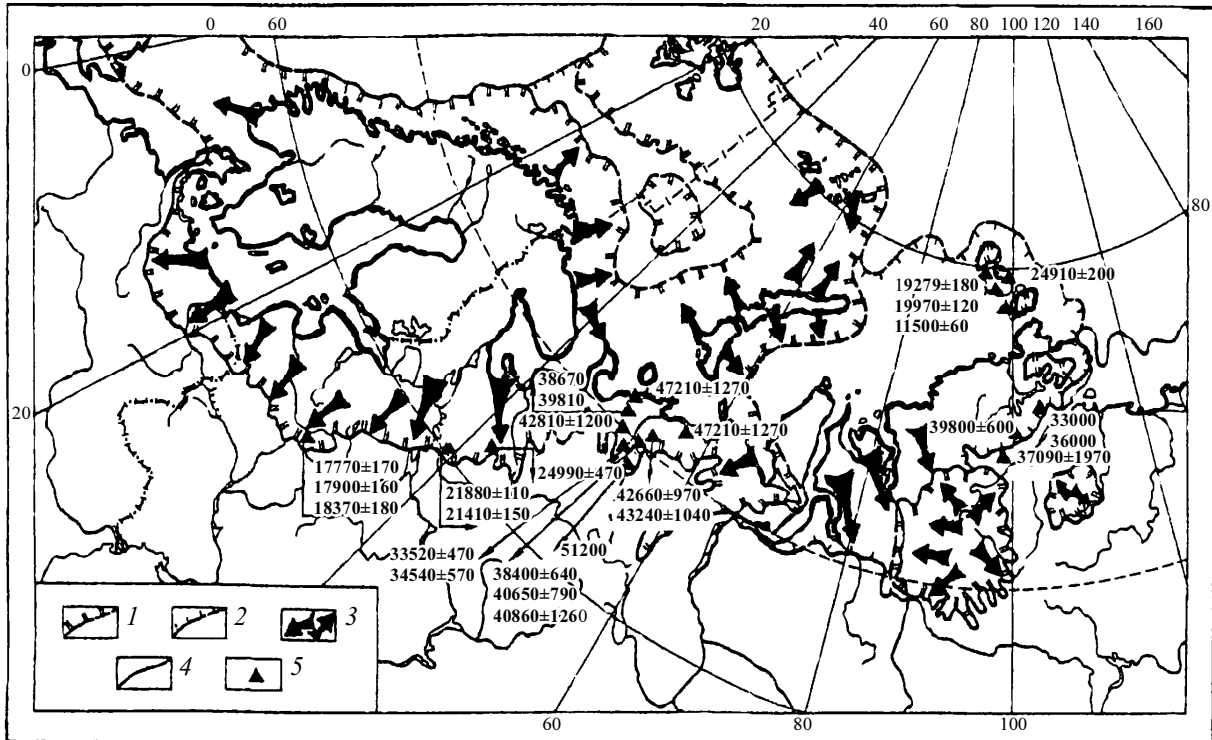


Рис. 1.2. Реконструкция позднеплейстоценового оледенения Евразии (составили Величко, Фаустова, Исаева, 1982): 1 – граница позднеплейстоценового оледенения в минимальном варианте; 2 – граница распространения проблематичного ледникового покрова в позднем плейстоцене (максимальный вариант); 3 – основные ледниковые потоки; 4 – береговая линия; 5 – радиоуглеродные датировки, подтверждающие позднеплейстоценовый возраст морены

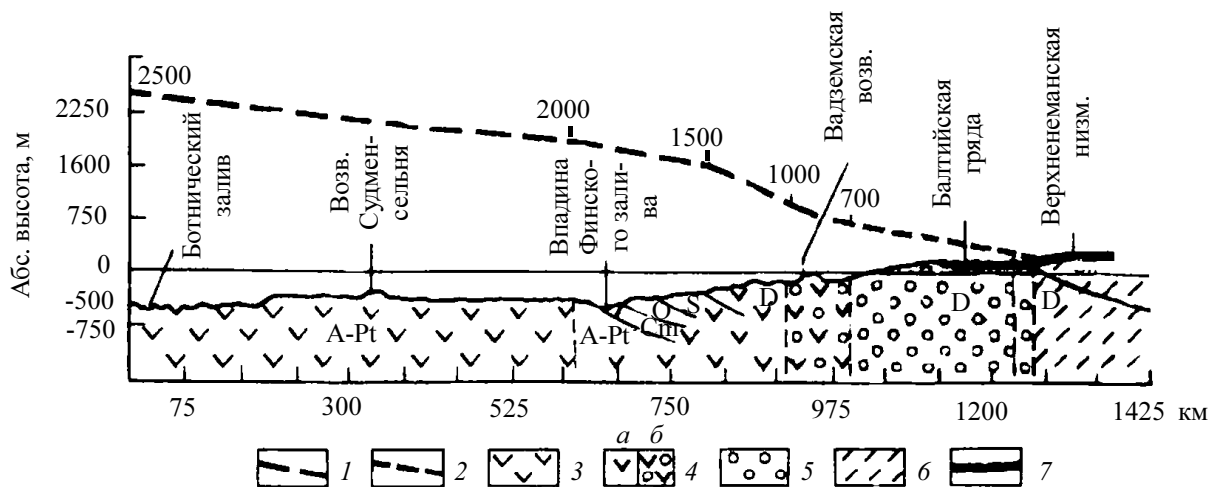


Рис. 1.3. Радиальный профиль валдайского ледникового щита по А.А. Асееву (Природа..., 1981). Поверхность: 1 – ледникового щита; 2 – периферического покрова, гипотетическая; зоны: 3 – слабой эрозии; 4 – преобладания эрозии: а – значительной; б – значительной, но неравномерной; в периферии: 5 – преобладания аккумуляции; б – приледниковая; 7 – четвертичные отложения (соотнош. масштаб 1:100)

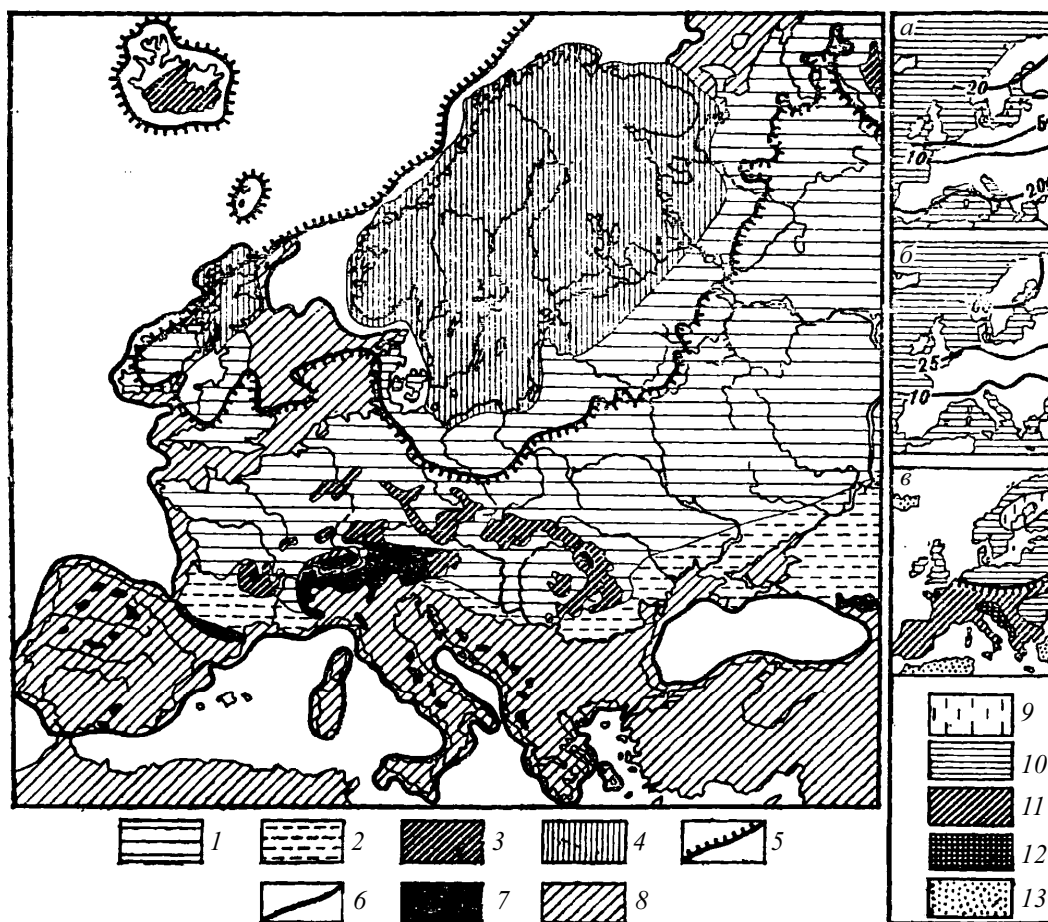


Рис. 1.4. Последнее оледенение Европы на этапе деградации, его перигляциал по А.А. Величко, В.В. Бердникову, В.П. Нечаеву и климатическая характеристика Европы по А.А. Величко, В.А. Климанову (Герасимов, 1985): *a* – средняя температура июля; *б* – средняя температура января; *в* – атмосферные осадки; 1 – развитие сплошной мерзлоты (равнинный перигляциал); 2 – развитие островной мерзлоты; 3 – горный перигляциал; 4 – ледниковый покров; 5 – граница максимального оледенения; 6 – береговая линия; 7 – горное оледенение; 8 – реконструкция не производилась; осадки, мм (карта-врезка *в*): 9 – < 200; 10 – 200 – 300; 11 – 300 – 400; 12 – > 400; 13 – реконструкция не производилась

Общий характер растительного покрова в это время был очень специфичен и не имел аналогов в современной растительности Европы. Вдоль края Скандинавского ледника протягивались перигляциальные березовые и лиственные травянистые редколесья. Южнее эта зона переходила в широкую полосу перигляциальной холодной степи. Эта полоса отмечена следами бывшего развития вечной мерзлоты со среднегодовой температурой до -5°C и мощностью мерзлоты 100 – 150 м. Современным аналогом этих ландшафтов И.П. Герасимов считал лишь районы Центральной Якутии, расположенные вблизи полюса холода Евразии (табл. 1.2).

Исходя из традиционных представлений о возникновении и устойчивом состоянии антициклонического климатического режима над обширными ледниковыми покровами и прилегающим к ним «промороженным» пространством, следует считать палеоклиматические условия самой холодной фазы плейстоцена резко отличными от современных. Вполне вероятны предположения о резкой перестройке всей системы океанической и атмосферной циркуляции, происходившей в течение рассматриваемого временного интервала. А.А. Величко называет такую перестройку гиперзональной и подчеркивает сильное ослабление в это время широтной атмосферной циркуляции и усиление меридиональной (в противоположность межледниковому рубежу).

Таблица 1.2

Температурные условия главных рубежей антропогена (Герасимов, 1985)

Время	Температура, °С			Атмосферные осадки, мм / год
	января	июля	средняя годовая	
Современность (г. Брянск)	-8,5	18,4	10	580
Максимум похолодания (поздний валдай)	от -40 до -45	16 – 18	от -10 до -12	100 – 150
Максимум потепления (микулинское межледниковье)	0	18	9 – 10	600 – 700
Современность (г. Якутск)	-43,2	18,7		

В Сибири сартанское оледенение отмечалось в те же сроки, т.е. 25 – 10 тыс. лет назад, и так же стадияльно с максимумом 25 – 17 тыс. лет назад (рис. 1.2), во время гыданской стадии. В Средней Сибири сартанское оледенение (20 – 18 тыс. лет назад) по размерам было меньше, чем зырянское. Ледниковые покровы образовывались на Таймыре, в пределах Северо-Сибирской низменности, на плато Путорана. В Верхоянских горах максимальная и скоротечная подвижка ледников (жиганская) произошла раньше – около 31 тыс. лет назад.

В максимум похолодания в конце позднего плейстоцена (20 – 18 тыс. лет назад) на Северо-Востоке Азии развивается горное оледенение. Оно занимало около половины площади, на которой были распространены ледники зырянской эпохи и было сосредоточено в отдельных районах – «узлах». Здесь выделяется несколько ледниковых районов – Верхоянский, Черский, Анюйский, Экитыкский, Чукотский, Приохотский, Тайгоносский, Корякский (рис. 1.5).

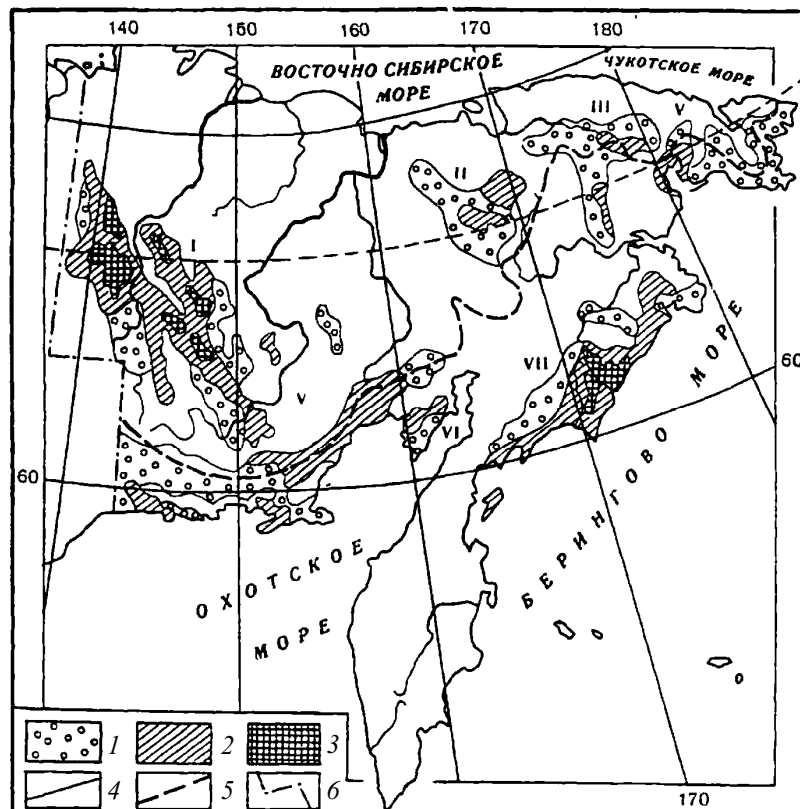


Рис. 1.5. Схематическая карта оледенения Северо-Востока конца позднего плейстоцена (Развитие..., 1993). Ледниковые районы: I – Черский, II – Анюйский, III – Экитыкский, IV – Чукотский, V – Приохотский, VI – Тайгоносский, VII – Корякский. Типы оледенения: 1 – каровый, 2 – горно-долинный, 3 – сетчатый, 4 – граница ледникового района, 5 – линия главного Тихоокеанско-Арктического водораздела, 6 – граница региона

В более южных районах Евразии в высоких горах развивалось горно-долинное оледенение. Так, во вторую половину позднего плейстоцена площадь оледенения в горных областях Средней Азии превышала современную более чем в 1,5 – 2 раза и составляла 25 – 35 тыс. км². Позднеплейстоценовое оледенение в период 20 – 18 тыс. лет назад здесь в целом было симметричным современному, но во внутренних районах и окраинных горных хребтах существенную роль играл «пятнистый» тип оледенения.

Мелкие каровые и долинные ледники были больше современных на 2 – 6 км, а наиболее крупные долинные – на 15 – 30 км (табл. 1.3).

Таблица 1.3

Размеры крупных долинных ледников в позднем плейстоцене (Развитие..., 1993)

Ледники	Современное оледенение		Позднеплейстоценовое оледенение		
	Длина ледника, км	Высота конца, м	Приращение длины, км	Длина ледника, км	Высота конца, м
Памир					
Федченко	71(77)	2900	32	103(109)	2500
Гармо	27,5	2980	23	50,6	2700
Гандо	22,5	3045	14	36,5	2700
Тянь-Шань					
Зеравшанский	26,5	2800	24	50,5	2600
Семенова	21	3400	20	41	3150
Мушкетова	20	3550	24	44	3050

Отмечалось горно-долинное оледенение и на Кавказе, в горах Турции, Ирана и др. Например, в Турции ледники были небольшими и развивались только на больших высотах (рис. 1.6). Вюрмское оледенение в Турции состояло из двух максимумов, разделенных периодом сокращения ледников.

Грандиозным было последнее материковое оледенение Северной Америки, где площадь ледников на равнинах востока США, Канады и в горной системе Кордильер за западе в

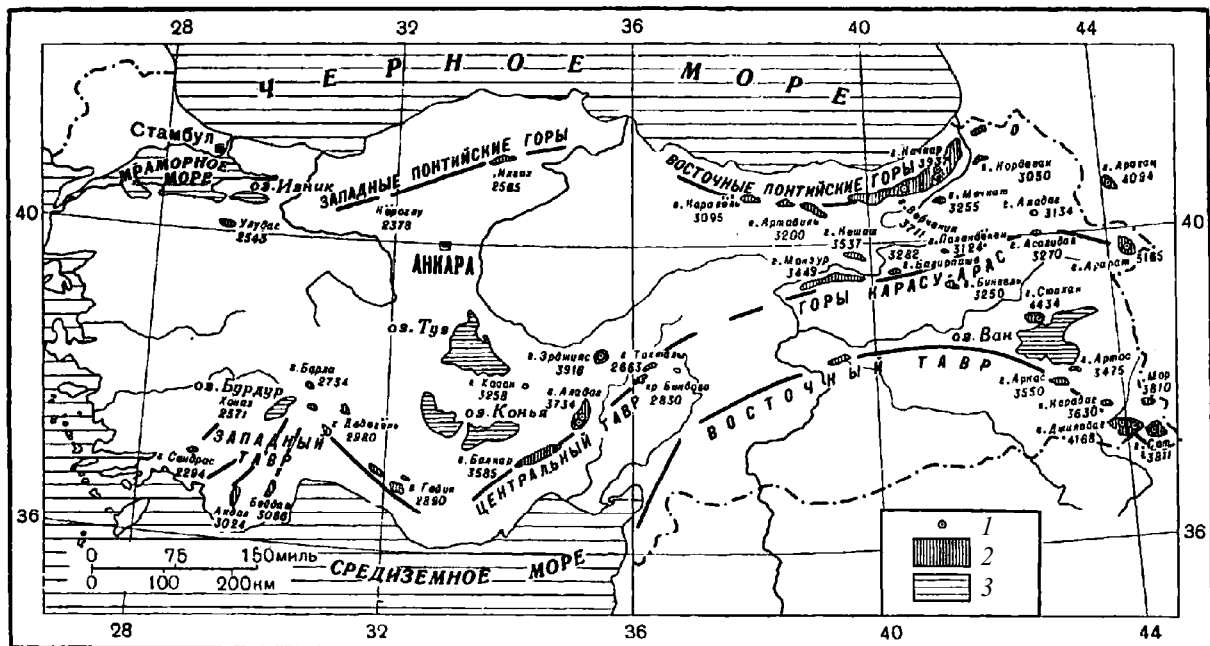


Рис. 1.6. Схематическая карта современных и древних ледников и плувиальных озер Турции. По неопубликованной карте Эринча (Sirri Erinc) (Флинт, 1963): 1 – современные ледники; 2 – древние ледники; 3 – плувиальные озера

максимум оледенения (около 18 тыс. лет назад) достигала 12 млн км² (рис. 1.7), мощность льда в среднем составляла 2 км. Самая крупная ледниковая подвижка в поздневисконсинскую эпоху (криомер) произошла 22 – 13 тыс. лет назад.

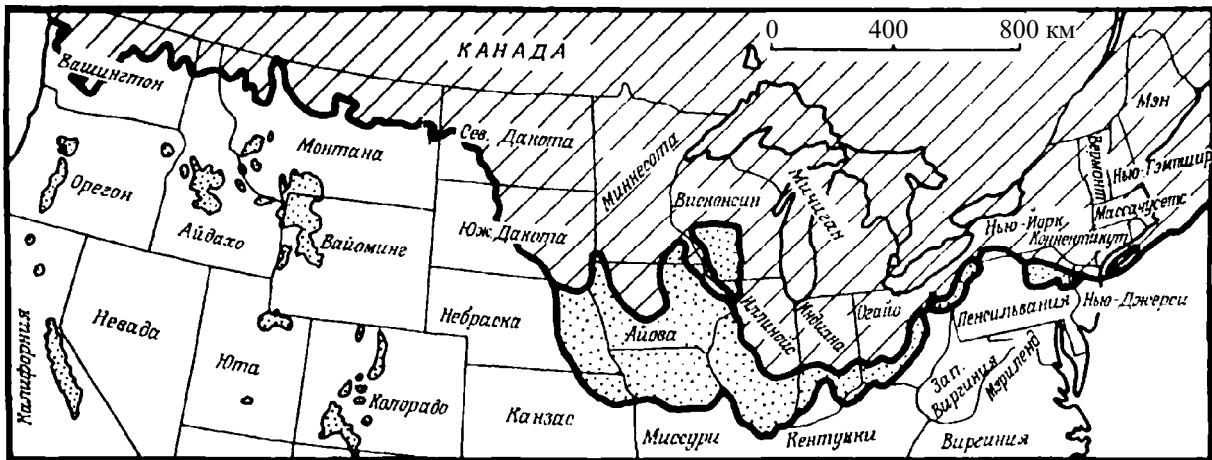


Рис. 1.7. Границы распространения в висконсинское время Лаврентийского и Кордильерского ледниковых покровов (заштриховано). Ледниковые шапки запада США и районы Среднего Запада, покрывавшиеся довисконсинскими ледниками, показаны точечным крапом (Боуэн, 1981)

В целом, как отмечают А.А. Свиточ и др. (2004), сравнение ледниковых событий позднего вюрма Северной Евразии и позднего висконсина Северной Америки показывает близость эпох максимумов и общее совпадение.

Таким образом, разнообразие центров и типов оледенения, их расположение на субматерике в разных ландшафтных зонах, несомненно, должно было проявиться во времени, ходе и динамике оледенений. Например, 11 – 10 тыс. лет назад на возвышенностях Шотландии возродился ледниковый покров, в ряде других мест Британии возникли небольшие ледниковые шапки и каровые ледники. В поздней дриасе ледники занимали в Европе достаточно большие площади (рис. 1.8). Арктическая фауна в это время продвинулась в Британии к югу от Корнуэлла.

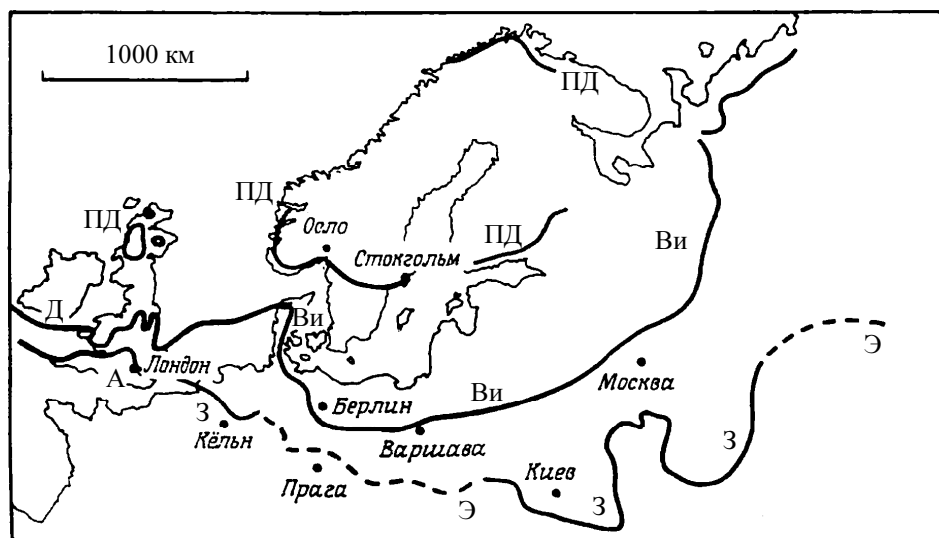


Рис. 1.8. Максимальное распространение оледенения в Европе (по Боуэн, 1981): Э – эльстер; З – заале; А – англий. Распространение последнего оледенения: Ви – висла; Д – девенсий; ПД – положение края ледника в стадию поздний дриас

О.К. Борисова (2005) отмечает, что в умеренных широтах Южной Америки похолодание началось на 500 – 1000 лет раньше стадии позднего дриаса (11 – 10 тыс. лет назад) в Северном полушарии. Оно отмечалось в Озерном крае Чили (41° ю.ш.), в Патагонских Андах, на Огненной Земле. Похолодание в позднем дриасе происходило на Русской равнине (рис. 1.9) и др.

Стратиграфия			Палеогеографические события на Русской равнине							
			Средне-январские температуры, °С		Изменения климата (потепления, похолодания)	Оледенения, межледниковья		Комплексы млекопитающих	Изотонные зоны	
Сис-тема	Отдел	Звено	-24 -12	+6 +12						
Четвертичная	Голоцен	Субатлантика			Потепление	Последледниковье			1	
		Суббореал			Прохладно					
		Атлантика			Тепло					
		Бореал			Холодно					
	Плейстоцен	Верхний				Очень холодно	Валдайское оледенение	Позднее	2	
						Потепление		Интерстадиал		
						Похолодание	Раннее	3		
						Крупное потепление	Микулинское межледниковье		4	
									5	
		Средний				Крупное похолодание	Днепровское оледенение	Московское	6	
						Потепление		Интерстадиал		
						Похолодание	Днепровское	7		
						Потепление	—		8	
						Похолодание	—		9	
		Нижний				Крупное потепление	Лихвинское межледниковье		11	
						Похолодание	Окское оледенение		12	
						Потепление	Ярославское межледниковье		13	
						Крупное похолодание	Донское оледенение		14	
						Потепление	Межледниковье		15	
		Эоплейстоцен	—				Похолодание	Оледенение		16
							Потепление	Межледниковье		17
								18		
								19		
								20		
								21		

Рис. 1.9. Стратификация четвертичной системы и основные палеогеографические события на Русской равнине (Свиточ и др., 2004)

Материалы по изучению изотопии льдов Антарктиды и Гренландии показывают, что их ледниковые покровы развивались весьма сходно во времени. Так, в Антарктиде на станции Бэрд в скважине на глубине 1,5 – 1,3 км отмечается минимум содержания ^{18}O , датируемый 27 – 23 тыс. лет назад, на станции Восток – в керне скважины во временном интервале 30 – 20 тыс. лет назад. В Гренландии кульминация холода зафиксирована в скважине на глубине 1,25 – 1,15 км в период 30 – 25 тыс. лет назад (Свиточ и др., 2004). Таким образом, ледники Антарктиды также увеличивали площадь (см. рис. 1.1).

1.3. Вечная мерзлота – подземное оледенение

А.А. Величко последнюю фазу вюрмского (валдайского) оледенения, охватившую период времени 25 – 10 тыс. лет назад, назвал третьим криогенным этапом плейстоцена, который сменил предыдущий гляциогенный. Этими определениями подчеркивалось, что в поздней фазе последнего оледенения распространение материковых и морских льдов не было максимальным в отличие от вечномерзлых грунтов, продвигавшихся в то время далеко за пределы ледниковых образований (рис. 1.10).

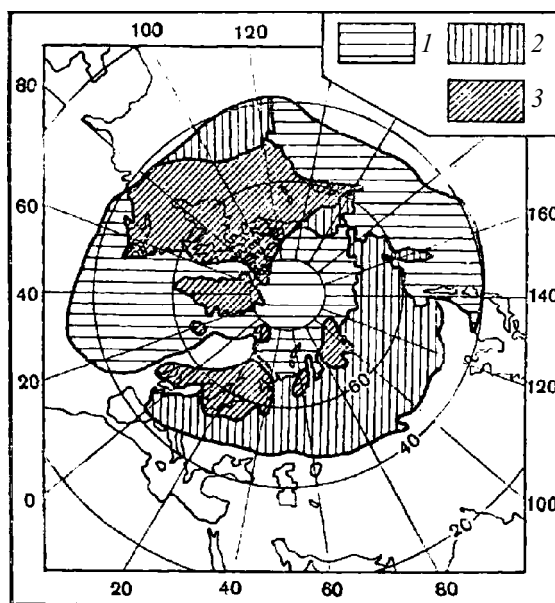


Рис. 1.10. Криогенная область северной полушария на третьем этапе плейстоцена (по Величко, 1973): 1 – морское оледенение; 2 – многолетняя мерзлота; 3 – покровное оледенение

Поздний плейстоцен – эпоха мощной экспансии многолетней мерзлоты. В настоящее время исследованиями мерзлотоведов, геологов, палеогеографов установлено, что глубокие промерзания земной коры на протяжении всей истории существования Земли происходили неоднократно. Современная вечная мерзлота начала формироваться во времена четвертичного оледенения.

По Т.Н. Каплиной, А.В. Шеру возраст вечной мерзлоты заполярных районов – на Новосибирских островах, островах Канадского архипелага, на приморских низменностях Северного Ледовитого океана (Яно-Индигоирская, Колымская и др.) – около 2 млн лет. Об этом свидетельствуют остатки древней фауны – кости мамонтов, носорогов, бизонов и др., залегающие в толще отложений со следами промерзания. В дальнейшем мерзлые толщи неоднократно оттаивали, промерзали и снова протаивали; в очередной раз они промерзли примерно 600 тыс. лет назад. Возникнув в раннем плейстоцене, «...подземное оледенение существовало во время всех отделов плейстоцена, синхронно увеличиваясь с увеличением континентального климата, и наоборот» (цит. по Некрасову, 1991, с. 17).

В позднем плейстоцене зона многолетней мерзлоты занимала почти целиком умеренный и тундрово-арктический пояса северной полушария (рис. 1.11). Южная граница этой зоны в Европе достигала по крайней мере 47 – 50° с.ш. (Величко, 1973). На Русской равнине 20 – 18 тыс. лет назад (поздний валдай) южная граница вечной мерзлоты располагалась на 45 – 46° с.ш. (Лазуков, 1989), на Западно-Сибирской равнине на широтах вплоть до 52° с.ш. (Геоэкология, 1989), в Северной Америке – до 40° с.ш.

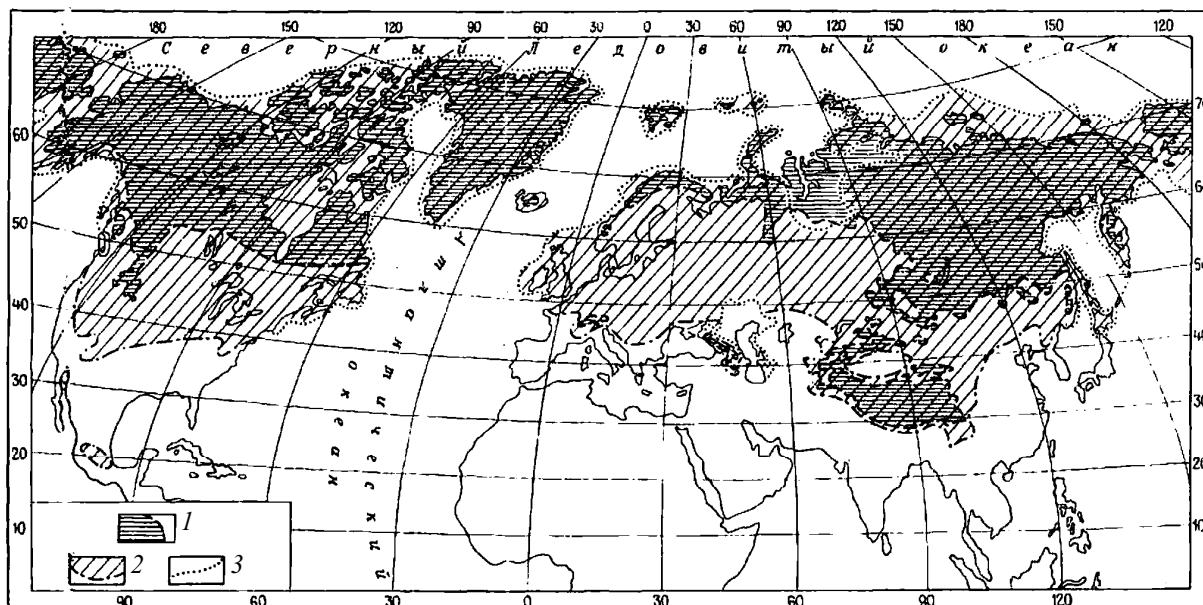


Рис. 1.11. Территория распространения криолитозоны в Северном полушарии в разные периоды кайнозоя: 1 – область современной криолитозоны; 2 – область максимального развития криолитозоны; 3 – границы морских бассейнов в период максимального развития криолитозоны (Некрасов, 1991)

В позднем плейстоцене активные мерзлотные процессы в Южном полушарии развивались на тех участках суши, которые примыкали к криогенной области. К таким районам могли относиться Новая Зеландия, районы Южной Америки (к югу от Рио-Негро). Влияние мерзлоты, хотя бы в виде сезонного промерзания, более глубокого и продолжительного, чем в настоящее время, могло сказаться в южных районах Африки и Австралии.

1.4. Лёссы внеледниковых областей

Внеледниковые районы были ареной лёссообразования и формирования низких надпойменных террас. К лёссам и аллювию нередко приурочены культурные слои верхнепалеолитических стоянок и находки животных верхнепалеолитического комплекса.

Лёссовые отложения занимают на суше 13 млн км² (Сергеев, 1976). К типичным лёссам чаще относятся поздне-, средне-, реже раннеплейстоценовые континентальные образования. Лёссы одни исследователи считают эоловыми, другие – полигенетическими образованиями (эоловыми, делювиальными, пролювиальными, пролювиально-аллювиальными и др.); предлагают выделять «теплый» и «холодный» лёсс. Так, В.А. Обручев разделял лёсс по происхождению на «холодный» и «теплый». Образование холодного лёсса связано с ветрами, приносящими пыль из пустынь, окаймляющих ледниковые покровы Евразии, Северной Америки во время ледниковых эпох. Формирование теплого лёсса было связано с переносом из пустынь атмосферной пыли и отложением ее в условиях аридного климата.

Теплый лёсс развит в субтропическом и тропическом поясах Северного и Южного полушария – Китае, Средней Азии и др. Лёсс Китая известен давно благодаря исследованию Ф. Рихтгофена. Наибольшие площади он занимает на Лёссовом плато (средняя часть бассейна р. Хуанхэ). Площадь плато около 430 км². Мощность лёсса достигает 150 м, в нем есть горизонты погребенных почв. Лёсс переходит книзу в красноцветные глинистые осадки «формацию лёссы – красноглинистые породы». В Китае лёсс разделяют на четыре основные толщи, которые крупнее горизонтов европейского и североамериканского лёсса и отличаются от него минералогическим и гранулометрическим составом, окраской, остатками фауны и флоры (Плейстоцен, 1968): 1 – нижняя – *красно-желтая толща* с красноватыми горизонтами

выветривания, с остатками нивованской («вилла-франкской») фауны с гиппарионом; залегают на нижнеплиоценовых конгломератах; 2 – *желто-красная толща* с красноватыми горизонтами выветривания и остатки чукутеньской фауны времени древнего человека – синантропа; 3 – *серо-желтая и желтая толща* лёсса с ископаемыми почвами и среднечетвертичной фауной; 4 – верхняя *серо-желтая толща* лёсса с верхнечетвертичной фауной.

В Средней Азии лёссы – важная часть плейстоценового разреза отложений, они имеют большую мощность (до 200 м) и занимают почти 1/4 часть территории. Лёссы имеют плиоцен-четвертичный возраст, обычно залегают здесь покровно, наиболее мощные и полные разрезы приурочены к межгорным впадинам и речным долинам (см. рис. 1.12).

Плейстоценовые отложения лёссовидной формации Средней Азии содержат до 10 горизонтов палевых лёссов и до 10 почвенных комплексов. Их общая мощность достигает 100 м, местами более. По возрасту лёссов нет единого мнения, большинство исследователей считают его ледниковым. Существуют мнения, что есть и межледниковые лёссы. М.М. Пахомов (1980) отмечает, что в позднем плейстоцене и голоцене происходил медленный, но необратимый процесс аридизации климата и ксеротификации растительности этого региона. В спорово-пыльцевых спектрах из лёссов содержится пыльца растений – свидетелей теплого и сухого климата (ксерофитные травы, эфедра, тамарикс, тюльпаны и др.). На этом основании М.М. Пахомов считает среднеазиатские лёссы «теплыми». Важен и другой вывод М.М. Пахомова: *почвообразование и лёссонакопление происходили одновременно.*

В одни эпохи преобладали тенденции лёссонакопления, в другие – формирование почв. Полного взаимоисключения не было. Г.И. Лазуков полагает, что последний вывод заслуживает особого внимания, поскольку имеет важное значение для решения проблем возраста лёссов вообще. А.А. Лазаренко, изучивший лёссовидные формации Средней Азии и Южного Казахстана, отмечает, что в плейстоцене климатические условия здесь были весьма теплыми, субтропическими. Максимуму похолодания около 20 тыс. лет назад (осташковское оледенение) в Средней Азии соответствует время накопления верхнего горизонта лёсса. В отличие от Восточной Европы, в лёссовидных предгорьях Средней Азии признаков сурового, перигляциального климата в это время не отмечено и почти совпадает в максимуме аридизации в позднем плейстоцене.

Холодные лёссы свойственны более северным районам, где была типичная перигляциальная обстановка, определяемая по псевдоморфозам по подземному льду, который наблюдается в современной Якутии. В ледниковые эпохи холодный и сухой воздух господствовал в перигляциальной полосе (в подрайоне древнего подземного оледенения). В этих условиях происходило образование лёсса и лёссовидных отложений: в Евразии – от Англии до северо-восточной Якутии; в Северной Америке – от Аляски до Атлантического побережья, т.е. циркулярно и, в общем, зонально. В межледниковые и современную эпохи лёссообразование в приатлантическом секторе обоих материков прекратилось. Холодный лёсс распространен в современном умеренном, субарктическом и арктическом поясах. География лёссовых пород на территории бывшего СССР и Западной Европы отражена на рис. 1.13 и 1.14.

Исследованиями установлено, что во всей Европе валдайский лёсс в основном двучленный, в зоне наиболее молодого валдайского оледенения лёссовые отложения отсутствуют поверх ледниковых осадков валдайской морены (рис. 1.15).

Изучение самих лёссов показывает, что начальный этап их накопления проходил в более влажных условиях, чем последующий, второй этап, когда накапливались наиболее «чистые», наиболее карбонатные лёссы и когда развивались мерзлотные деформации, свойственные резко континентальному климату (различные формы полигонального рельефа). Данные, полученные на основе анализа общего хода физико-географического процесса, показывают, что период от максимума оледенения до его исчезновения был значительно более коротким, чем первый период оледенения (от его зарождения до максимума).

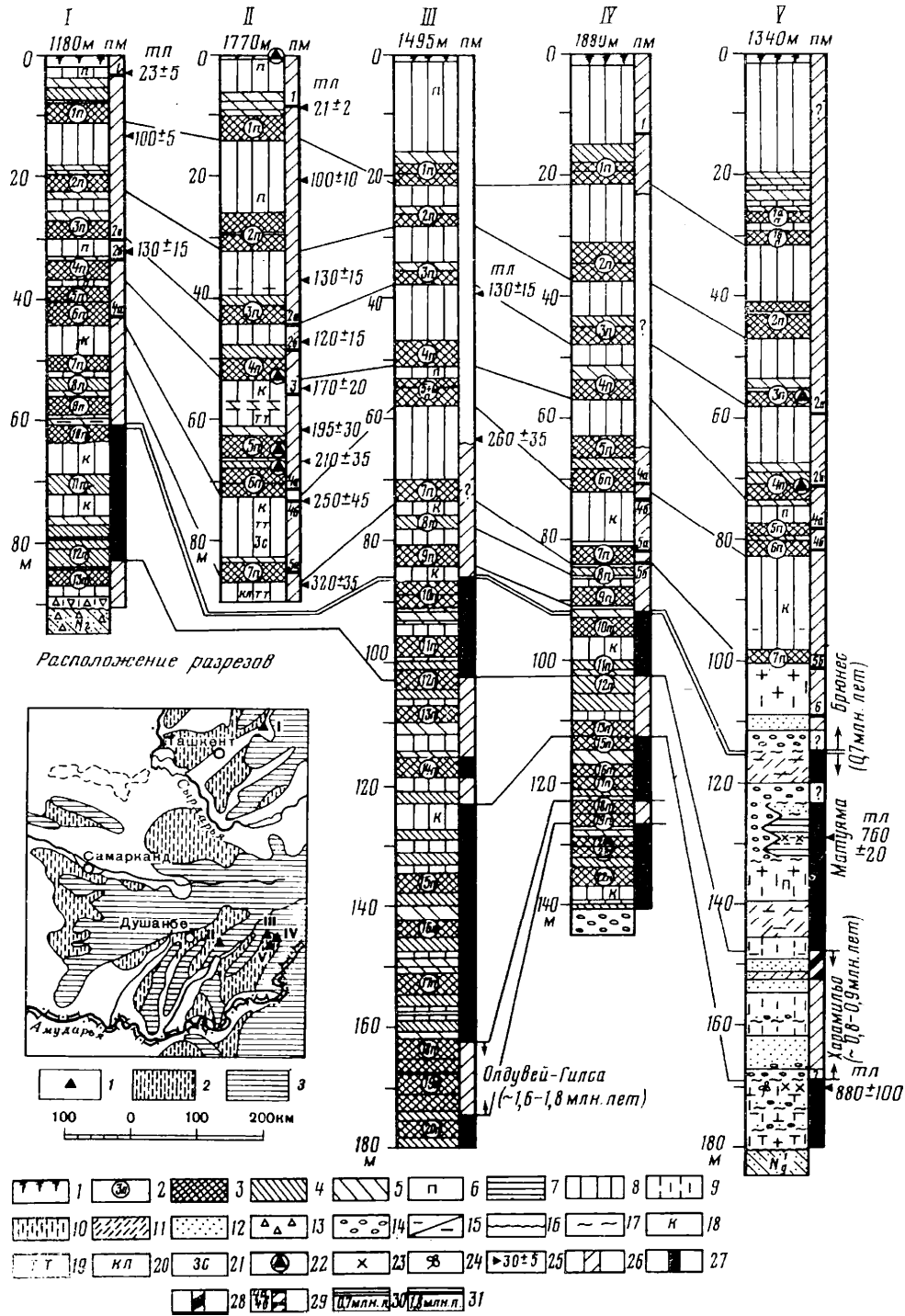


Рис. 1.12. Корреляция основных опорных разрезов лёссовой формации Средней Азии (Таджикская депрессия и Приташкентский район) (Лазаренко, 1982)

1 – современная почва; 2 – горизонты погребенных почв и педокомплексов крупного стратиграфического ранга (регионально выраженные) и их индексы; 3 – полноразвитые погребенные почвы зонального типа; 4 – среднеразвитые погребенные почвы; 5 – слабообразованные, зачаточные погребенные почвы и переходные слои типа педоседиментов; 6 – заметные признаки почвообразования в лёссе; 7 – глина; 8 – лёсс типичный (местами уплотненный); 9 – лёссовидный суглинок; 10 – суглинок (обычно пестро- и красноцветный); 11 – супесь; 12 – песок; 13 – щебень; 14 – галька; 15 – слоистость делювиального типа (слабо- и четко выраженная); 16 – угловое несогласие; 17 – размыв; 18 – «каменный» лёсс (обычно алевролит неплотный); 19 – тектоническая трещиноватость в лёссовой толще; 20 – кливаж (обычно слабый); 21 – зеркала скольжения; 22 – археологические местонахождения; 23 – костеносные горизонты; 24 – макроостатки флоры; 25 – термолуминесцентные (ТЛ) датировки в тыс. лет назад; 26 – прямая (N) полярность намагниченности; 27 – обратная (R) полярность; 28 – знакопеременная (R – N) полярность; 29 – эпизоды обратной (R) полярности в зоне Брюнеса и их местные индексы; 30 – уровень инверсии Матуяма – Брюнес (0,7 млн л. н.); 31 – границы крупных палеомагнитных эпизодов в зоне Матуямы. На врезке: 1 – местоположение разрезов; 2 – массивы лёссов и лёссовидных пород; 3 – горные районы; I – Чарвак; II – Каратау I; III – Чашманигар; IV – Кугитек (Хоноко); V – Лахути

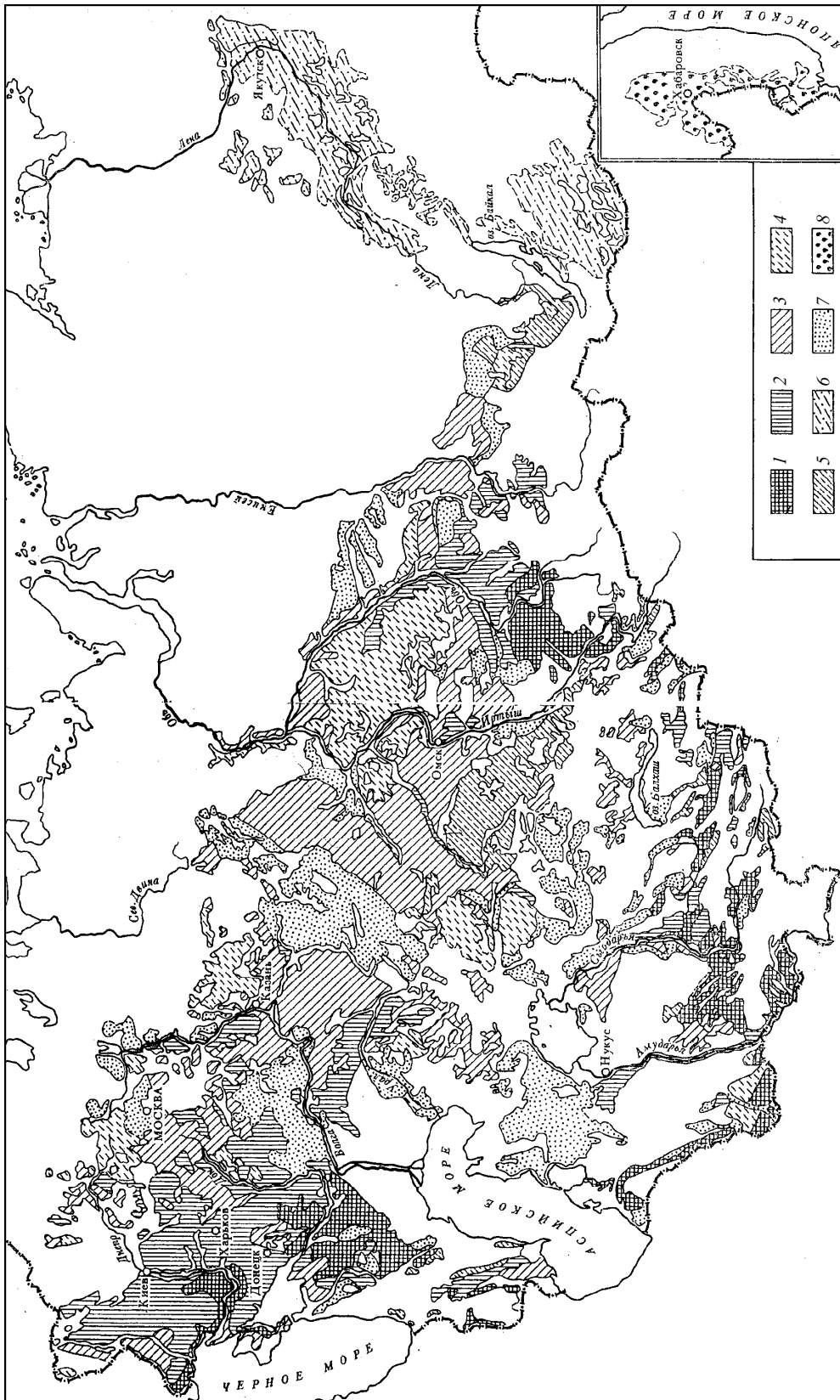


Рис. 1.13. Схематическая карта распространения лёссовых пород на территории бывшего СССР (Золотарев, 1983). Лёссовые породы водораздельных пространств и склонов предгорных областей: 1 — большой мощности (20 — 40 м и более), просадочные и 2 — мощностью 5 — 15 м, реже до 30 м, просадочность чаще проявляется при дополнительных нагрузках; 3 — лёсы и лёссовидные породы средней мощности (чаще 5 — 10 м), слабопросадочные при дополнительных нагрузках. Лёссовидные породы изменчивой малой мощности: 4 — чаще непросадочные; 5 — с различной, обычно слабой просадочностью; 6 — показаны предположительно, просадочные свойства не определены и 7 — распространены на отдельных участках, непросадочные при малопросадочных или дополнительных нагрузках; 8 — возможно распространение лёссовидных пород на отдельных участках

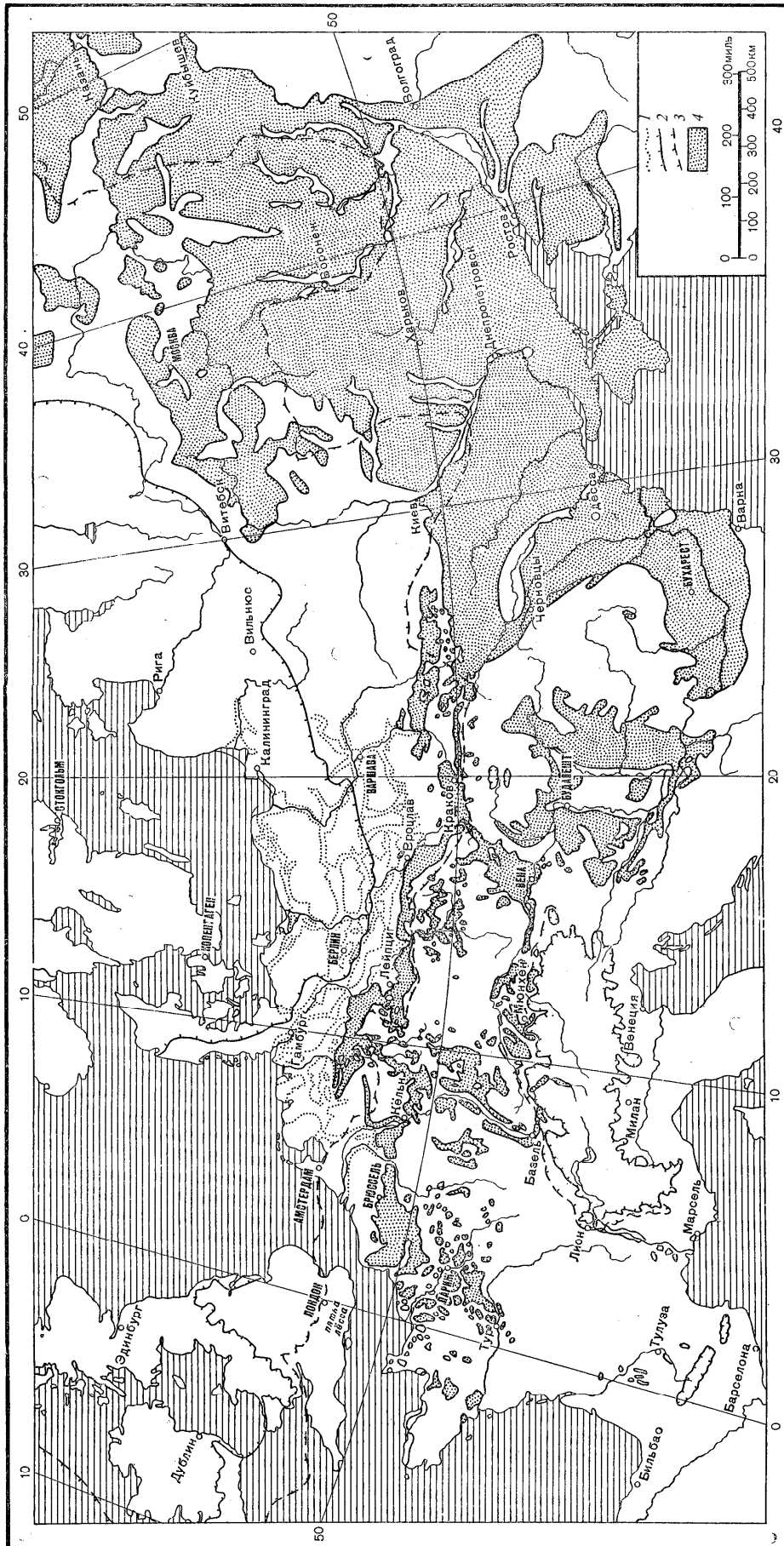


Рис. 1.14. Распространение лёсса и древних долин стока талых вод в Европе. Лёсс – по данным Грамана (Grahmann, 1932), с некоторыми изменениями, лёсс в Великобритании – по данным Питчера (Pitcher). Древние долины стока – по неопубликованной карте Кейльгака (Флинт, 1963): 1 – древние долины стока талых ледниковых вод; 2 – приблизительная граница последнего оледенения; 3 – приблизительная граница максимального оледенения; 4 – территория с отдельными пятнами лёсса



Рис. 1.15. Схема взаимосвязей лёссовых и моренных горизонтов на Русской равнине (Величко, 1973)

Отсюда следует, что первый период оледенения был по своей продолжительности главным, доминирующим. В этом кроется и разрешение существующего противоречия. И криогигротическая, и криоксеротическая фазы относятся к первой, главной части оледенения – от начала оледенения до его максимума. Этот этап охватывал основную часть времени ледниковой эпохи. Иными словами, криогигротическая часть ледниковой эпохи, с одной стороны, и криоксеротическая часть ледниковой эпохи, с другой, не могут, по-видимому, отождествляться по времени – первая с первой половиной оледенения, а вторая – со второй. Обе они охватывали первую, основную по времени часть ледниковой эпохи.

Лёссы Русской равнины достаточно хорошо изучены, общая принципиальная схема строения лёссовой толщи этого региона отражена на рис. 1.16. Скорость накопления по-слебрянских лёссов составляла 0,55 мм/год.

В Северной Америке лёсс покрывает часть района между Скалистыми и Каскадными горами, но главный массив лёсса находится к югу от оз. Верхнего, в бассейне р. Миссисипи, протягиваясь в широтном направлении на 2000 км (рис. 1.17). Р.Ф. Флинт считает лёссовые покровы Центральной Америки наносами, отложенными сильными ветрами в период ледниковых максимумов. Он отмечает сложность стратиграфии висконсинского лёсса, поскольку он подвергался размыву. Трудность в расчленении этих толщ лёсса создает их клинообразное по отношению к морене залегание (рис. 1.18).

Там, где лёсс непосредственно залегает на межледниковых отложениях, поверхность последних обычно выветрелая; но в морене, покрытой лёссом, следы долёссового выветривания либо слабо выражены, либо совсем отсутствуют. Отсюда следует, что вблизи районов оледенения Северной Америки большая часть, если не весь лёсс, отлагалась преимущественно в течение ледникового, а не межледникового времени. В отдельных районах можно наблюдать, что в краевой части покрова морены толщина лёсса разделяется, причем верхний слой перекрывает слой морены, а нижний – подстилает ее (рис. 1.18). Это объясняется тем, что дефляция флювиогляциальных отложений началась до того, как ледник, обусловивший их формирование, достиг своего наибольшего распространения. В отдельных обнажениях в лёссе ниже контакта с мореной видны борозды, прочерченные наступавшим ледником.

Лёсс распространен на Аляске и в Западной Гренландии, где он приурочен к полосе современного подземного оледенения. На низменностях и в предгорьях Северо-Востока Азии, на Аляске во внеледниковой зоне широко представлены уникальные, не известные нигде более в мире изначально мерзлые позднеплейстоценовые лёссовые породы перигляциального комплекса с сохранившимися в них сингенетическими жильными и текстурообразующими льдами. Здесь во время максимального плейстоценового похолодания на приморских равнинах и осушавшемся на многие километры шельфе ведущим был процесс накопления эолово-криогенных образований лёссово-ледового, ледово-лёссового и ледово-песчаного комплексов или *едомы* (Развитие..., 1993). Толща рыхлых отложений, пронизанная мощными (до 80 м по вертикали) льдами рядом исследователей выделяется в *ледовый комплекс*. Местами на долю льдов приходится до 50 % общего объема пород (Некрасов, 1991). Строение ледового комплекса на примере Колымской низменности у Дуванского Яра показано на рис. 1.19.

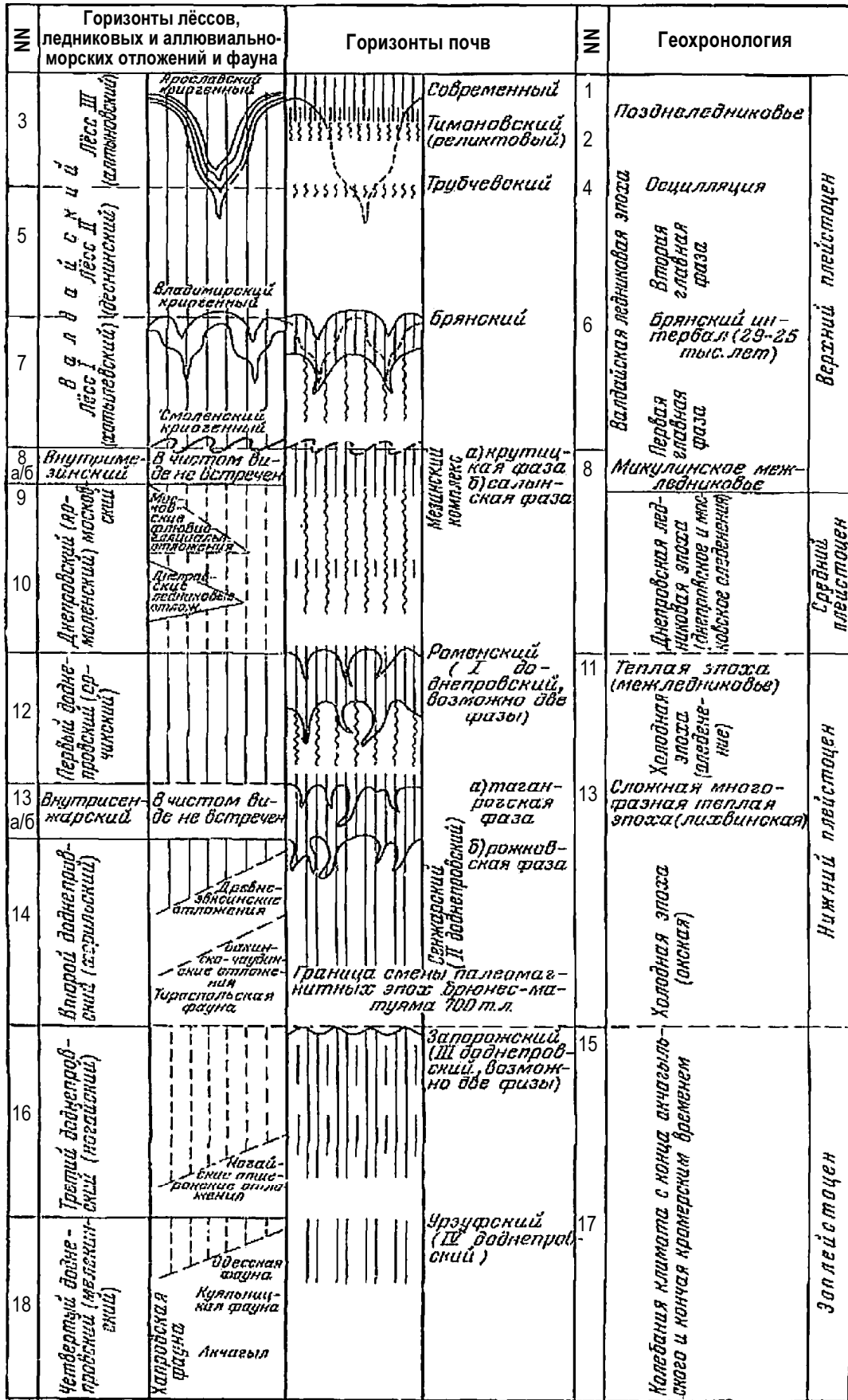


Рис. 1.16. Схема строения лёссовой толщи Русской равнины (Величко, 1973)

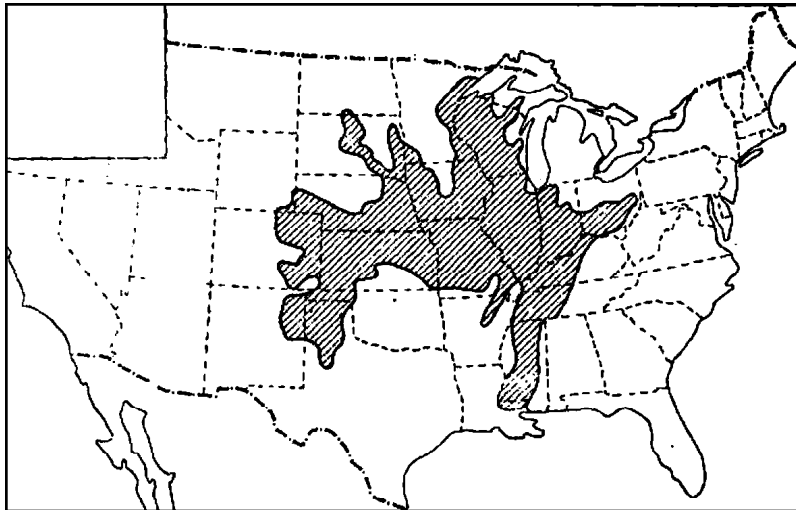


Рис. 1.17. Распространение висконсинского лёсса в Северной Америке по Э. Риду, В. Дризену, К. Бейне, 1965 (Плейстоцен, 1968)



Рис. 1.18. Схематический разрез длиной около 100 км, показывающий лёссовый покров, «разделенный» покровом морены (Флинт, 1963)

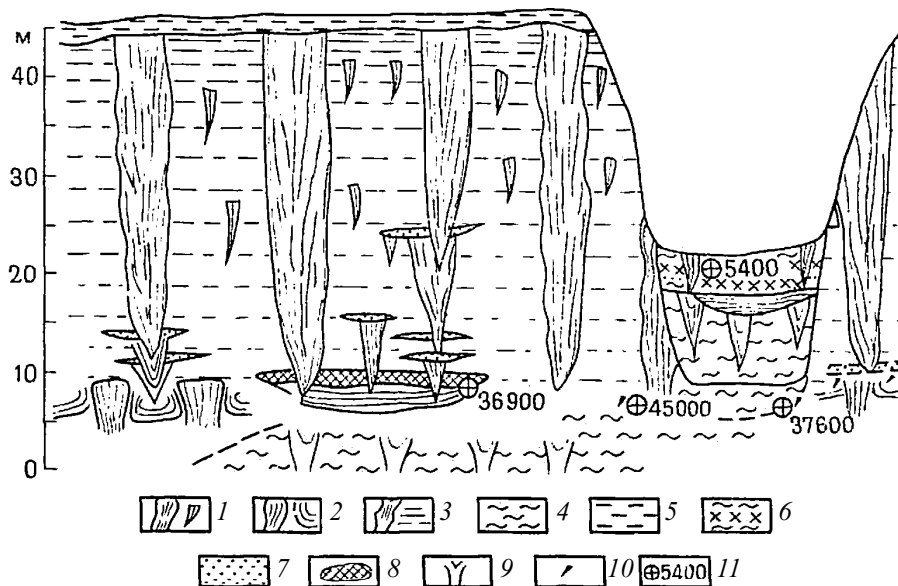


Рис. 1.19. Строение ледового комплекса Колымской низменности у Дуванского Яра (составлено под руководством Т.Н. Каплиной) (Некрасов, 1991): 1 – ледяные жилы (повторно-жильные льды); 2 – алевроиты с сильными загибами слоев у контактов с ледяными жилами; 3 – то же, без деформаций у контактов; 4 – 6 – алевроиты погребенные (4), покровного слоя (5) и оторфованные (5); 7 – пески; 8 – торф; 9 – вытаявшие ледяные жилы; 10 – остатки древней древесины; 11 – абсолютный возраст отложений по радиоуглероду, годы

Сохранение эолово-криогенных комплексов отложений объясняется тем, что в этом регионе мерзлота ни разу не оттаивала полностью.

В последниковые потепление и увлажнение климата вызвали развитие термокарста и формирование множества озер. Разрастаясь за счет термоабразии, озера произвели колоссальные разрушения первичных плейстоценовых лёссово-ледовых равнин. В результате сформировались озерно-аласные низменности, среди которых возвышаются останцы первичной лёссово-ледовой равнины, имеющие вид плато, столообразных возвышенностей или пологих холмов. Эти высокие останцы льдистого грунта, «съедаемые» термокарстовыми озерами, оврагами, провалами, местное население называет *едомы*. Этот термин вошел в научную литературу вместе с терминами «*едомные отложения*», «*едомная свита*», «*едомная серия*» (Мурзаев, 1984; Развитие..., 1993 и др.).

Относительно генезиса этих отложений долгое время существовали расхождения:

- они считались погребенными эмбриональными ледниками (Сакс В.Н., 1953);
- озерно-аллювиальными осадками, озерно-болотными (Стратиграфический..., 1982; Некрасов И.А., 1991);
- в последнее время их считают криогенно-эоловыми образованиями (Томирдиаро, 1980).

Отложения едомной серии разделяются на три хроностратиграфических горизонта. Два из них представлены лессовидными суглинками или супесями с жильными льдами. Они формировались в холодные фазы позднего плейстоцена (зырянское и сартанское время Сибири) в условиях сухих и холодных арктических степей и тундростепей (оягоский и мусхаинский горизонты). Разделяющий их молотковский горизонт, соответствующий каргинскому теплomu интервалу, сложен в основном торфяниками, оглееными озерно-термокарстовыми фациями и формировался в условиях лесных и озерно-болотных ландшафтов, подобных современным.

С.В. Томирдиаро (1982) выделяет два типа отложений криогенно-эоловой формации – *арктический* и *субарктический*.

Арктический (шельфовый) или лёссово-ледовый тип едом формировался в крайне криоаридных условиях сартанского времени, так как криотекстура лёссовидного суглинка носит признаки отсутствия намочения породы. Арктический тип едом имеет отличительные признаки:

- 1) общее льдосодержание составляет 85 – 93 % объема толщи для верхних 30 – 35 м;
- 2) ширина крайне гипертрофированных ледяных жил в среднем составляет 8 – 9 м при диаметре между жильными грунтовыми блоками в 2 – 3 м; это создает эффект «земляных колонн» во льду;
- 3) грунтовый покров весьма тонок, всего 0,5 – 0,6 м, он ежегодно протаивает, а вся ледовая толща понижается (термопланируется) и др.

Криолитологическое строение арктического типа едом показано на рис. 1.20.

Субарктический (континентальный) или ледово-лёссовый тип едомы характеризуется значительно меньшей льдистостью, особенно в отложениях верхнего сартанского (мусхаинского) горизонта. Ледяные жилы в этом горизонте очень тонкие – не шире 2 – 3 м. Криогенная порода представлена супесями, а иногда – пылеватым песком. Это терригенные отложения, приносившиеся ветром из соседних горных областей. В основной фракции пыли господствуют обломки сланцев, песчаников, алевролитов, различных кварцитов, ожелезненных карбонатных пород.

Едомы этого типа в основном расположены южнее, чем едомы арктического типа, но иногда их участки встречаются в области распространения последних, например на некоторых элементах поверхности о. Котельный. Это, однако, всегда связано с близостью островных массивов коренных пород, откуда поступали влекомые и взвешенные эоловые наносы.

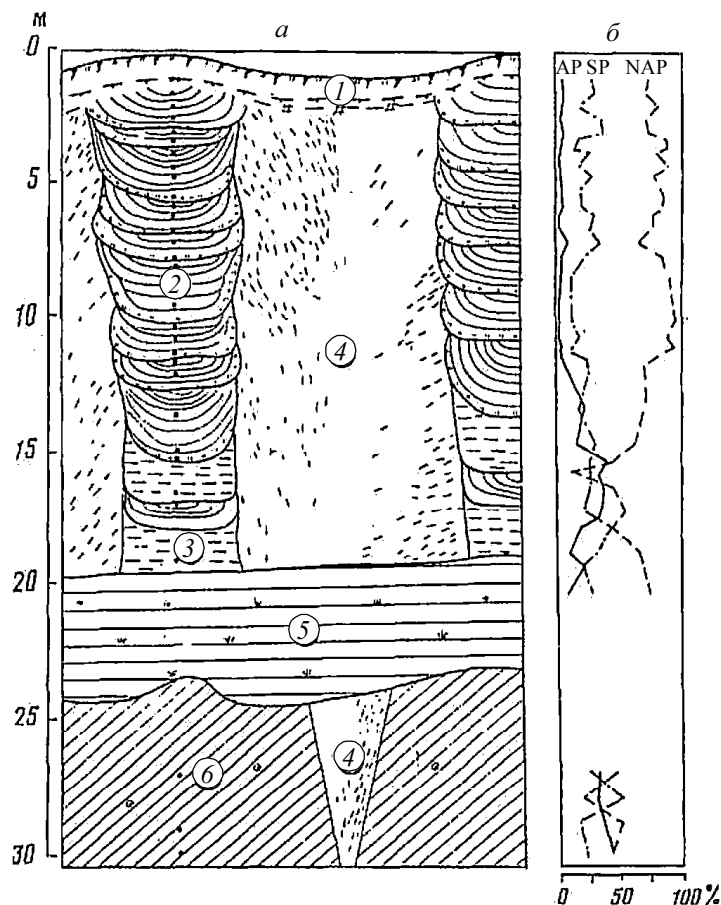


Рис. 1.20. Криолитологическое строение (а) и спорово-пыльцевая диаграмма (б) едомного комплекса шельфового (арктического) типа (по стратотипическому обнажению Оягоский Яр): 1 – покровный грунтово-почвенный слой; 2 – пачки несогласованно залегающих ледяных и ледогрунтовых прослоек в грунтовых столбах, оконтуренных прослоем заторфованного суглинка; 3 – пачки согласно залегающих тончайших ледяных прерывистых слойков; 4 – лед в ледяных жилах; 5 – осыпь; 6 – морские отложения. AP – пыльца древесных пород, NAP – пыльца травянистых, SP – споры (Развитие..., 1993)

Скорости накопления лёссовой породы в сартанское время в едомах арктического типа была очень малой – микроны в год, а в едомах субарктического типа была гораздо выше – до 1,1 мм в год. Прослеживается некоторая аналогия в строении криогенно-эоловой формации Северо-Востока и обычной лёссовой формации Русской равнины – это смена этапов лёссонакопления и почвообразования (Томирдиаро, 1980).

Реконструкция растительности по спорово-пыльцевым спектрам показывает, что в сартанское время были распространены сухие степи в области сравнительно малольдистых едом субарктического типа (Каплина, 1979), а в арктической области ледовых едом происходило развитие более влажных лугостепей. С.В. Томирдиаро предполагает, что арктическая мамонтовая луговая степь могла захватить не только шельф, но и глубинную Арктику того времени. Грандиозное разрушение лёссово-ледовых равнин Восточной Арктики началось в голоцене.

В целом едомный комплекс отложений является исчезающим на глазах феноменом Арктики, не находящимся в тепловом равновесии с современным климатом. С помощью аэровизуальных наблюдений и изучения аэрофотоматериалов закартографировано распространение едом арктического типа (рис. 1.21). Оказалось, что такие едомы сейчас сохранились на островах Новосибирского архипелага, а также на побережье Северной Якутии от устья

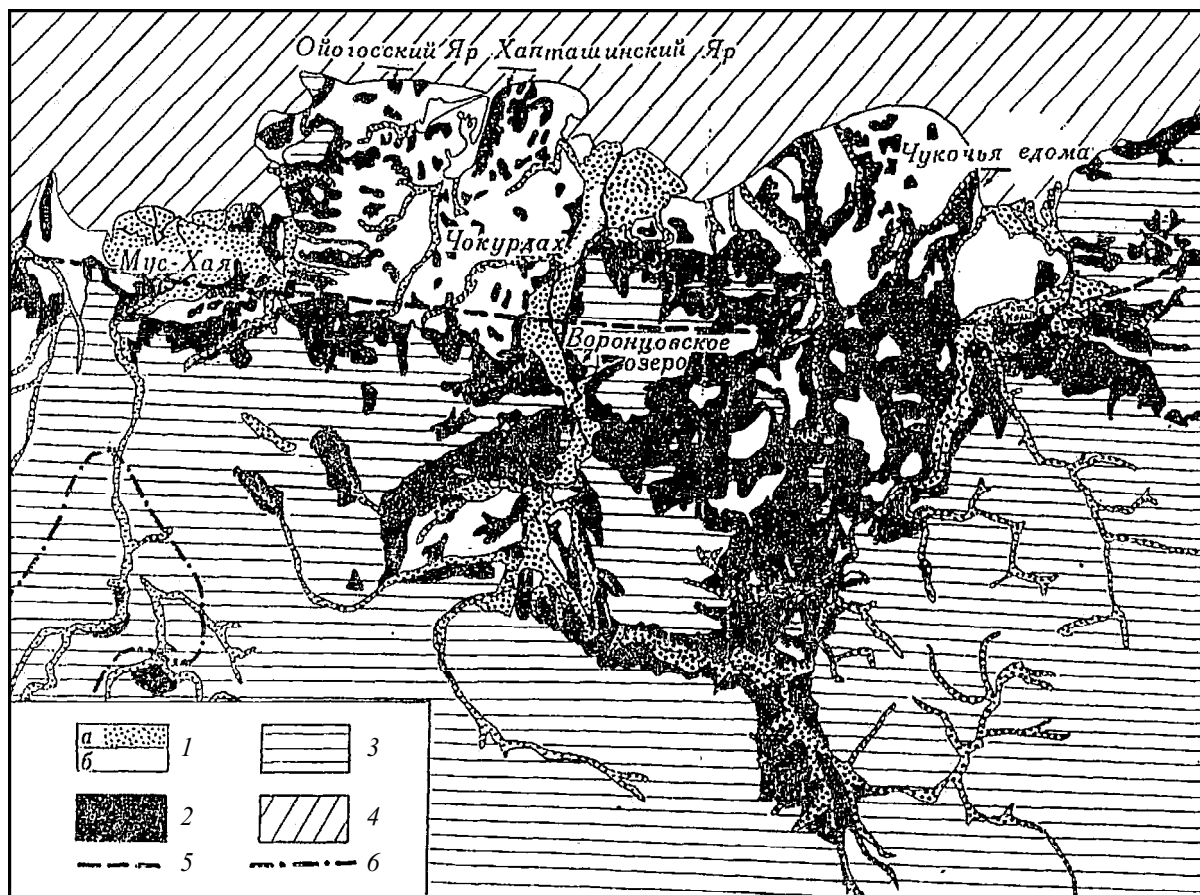


Рис. 1.21. Современное распространение позднеплейстоценовых лёссово-ледовых едом и голоценовых озерно-аласных равнин (Развитие..., 1993): 1а – голоценовые аллювиальные поймы, дельты и низкие террасы; 1б – голоценовые термокарстовые озерно-аласные равнины с чехлом озерно-болотных осадков; 2 – крупные едомы и уцелевшие позднеплейстоценовые равнины, сложенные лёссово-ледовым комплексом; 3 – горное обрамление; 4 – акватория арктических морей; 5 – граница зоны достаточного увлажнения на севере и зоны умеренного увлажнения на юге; 6 – граница зоны умеренного увлажнения и зоны недостаточного увлажнения

Индибирки до устья Лены. С юга область их распространения ограничена широтой 72°. Из анализа архивных фотографий следует, что такими же едомами были растаявшие в нашем веке острова Васильевский и Семеновский в море Лаптевых.

И.И. Спасская и др. предполагают, что пыль, в том числе и вулканическая, выпадала на вековой ледовой панцирь Северного Ледовитого океана и затем перевевалась приземными северо-восточными ветрами в сторону современного побережья. Все это позволяет объединить уцелевшую лёссово-ледовую едому в прошлом единую лёссово-ледовую страну. Возможно, именно она образовывала гипотетический трансарктический мост для флоры и фауны зырянской и сартанской эпох (Развитие..., 1993).

1.5. Колебания уровней внутриконтинентальных водоемов

Сравнительный анализ уровней внутриконтинентальных водоемов (разнообразных по происхождению) показывает различную картину их развития в позднеледниковье. Так, для большинства водоемов запада США это было время высокого положения уровня с максимумом 23 – 20 до 11 тыс. лет назад.

Африканские и аравийские озера наибольшее повышение уровня испытывали в первую половину эпохи, а в конце ее в условиях сухого холодного климата уровень водоемов был

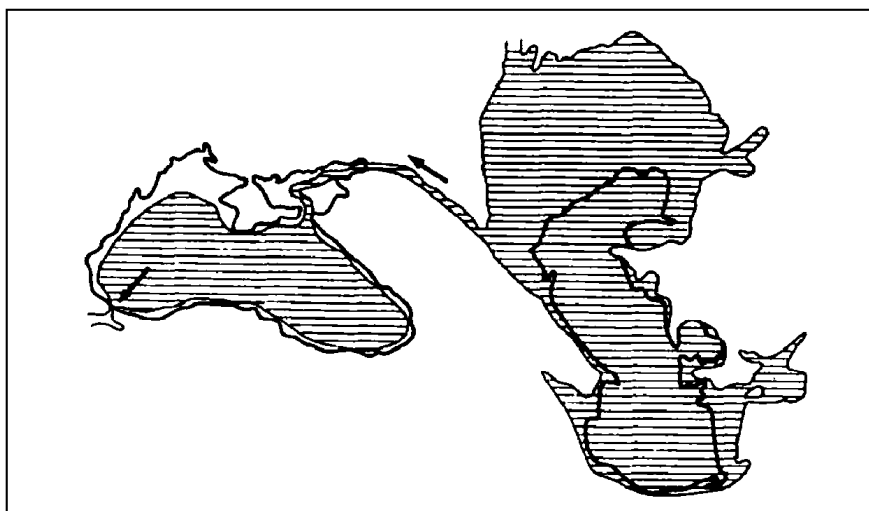


Рис. 1.23. Контуры ранневалдынского и раннего новоэвксинского бассейнов: стрелки – направление стока, по П.В. Федорову (Лазуков, 1989)

Имеются данные о высоком уровне Арала в позднем плейстоцене. Таким образом, как отмечают А.А. Свиточ, О.Г. Сорохтин, С.А. Ушаков (2004), в районах крупных континентальных водоемов наблюдались нарастание похолодания и разнообразный ход увлажнения с преобладанием режима высокого стояния уровня. Это соответствовало как увеличению количества осадков, так и уменьшению величины испарения. По времени проявления условно выделяют раннюю холодную и относительно влажную эпоху (до 20 тыс. лет назад) и позднюю эпоху, возможно, еще более холодную и аридную (20 – 14 тыс. лет назад).

1.6. Развитие событий в Мировом океане

Палеогеографические исследования показали, что в эпоху последнего похолодания воды Атлантики охлаждались сильнее, чем воды Пацифики ($5\text{ }^{\circ}\text{C}$ против $2,9\text{ }^{\circ}\text{C}$), но в целом процесс был сходным: максимумы похолодания располагались в умеренных широтах, в зонах апвэллингов (подъем вод с глубины в верхние слои океана) и дивергенции (расхождение поверхностных течений в Мировом океане под влиянием неравномерного распределения скоростей ветровых потоков над океаном). Северные области океанов охлаждались глубже и на большие площади были охвачены морскими льдами, чем южные. Похолодание осуществлялось асинхронно (Свиточ и др., 2004): в *полярных континентальных областях* 30 – 25 тыс. лет назад; в *экваториальной зоне* океана 24 – 20 тыс. лет назад; 19 – 15 тыс. лет назад похолодание охватило *континенты*, где выразилось в виде резкого возрастания масштабов горного оледенения и образования покровных ледников умеренных широт; в *высоких широтах океана* похолодание произошло 14 – 12 тыс. лет назад, где увеличились площади морских льдов.

Образование морских льдов в Северном Ледовитом океане около 0,7 млн лет назад явилось лишь началом его последующей непрерывной эволюции, определившей все наиболее существенные особенности в изменениях климата Земли. Прежде всего оно сопровождалось понижением температуры атмосферы в Арктике. В свою очередь, это понижение повлекло за собой как усиление конденсации влаги над океаном, так и увеличение стока материковых вод, вызванное новым усилением зональных воздушных переносов (Захаров, Малинин, 2000). В условиях постоянно возрастающего поступления пресных вод поверхностная арктическая водная масса увеличивала свои горизонтальные размеры, а вместе с ней разрасталась и полярная ледниковая шапка. При этом из-за ограниченного водообмена Северного Ледови-

того океана с Тихим эти изменения происходили в основном в сторону Атлантики. Так, на максимуме позднеплейстоценовой ледниковой эпохи опреснение распространялось за пределы Северного Ледовитого океана на районы Северной Атлантики (рис. 1.24).

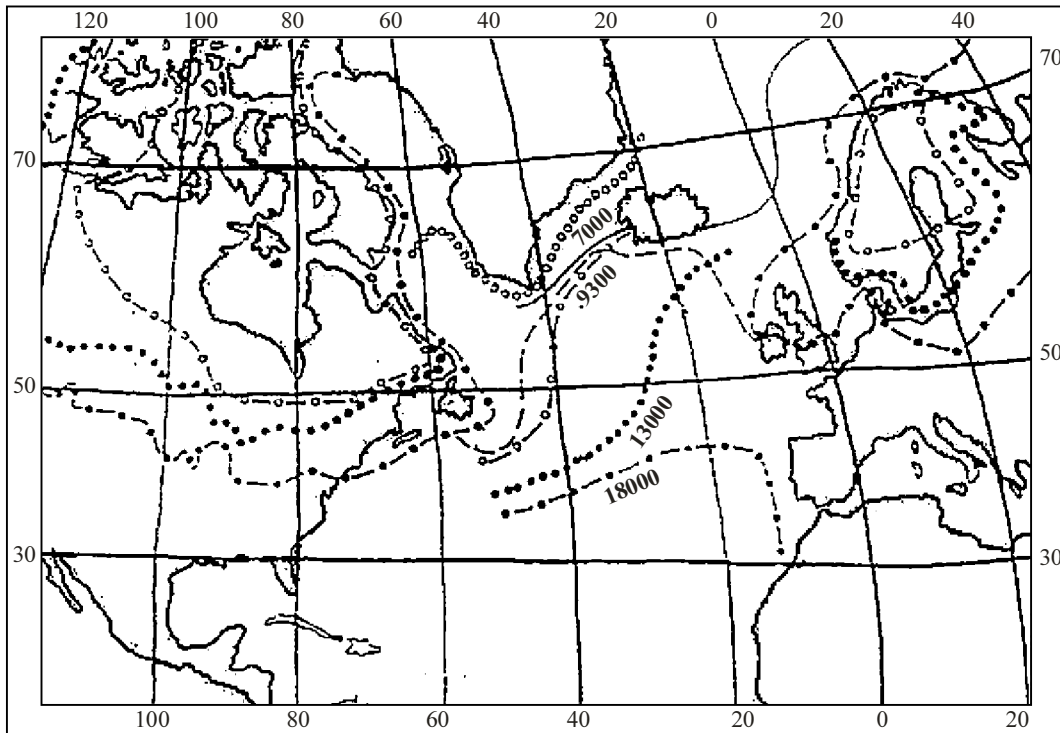


Рис. 1.24. Границы распространения полярных вод 18000, 13000, 9300 и 7000 лет назад (модификация Ruddiman and Glover, 1975) (по Захарову, Малинину, 2000)

В период позднего вюрма отклонения температур достигали огромной величины – 10 °С. Важно отметить, что разрастание полярной ледяной шапки в сторону экватора происходило до известных границ: по Ч. Бруксу такой предел будет достигнут, когда охлаждающий эффект ледяного покрова на его кромке будет полностью сбалансирован повышением температуры при приближении к экватору.

М.С. Бараш, Р.П. Булатов и А.С. Девдариани, изучавшие состояние водных масс и течений в Северной Атлантике в эпоху валдайского оледенения, т.е. около 20 тыс. лет назад, по данным фораминиферового анализа выявили следующее:

1. В эпохи четвертичных оледенений гидрологическая структура и развитие поверхностных течений были иными, чем в наше время. Палеоклиматические исследования американских специалистов по программе КЛИМАП для временного рубежа 15 – 20 тыс. лет назад показали, что отклонения температуры поверхностных вод океана в Северной Атлантике по сравнению с современным периодом были значительны (рис. 1.25).

2. Поле палеотемператур четко разделялось тогда субширотной полосой с резким температурным перепадом, к югу от которого отмечались высокие, а к северу – относительно низкие температуры. Эта полоса располагалась примерно по широте южной оконечности о-ва Ньюфаундленд и разграничивала субарктические и субтропические водные массы.

3. В отличие от современного Северо-Атлантического течения, Прагольфстрим имел более четкие границы, характеризовался широтным направлением, отсутствием крупных ответвлений и др. В Северной Америке в фазе ледниковой эпохи опресненные воды выносились Лабрадорским течением еще дальше в южном направлении, отесняя Гольфстрим от побережья континента.

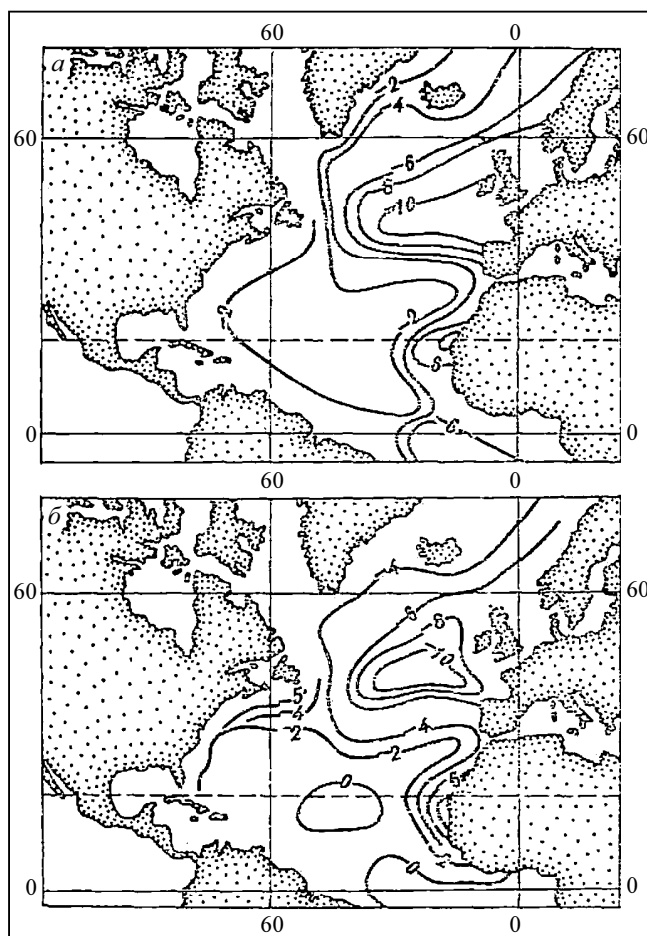


Рис. 1.25. Преобладающие температуры поверхности моря во время последнего максимума оледенения около 15 – 17 тыс. лет назад, как отклонения (°C) от современных величин (Герасимов, 1985): *а* – зима, *б* – лето

Таким образом, на фазе ледниковой эпохи субарктическая ледниковая зона значительно расширилась, а система Гольфстрим угнеталась. В позднеледниковье и голоцене отмечались колебания уровня океана и морей (рис. 1.26 и 1.27).

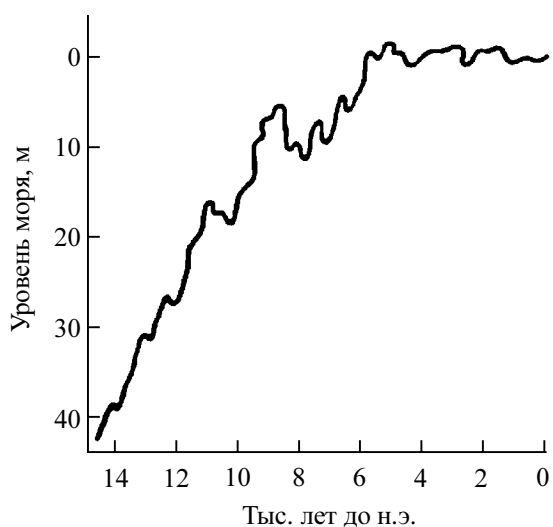


Рис. 1.26. Колебания уровня Мирового океана за последние 13 тысячелетий (Баландин, Бондарев, 1988)

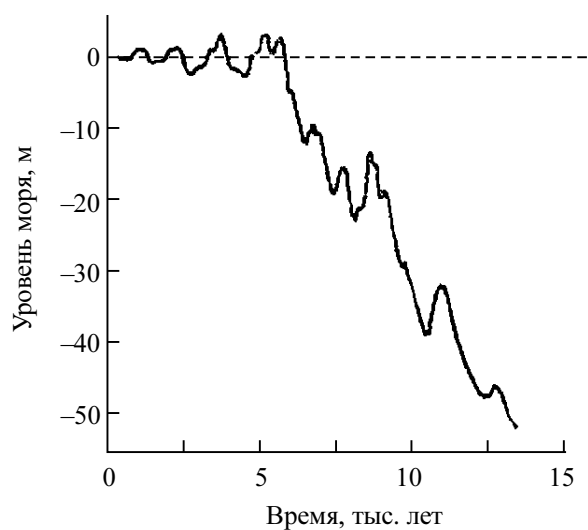


Рис. 1.27. Позднеледниковая и голоценовая трансгрессии по Фэрбриджу (Боуэн, 1981)

Например, Черное море ко времени поздневалдайского оледенения испытало регрессию, следы которой обнаружены на глубинах до 100 – 110 м. В это время существовал новоэвксинский опресненный бассейн с фауной каспийского типа (рис. 1.28).

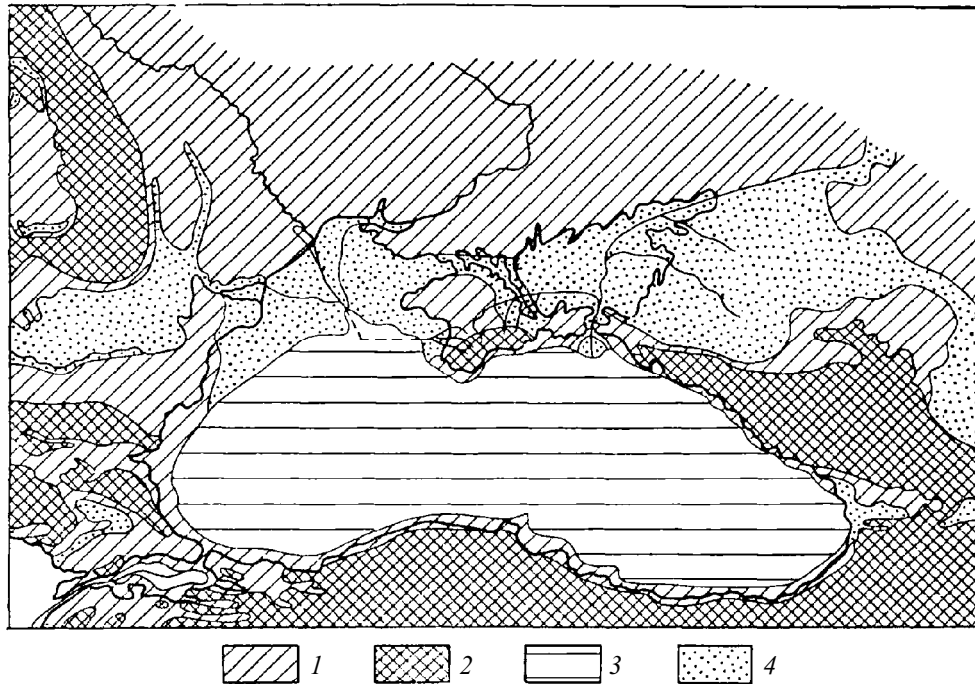


Рис. 1.28. Черноморский бассейн в позднечетвертичную пору (время новоэвксинской регрессии) по М.В. Муратову (Кизевальтер, Рыжова, 1985): 1 – суша; 2 – горы; 3 – море; 4 – низменные равнины

Азовское море и Одесский залив были осушены. Дельта Дона располагалась к югу от Керченского пролива, дельты Дуная и Днепра, в 200 км к югу от Одессы. В приустьевых частях рек Черноморского побережья установлено глубокое (до 60 м) переуглубление, заполненное молодым аллювием. Позднее развивалась послеледниковая трансгрессия.

1.7. Растительный и животный мир конца позднего плейстоцена

1.7.1. Растительность в период последнего оледенения

Плейстоцен – время неоднократных и значительных изменений характера растительности под влиянием существенных палеогеографических событий (главным образом колебаний климата). Во многих регионах северной части Евразии это приводило к радикальной перестройке растительного покрова. Особенно велики были различия между растительностью ледниковых и межледниковых эпох (рис. 1.29). В межледниковые эпохи, особенно в фазы оптимумов, наиболее широко распространялась лесная растительность. В умеренных широтах в ее состав входили термофильные растения, ныне произрастающие в областях с более теплым и влажным климатом – сальвиния плавающая, тис ягодный, граб обыкновенный, водяной орех или чилим, падуб остролистный и др. (Лазуков, Чочиа, Спасский, 1976).

В ледниковые эпохи была развита растительность, аналогов которой в современном растительном покрове нет. В литературе за ней закрепилось название *перигляциальная растительность*. Наиболее яркой ее особенностью является то, что в ее состав входили представители растений разных зон: *лесные* – сосна, береза, лиственница, ель и др.; *тундровые* – кустарниковые березы, полярные ивы, куропаточья трава (дриада), арктические плауны и др.; *степные* и даже *пустынные виды* – эфедра, полыни, лебедовые, терескен, кохия и др.

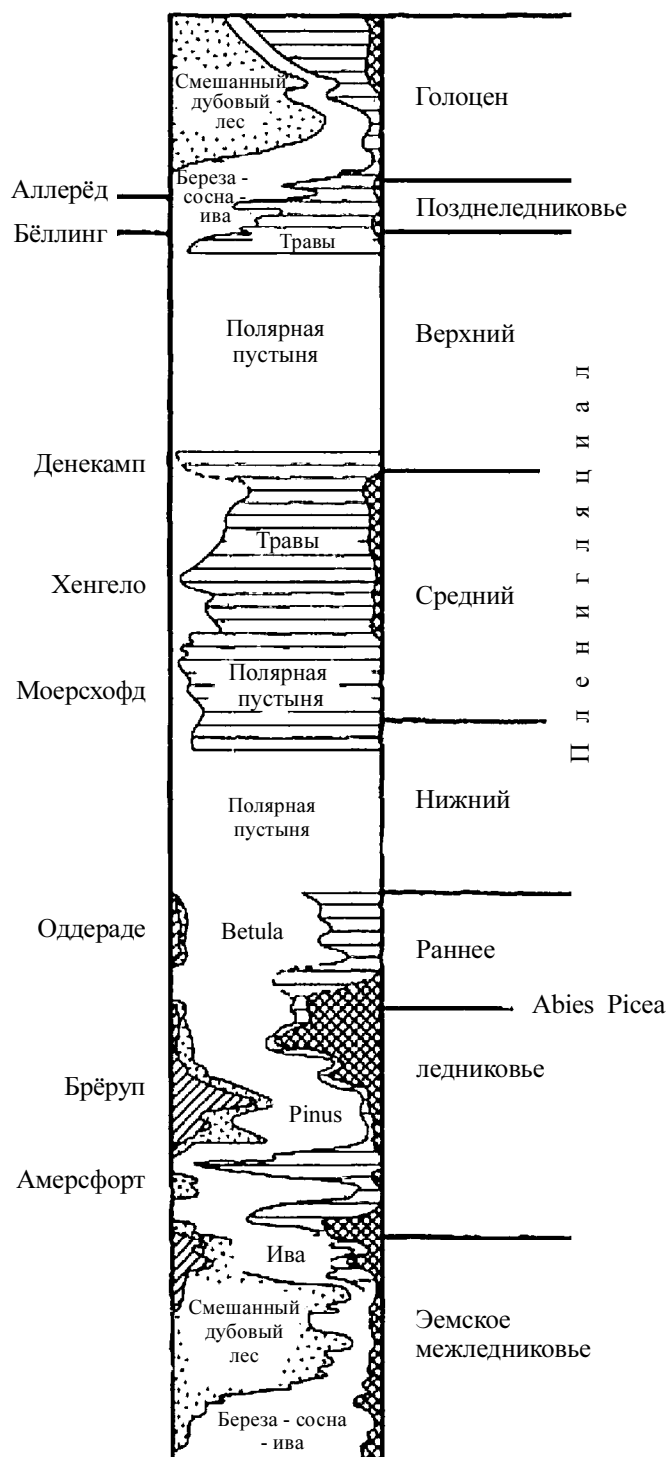


Рис. 1.29. История развития растительности в Европе в течение эемского межледниковья, последнего оледенения и голоцена. Слева показаны межстадиалы (по Боуэну, 1981)

В результате образовывались весьма своеобразные ландшафты – *тундростепи*, *тундролесостепи*, *холодные степи*, *перигляциальные степи*. Флористический состав указывает на холодный и континентальный климат. Палинологические материалы свидетельствуют, что перигляциальная растительность в ледниковые эпохи занимала огромные пространства, в которых зональные различия были выражены слабо. Д. Боуэн приводит данные о смене растительности Европы во время межледниковых и ледниковых эпох (рис. 1.30).

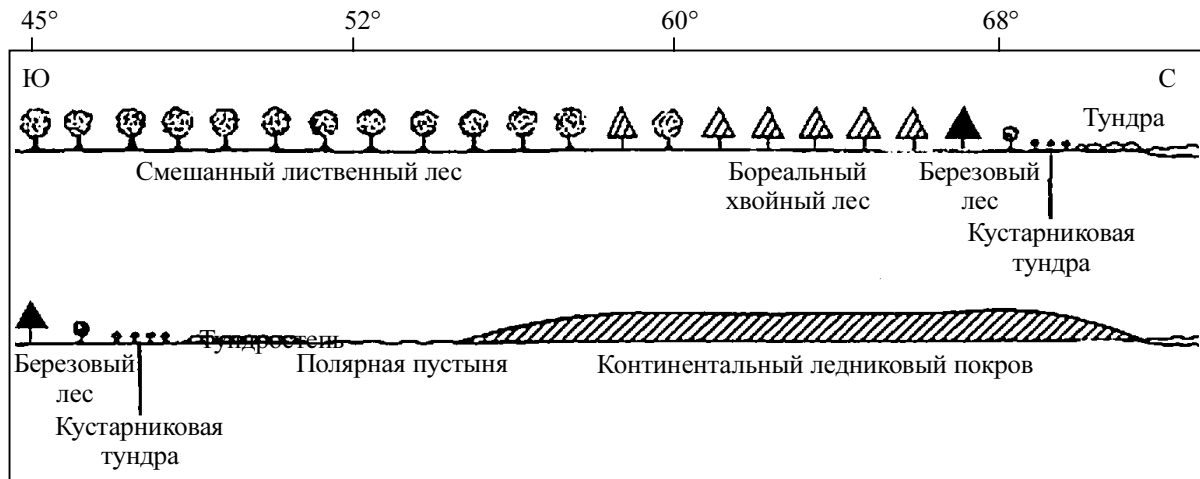


Рис. 1.30. Растительность Европы во время межледниковых и ледниковых эпох (по Боуэну, 1981)

В позднеледниковье растительность Евразии сильно отличалась от современной. Например, огромные пространства Европы были заняты тундрами и степями (рис. 1.31) по сравнению с современными ландшафтами, где господствует лесная растительность (рис. 1.32).

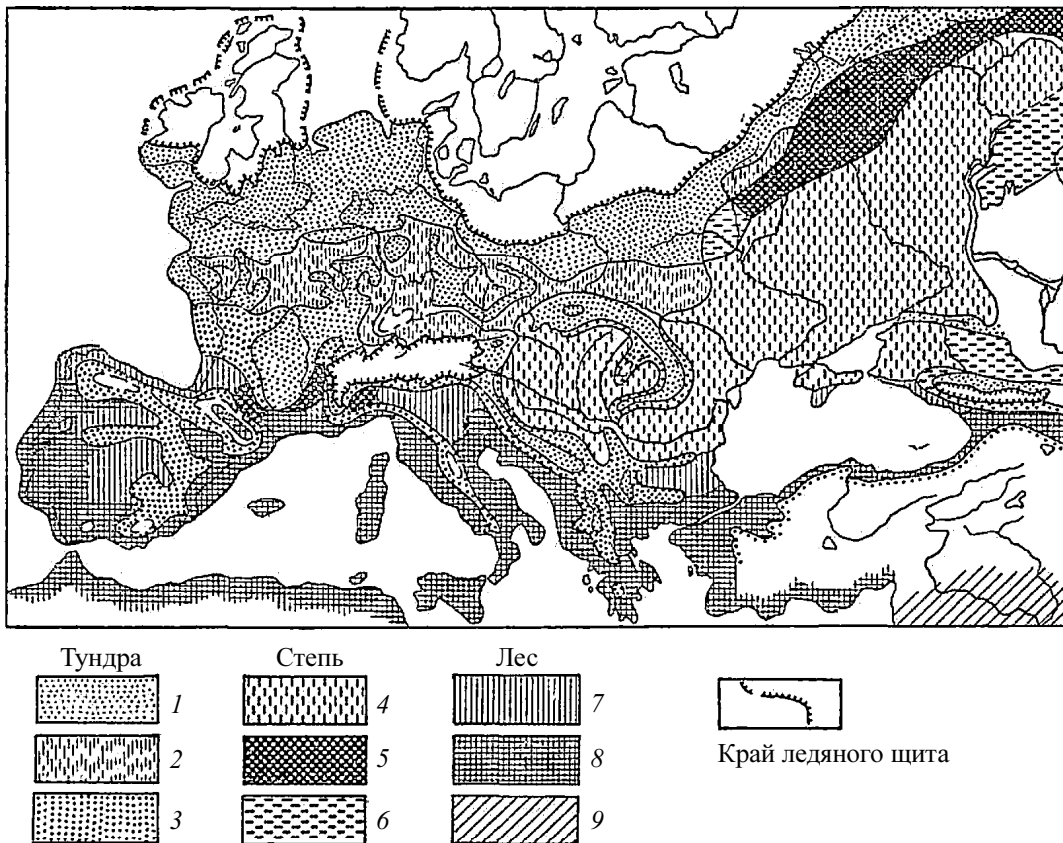


Рис. 1.31. Карта зоны растительности Европы во время последнего ледникового максимума, составленная в основном по содержанию пыльцы в отложениях. По Бюделю (Büdel, 1949. S. 109, 134), с изменениями (Флинт, 1963). *Тундра*: 1 – полярная и альпийская тундра, мерзлотные явления; 2 – тундра, развитая на лёссе, мерзлотные явления; 3 – тундра с кустарниками и редкими деревьями. *Степь*: 4 – (лёссовая) степь с редкими деревьями; 5 – (лёссовая) степь с деревьями; 6 – (лёссовая) степь пограничных пространств. *Лес*: 7 – лес умеренно-холодного климата с сосной, березой и ивой; 8 – смешанный лес умеренного климата с различными породами листопадных деревьев; 9 – средиземноморская растительность

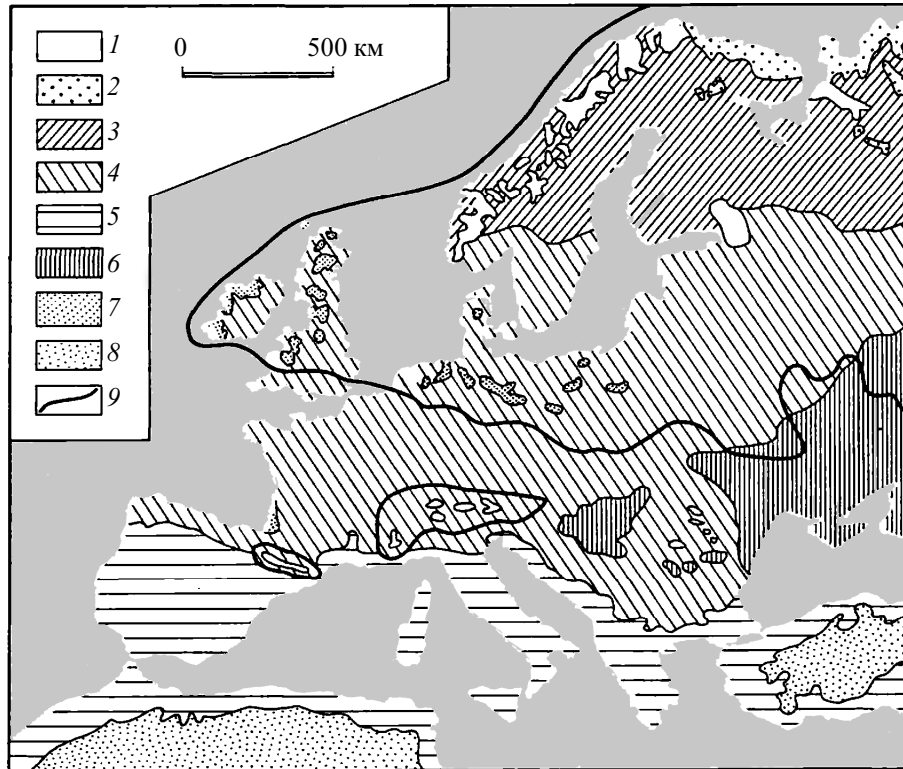


Рис. 1.32. Карта современной растительности Западной Европы (Джон и др., 1982). Для сравнения показана граница максимального распространения ледниковых покровов в плейстоцене: 1 – горные тундры; 2 – тундры; 3 – бореальные леса; 4 – смешанные хвойно-широколиственные и широколиственные леса; 5 – средиземноморские леса и кустарники; 6 – степи; 7 – вересковые пустоши; 8 – пустыни; 9 – граница максимального распространения ледниковых покровов в плейстоцене

В России особенности растительности последнего оледенения (валдайского) лучше всего изучены для Русской равнины. Вдоль края ледника произрастала приледниковая растительность, состоящая из сочетания тундровых и степных группировок с участием разреженных редколесий из березы, лиственницы, ели и кустарников (рис. 1.33). Южнее располагались луговые степи с сосновыми, лиственничными и березовыми лесами (перигляциальная степь); еще южнее чередовались южная перигляциальная лесостепь – перигляциальные степи и др.

Почти вся территория Западной Сибири в сартанское время была занята тундрами, лесотундрами (рис. 1.34). Ландшафты тундростепи, тундролесостепи были развиты в Средней Сибири и широкой полосой прослеживались до Верхоянья.

С.В. Томирдиаро считает, что в зырянское и сартанское время на Северо-Востоке Азии на низменностях и в предгорьях господствовали арктические мамонтовые степи, приуроченные к толщам едомных отложений ледово-лессового типа. Условия круглогодичного арктического антициклона, безоблачность способствовали мощной инсоляции. Поверхностные слои едомного лёсса иссыхали и обеспечивали твердый грунт для передвижения ныне вымерших арктических степных копытных. В то же время нижние слои почвы подпитывались водой за счет подземных льдов. Этой влаги не хватало для лесной растительности, но было достаточно для бурного роста трав даже в глубине Арктики. Поэтому именно едомы шельфового арктического типа содержат такое исключительное множество костных остатков мамонтовой фауны. Шельфовая едома была распространена в это время по всей Арктической Берингии, возможно, что она проникала и в глубинную Арктику (см. рис. 1.21).

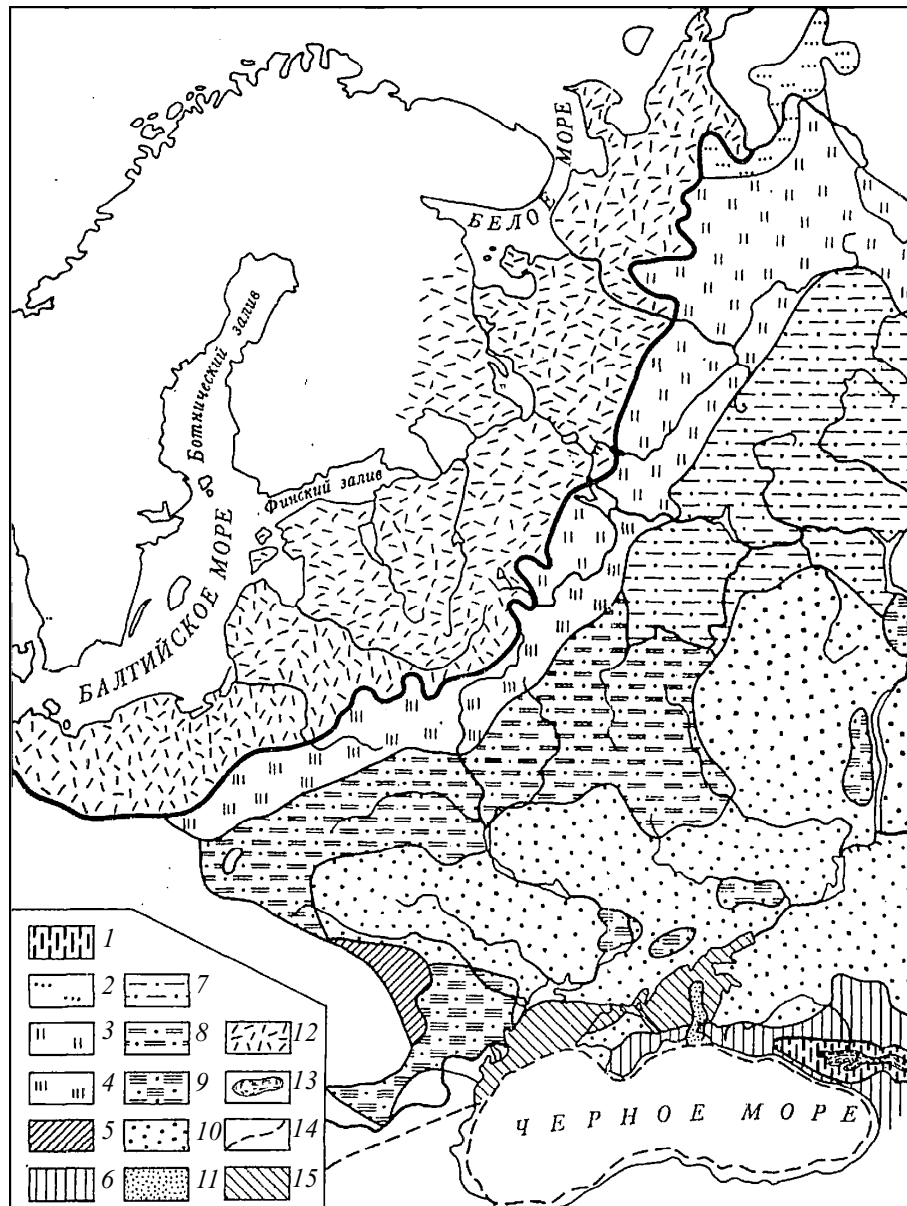


Рис. 1.33. Растительность максимальной стадии валдайского оледенения по В.П. Гричку, с упрощениями (Лазуков, 1989). *Перигляциально-тундровый тип растительности*: 1 – альпийские луга с участием ксерофитных степных группировок; 2 – арктические пустыни; 3 – сочетание тундровых и остепненных травянистых группировок с лиственным, березовым и сосновым редколесьем (приледниковая растительность, северный вариант); 4 – сочетание тундровых и степных группировок с березовым и сосновым редколесьем (приледниковая растительность, южный вариант); *бореальный тип растительности*: 5 – смешанные (из сосны, лиственницы и березы) и хвойные (из ели и пихты) леса; *неморальный и субтропический тип растительности*: 6 – эвксинские широколиственные и хвойно-широколиственные формации; *перигляциально-степной тип растительности*: 7 – луговые степи с березовыми, еловыми и сосновыми лесами (перигляциальная лесостепь); 8 – луговые степи с сосновыми, лиственничными и березовыми лесами (перигляциальная лесостепь); 9 – луговые степи с лесами из березы и сосны с участием широколиственных пород (южная перигляциальная лесостепь); 10 – перигляциальные степи; 11 – растительность засоленных побережий, песков и морских дюн; 12 – ледниковый покров; 13 – горные ледники; 14 – береговая линия; 15 – осушенные территории

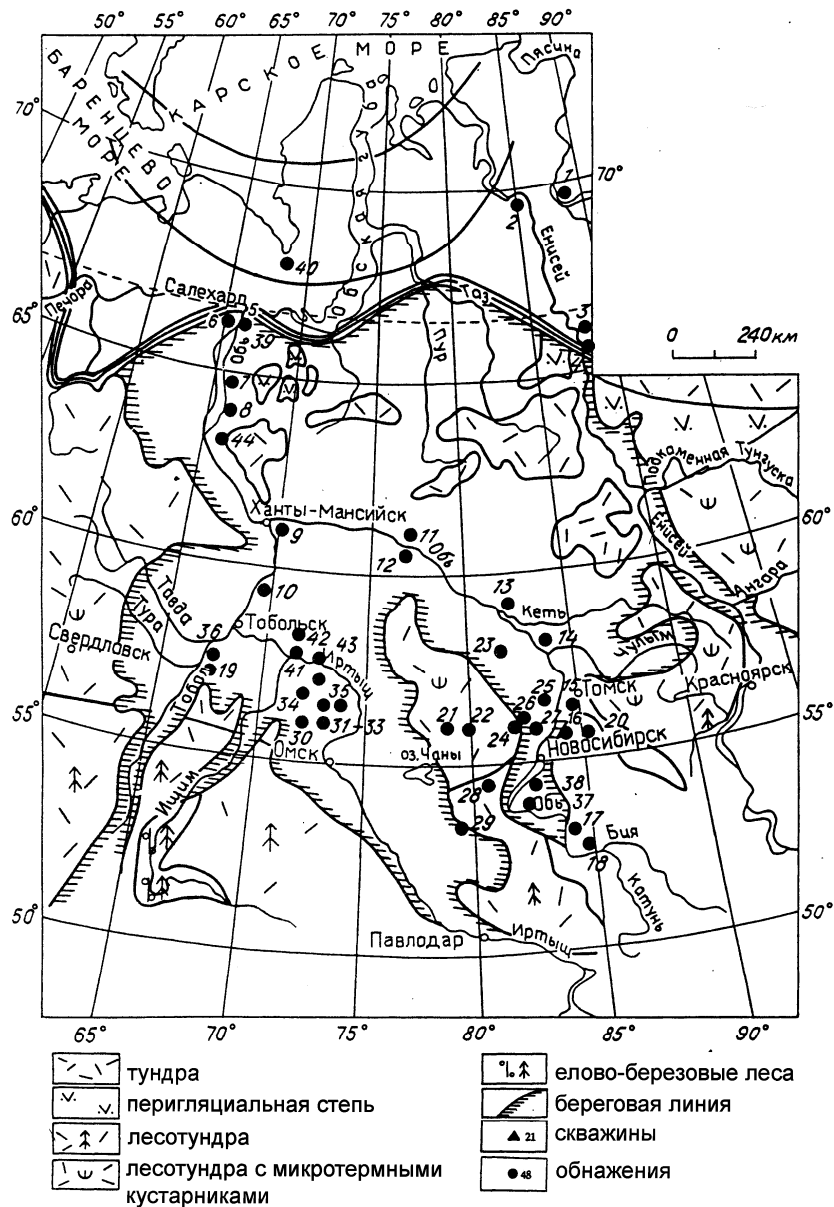


Рис. 1.34. Карта-схема растительности сартанского времени (Архипов, Волкова, 1994)

Т.Н. Каплина, А.В. Ложкин отмечают, что в период от 14 – 15 до 13,7 – 12,2 тыс. лет назад приморские низменности Якутии, включая современную зону северной тайги, были заняты арктической тундрой. Об этом свидетельствуют спорово-пыльцевые комплексы из Алешкинской террасы, Халлерчинской тундры в низовьях Колымы и известного захоронения мамонтов на р. Берелёх в низовьях Индигирки. В них преобладает пыльца трав (злаковые и разнотравье) и зеленых мхов. В спектрах отсутствует пыльца деревьев и кустарников (рис. 1.35).

Первая волна потепления в конце плейстоцена в этом регионе датируется в $11,87 \pm 60$ и $11,83 \pm 110$ лет назад. Этим датам, полученным по древесине из Берелёхского захоронения мамонтов, соответствуют спорово-пыльцевые комплексы, отражающие растительность южной тундры и лесотундры. На острове Раутан, покрытым в настоящее время тундровой растительностью, найдена древесина березы, т.е. климат времени, соответствующий европейскому аллереду, был благоприятнее современного.

В пустынях Средней Азии, Казахстана, Северной Африки, пустыне Тар 26 – 12 тыс. лет назад климат был холодный и сухой. Одним из следствий похолодания явилось значительное расширение ареала мамонта, вплоть до линии Аральск – ст. Чу – Алма-Ата. Начиная с 12 тыс. лет назад до 4 тыс. лет назад на территории пустынь Средней Азии, Казахстана началась пльвиальная эпоха (Мамедов, 1982). Климат этой фазы был сходен с климатическими условиями современной степной зоны, где осадков выпадает от 250 до 450 мм/год, а средняя температура июля составляет 21 – 23 °С, что на 8 – 9 °С ниже современных средних июльских температур в южной части Туранской низменности. В это время в песках среднеазиатских пустынь образовались мощные карбонатные почвы, произошло опреснение грунтовых, поверхностных вод и др.

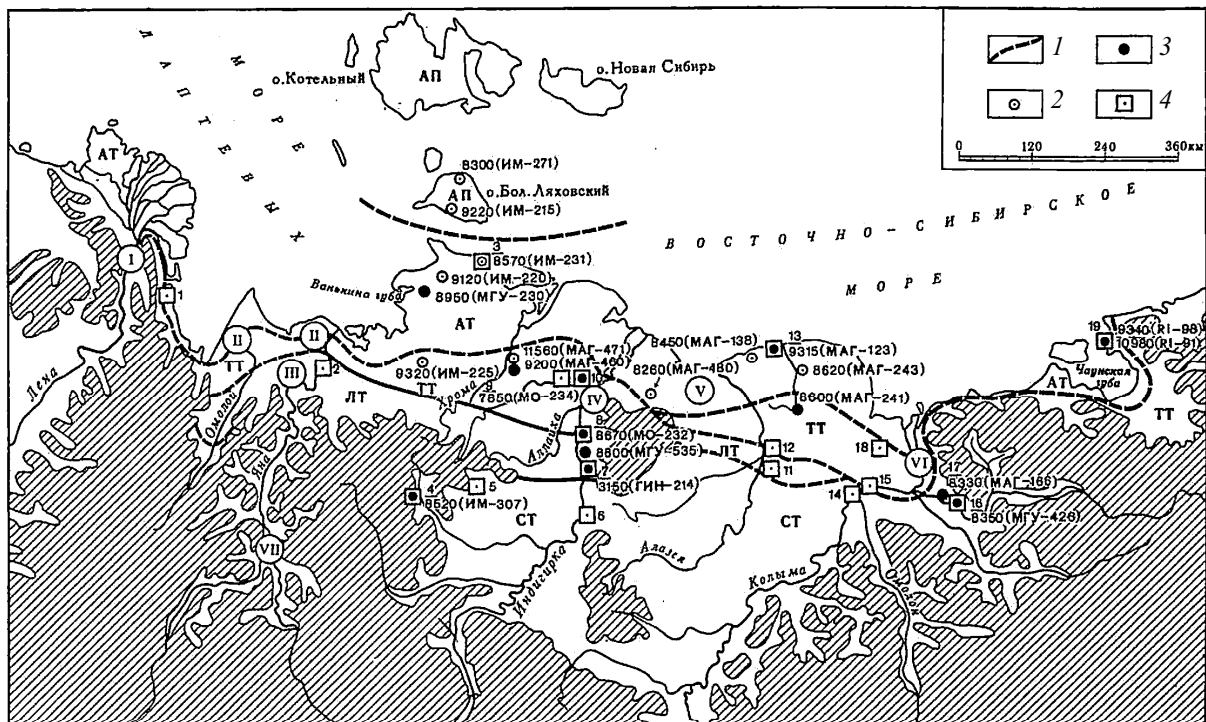


Рис. 1.35. Карта района исследований (Каплина, Ложкин, 1982): 1 – границы современных растительных зон и подзон, обозначенных буквами: АП – арктические пустыни; АТ – арктические тундры; ТТ – типичные (южные) тундры; ЛТ – предтундровые лиственничные редколесья (лесотундры); СТ – северотаежные лиственничные редкостойные леса. Схематизировано по карте «Растительность СССР» в «Физико-географическом атласе мира» (1964); 2 – датированные по C^{14} макроостатки древесины; 3 – то же, макроостатки высокоствольной березы; 4 – опорные спорово-пыльцевые диаграммы с датировками по C^{14} (номера точек указаны на карте и в тексте). Римскими цифрами указаны районы изучения субфоссильных спорово-пыльцевых спектров: I, III, IV и VI – по Г.М. Саввиновой (1975), II и V – по Г.Г. Карташовой (1973), VII – по А.П. Васьковскому (1957). Косой штриховкой выделены территории высотой более 200 м

В конце плейстоцена – начале голоцена исследователи отмечают необычайную обводненность пустыни Сахары. Так, 14 тыс. лет назад во внутренних районах Сахары аридные условия начинают сменяться гумидными, с максимумом увлажнения около 10 тыс. лет назад (озерный период Сахары). Об этом обводнении свидетельствуют многочисленные находки во всех районах пустыни костей слонов, жирафов, а также местонахождения стоянок человека с гарпунами, рыболовными крючками, в том числе и в Центральной Сахаре (рис. 1.36). Озеро Чад 13 тыс. лет назад занимало площадь 1 млн км².

Обводненность Сахары в конце плейстоцена – начале голоцена А.А. Величко связывает с общим сильным понижением температуры и морским оледенением, которое сильно изменило радиационный баланс Земли: благодаря очень высокому альбедо льдов, их способности вызывать охлаждение приповерхностного слоя воздуха и поглощать тепловую энергию при таянии.

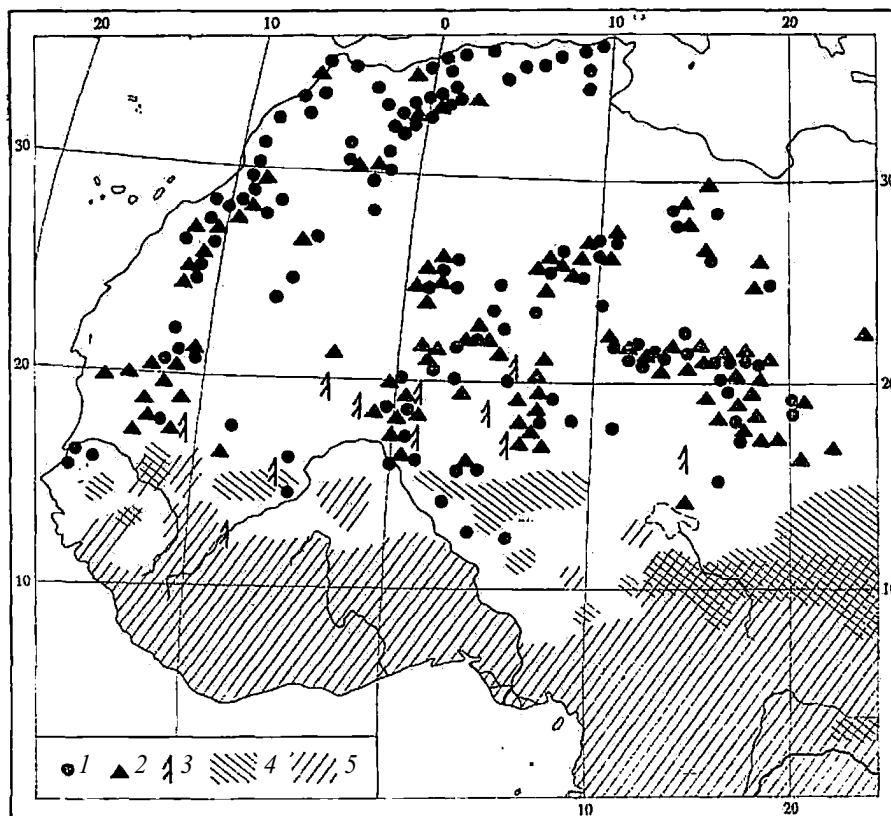


Рис. 1.36. Местонахождения костей слонов, жирафов и рыболовных принадлежностей на стоянках конца плейстоцена – начала голоцена (Величко, 1973): 1 – находки костей слона; 2 – жирафа; 3 – находки рыболовных принадлежностей; 4 – районы современного обитания жирафа; 5 – слона

В целом во время ледниковых эпох в экваториальных широтах температура понижалась не более чем на 1 – 2 °С по сравнению с современной. Это мало или вовсе не отражалось на жизни растений и животных; в экваториальной зоне сохранялись доплейстоценовые условия. К северу ситуация усложнялась: области современных пустынь и саванн были уже или смещались в сторону экватора. В тропиках и субтропиках ледниковые периоды в некоторой степени совпадали с плювиальными периодами. К северу от 45° с.ш. климат был более холодным, но менее влажным. Текстурный анализ почв и осадков свидетельствует о широком распространении полярных (перигляциальных) пустынь. Еще одним фактором, усложнившим ситуацию во время оледенения, являются географические особенности материков: на равнинах растения, мигрировавшие к югу в связи с развитием ледников, не встречали существенных препятствий. В Европе, в горных областях, многие виды животных и растений были обречены на вымирание, «запертые» в межгорных котловинах при слиянии долинных ледников и образовании ледниковых покровов на предгорных наклонных равнинах и плато (Джон и др., 1982). Колебания уровня океана способствовали миграции растений и животных.

1.7.2. Фауна млекопитающих

За неоген-четвертичное время фауна млекопитающих претерпела значительные эволюционные изменения – появление и вымирание ряда видов и родов. Вследствие этого изучение фауны млекопитающих, особенно выяснение этапов ее развития, имеет огромное значение для стратиграфии и палеографии. Основная заслуга в обосновании большой стратиграфической роли четвертичной фауны млекопитающих принадлежит В.И. Громову (1948), выделившему разновозрастные *фаунистические комплексы*.

Фаунистический комплекс – это «...группа видов животных, возникших в одном географическом районе, имеющих сходные ареалы и близких по некоторым экологическим особенностям» (Четырехязычный..., 1980).

Помимо В.И. Громова, большой вклад в этот раздел науки внесли Л.И. Алексеева, В.С. Бажанов, Э.А. Вангейнгейм, Н.К. Верещагин, В.И. Громова и др.; среди иностранных ученых – В. Зергель, Ф. Цейнер, К. Адам, М. Кретцоя и др. (Лазуков и др., 1976).

Изменения фауны в четвертичный период выражены в неоднократной смене фаунистических комплексов, а также в филогении ряда групп животных (хоботные, носороги, лошади и др.). Эти изменения отмечались и в тропико-экваториальных областях. Но значительно ярче они проявились в умеренных широтах. Для многих крупных регионов России, стран ближнего зарубежья выделены фаунистические комплексы, отвечающие различным эпохам четвертичного периода. Благодаря этому выделяются основные этапы развития фауны. На территории бывшего СССР лучше всего изучена фауна южной половины Русской равнины. Сходные, но не тождественные этапы развития фауны характерны и для других регионов – Западной Европы, Сибири, Казахстана, Восточной Европы, Северной Америки и др.

Западная Европа

Основное количество местонахождений фауны млекопитающих Западной Европы располагается во внеледниковых районах. Главнейшие местонахождения фауны имеются в Италии (Виллафранка у г. Асти, долина Арно), во Франции (долины Соммы, Сены, Роны), Англии (английские краги, Кромер), Нидерландах, в Германии (Зюссенборн, Мосбах, Штейнгейм, Таубах, Эрингсдорф), а также в Румынии и Венгрии. Исходной фауной, положившей начало формированию плейстоценовой, а в конечном итоге и современной фауны млекопитающих, явилась саванновая и степная гиппарионовая фауна. Она была распространена в миоцене и нижнем плиоцене на обширных пространствах Евразия, Африки и Северной Америки. Свое название фауна получила от наиболее характерного представителя – трехпалой лошади гиппариона. Более молодые, так называемые руссильонская и виллафранкская¹ фауны, имели в своем составе ряд новых животных, чуждых для гиппарионовой фауны. Появилось много родов, характерных уже для плейстоценовых фаун (лошади, слоны, носороги, олени, быки, верблюды, и др.).

Наличие новых животных (родов, подсемейств и даже семейств) в составе виллафранкской фауны послужило основанием для отнесения ее к четвертичному периоду (эоплейстоцену). Но в дальнейшем некоторые из указанных групп животных были установлены в более древней, среднеплиоценовой, руссильонской фауне. В связи с этим некоторые исследователи проводят границу четвертичного периода под отложениями с руссильонской фауной

¹ Виллафранкский ярус (от названия г. Виллафранка в Северной Италии) – континентальные отложения, нижняя часть которых относится к плиоцену, а верхняя часть отложений сопоставляется с гюнцем Альп. Охватывает промежуток времени от 3,5 млн до 800 тыс. лет назад (Четырехязычный..., 1980). Морской аналог средней и верхней части виллафранкского яруса – калабрийский ярус (слои), возраст калабрийских отложений по современным представлениям 1,806 – 0,781 млн лет.

(табл. 1.4). Максимальное распространение северных животных в Западной Европе произошло в позднем плейстоцене, особенно в валдайское оледенение (висла).

Таблица 1.4

Фаунистические комплексы плио-плейстоцена Западной Европы и их геологический возраст (по Кизельватеру, Рыжовой, 1985 с дополнениями А.В. Шпанского)

Стратиграфические подразделения	Горизонт	Фаунистические комплексы	
ПЛЕЙСТОЦЕН	Голоцен	Современный	
	Верхний	Висла	<i>Мамонтовый</i> : мамонт (<i>Mammuthus primigenius</i>)/ шерстистый носорог (<i>Coelodonia antiquitatis</i>), лошадь, бизон, сайга, благородный олень, северный олень (<i>Rangifer tarandus</i>), лань (<i>Dama dama</i>), песец (<i>Alopex lagopus</i>), лемминги (<i>Lemmas, Dicrostonyx</i>), кабан
		Эем	<i>Фауна Таубаха, Эригсдорфа</i> и др. местонахождений: древний слон (<i>Palaeoloxodon antiquus</i>), носороги (<i>Dicerorhinus kirchbergensis, D. hemi-toechus</i>), германская лошадь (<i>Equus caballus germanicus</i>), первобытный бык (<i>Bos primigenius</i>), бизон (<i>Bison priscus</i>), лань (<i>Dama dama</i>), лось (<i>Alces alces</i>), бобр (<i>Castor fiber</i>)
	Средний	Варта Заале	<i>«Мамонтовый горизонт» Штейнгейма</i> : слон промежуточный между трогонтеревым и мамонтом (<i>Mammuthus trogontherii</i>), мамонт (<i>Mammuthus primigenius</i>), шерстистый носорог (<i>Coelodonta antiquitatis</i>), лошадь (<i>Equus caballus steinheimensis</i>), зубр (<i>Bison priscus</i>).
		Гольштейн	<i>Антикеусовые слои Штейнгейма</i> : древний слон (<i>Palaeoloxodon antiquus</i>), носорог (<i>Dicerorhinus kirchbergensis</i>), лошадь (<i>Equus steinheimensis</i>), буйвол (<i>Buffelus murrensis</i>), большерогий олень (<i>Megaloceros giganteus</i>), благородный олень (<i>Cervus elaphus</i>) и др.
	Нижний	Эльстер	<i>Фауна Кромера, Зюссенборна, Мосбаха</i> : южный слон (<i>Archidiskodon meridionalis</i>), древний слон (<i>Palaeoloxodon antiquus</i>), носороги (<i>Dicerorhinus etruscus, D. mercki</i>), широколобый лось (<i>Alces latijrons</i>), гиппопотам (<i>Hippopotamus</i>), северный олень (<i>Rangifer sp.</i>), овцебык (<i>Ovibos cf. mo-schatus</i>) и др.
Эоплейстоцен	Менапий-прегиглий	<i>Виллафранкский</i> : мастодонт (<i>Anancus arvernensis</i>), южный слон (<i>Archidiskodon meridionalis</i> , от архаичного до позднего), этрусский носорог (<i>Dicerorhinus etruscus</i>), лошадь Стенопа (<i>Equus stenorhis</i>), быки (<i>Leptobos</i>), олень (<i>Cervus remosis</i>), гиппопотам (<i>Hippopotamus</i>), бобр трогонтерий (<i>Trogontherium cuvieri</i>), макак (<i>Macaca</i>)	

Восточная Европа

Основная часть местонахождений фауны этого региона располагается в южных районах – долины Днестра, Прута, Днепра, в Одесских пещерах, на Северном Кавказе, Азовском побережье, Таманском полуострове и др. (табл. 1.5).

Смена фаунистических комплексов Восточной Европы отражает длительный и сложный процесс приспособления фауны млекопитающих к изменявшимся природным условиям. Основным в этом процессе было последовательное вымирание более теплолюбивых животных и появление животных, лучше приспособленных к менявшимся условиям среды. Особенно это характерно для эоплейстоцена и начала плейстоцена. Фауна среднего и позднего плейстоцена была представлена многими животными, которые в конце валдайского оледенения и начале голоцена или вымерли вообще, или резко сократили ареалы. Другая сторона процесса развития фауны Восточной Европы заключалась в появлении новых форм животных в результате филогенетического развития.

Таблица 1.5

**Фаунистические комплексы плио-плейстоцена Восточной Европы и их геологический возраст
(по Кизельватеру, Рыжовой, 1985 с дополнениями А.В. Шпанского)**

Стратиграфические подразделения	Горизонт	Фаунистические комплексы	
ПЛЕЙСТОЦЕН	Голоцен	Современный <i>Современный</i> : представлен современными животными. В начале присутствует бык (<i>Bos priird-genius</i>) и некоторые другие плейстоценовые реликты	
	Верхний	Валдайский Мгинский (Микулинский) Московский Рославльский (Одинцовский)	<i>Мамонтовый</i> : мамонт (<i>Mammuthus primigenius</i>), шерстистый носорог (<i>Coelodonta antiquitatis</i>), бизон (<i>Bison prisons</i>), овцебык (<i>Ovibos moschatus</i>), сайга (<i>Saiga tatarica</i>), северный олень (<i>Rangifer tarandus</i>), медведь (<i>Ursus arctos</i>), пещерный медведь бурый (<i>Ursus spelaeus</i>), песец (<i>Alopex lagopus</i>), обский лемминг (<i>Lemmus obensis</i>), копытный лемминг (<i>Dicrostonyx torquatus</i>), сурок (<i>Marmota bobac</i>), лисица (<i>Vulpes vulpes</i>) и др.
		Средний	Днепровский
	Лихвинский		<i>Сингильский</i> : древний слон (<i>Palaeoloxodon antiquus</i>), носорог Мерка (<i>Dicerorhinus mercki-D. kirchbergensis</i>), эласмотерий (<i>Elasmotherium</i>), бык (<i>Bos volgensis</i>) и др.
	Нижний	Окский	<i>Тураспольский</i> : трогонтериевый слон (<i>mammuthus tregontherii</i>), носорог Мерка (<i>Stephanorhinus kirchbergensis</i>), мосбахская лошадь (<i>Equus mos-bachensis</i>), бизон Шетензака (<i>Bison schoetensaki</i>), лось широколобый (<i>Cervalces latifrons</i>) и др.
	Эоплейстоцен	Апшеронский	<i>Таманский</i> : южный слон (<i>Archidiskodon merid-ionalis</i>), носорог (<i>Dicerorhinus cf. etruscus</i>), бизон Шетензака (<i>Bison cf. schoetensacki</i>), зюссен-борнская лошадь (<i>Equus cf. sussenbornensis</i>), верблюд (<i>Paracamelus</i>), газелла (<i>Gazella sp.</i>), трогонтерий (<i>Trogontheriun cuvieri</i>) и др.
НЕОГЕН	Акчагыльский	<i>Ханровский</i> : мастодонт (<i>Anancus arvernensis</i>), слон Громова (<i>Arcliidiskodon gromovi</i>), носорог этрусский (<i>Dicerorhinus etruscus</i>), лошадь Стенопа (<i>Equus stenonis</i>), гиппарион (<i>Hipparion sp.</i>), трогонтерий (<i>Trogontherium cuvieri</i>) и др.	
	Астийский	<i>Молдавский</i> : мастодонты (<i>Anancus arvernensis</i> , <i>Mastodon borsoni</i>), гиппарион (<i>Hipparion</i>), олени, верблюды, антилопы, саблезубый тигр и др.	

Верхнепалеолитический комплекс. Он так назван В.И. Громовым по связи со стоянками человека верхнего палеолита. В этом комплексе фауны совместно присутствуют животные разных экологических групп – лесной, степной и тундровой. Ряд северных форм – песец, северный олень и др. – проникали далеко южнее своего современного обитания. Например, северный олень, песец в эпоху валдайского оледенения проникали на юг до Франции, Испании, Крыма (рис. 1.37 и 1.38).

Верхнепалеолитический комплекс существовал от днепровского оледенения до конца валдайского оледенения, сменившись в голоцене современной фауной. Со временем максимального оледенения сопоставляется верхнепалеолитическая фауна с мамонтом раннего типа, с валдайским оледенением – фауна с мамонтом позднего типа. Мамонт и шерстистый носорог имели чрезвычайно широкое распространение (рис. 1.39).

Сайга, бизон, лошадь проникали на север вплоть до побережья Северного Ледовитого океана. Наиболее характерными животными верхнепалеолитического комплекса являются мамонт, шерстистый носорог, благородный олень, северный олень, лось, овцебык, россомаха, сайга, лисица, песец, волк, лемминг, суслик, сурок, заяц, тушканчик, медведь, тигролев, гиена и др. (рис. 1.40)

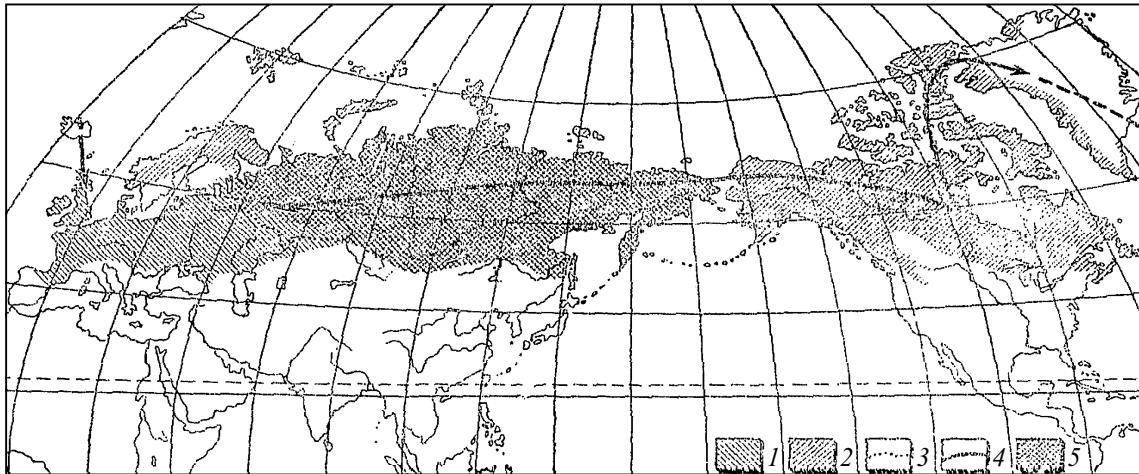


Рис. 1.37. Распространение северного оленя (*Rangifer tarandus*), по К.К. Флерову и др. (Плейстоцен, 1968): 1 – в плейстоцене; 2 – в современную эпоху; 3 – южная граница распространения в XIX в.; 4 – пути расселения в плейстоцене; 5 – в плейстоцене и современную эпоху

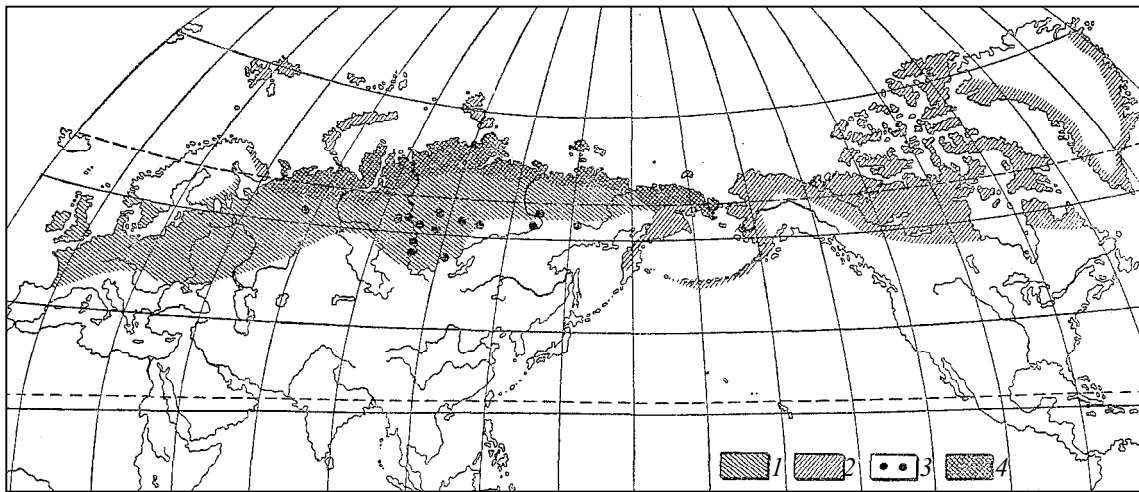


Рис. 1.38. Распространение песца (*Alorex lagopus*), по К.К. Флерову и др. (Плейстоцен, 1968): 1 – в плейстоцене; 2 – в современную эпоху; 3 – случаи далеких заходов на юг в современную эпоху; 4 – в плейстоцене и современную эпоху

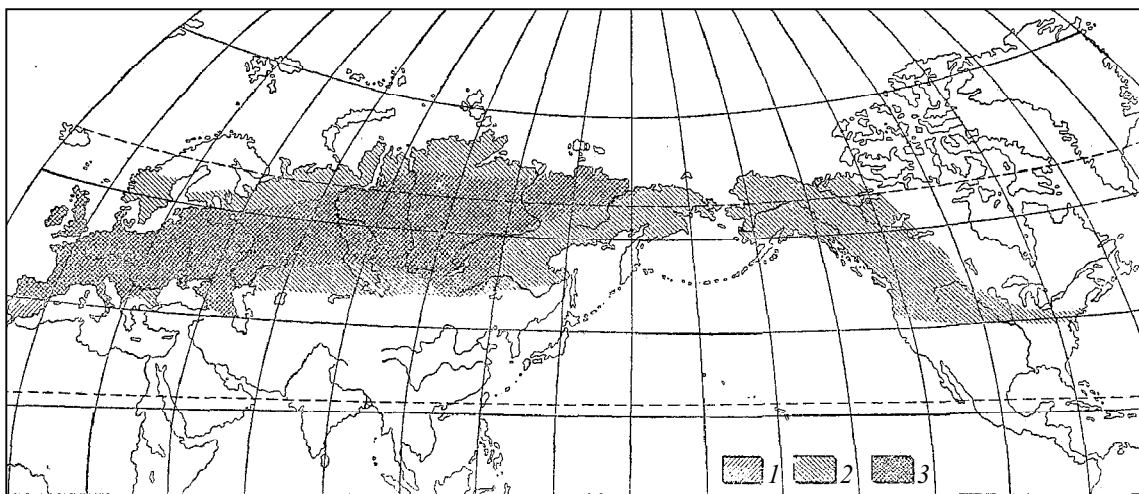


Рис. 1.39. Распространение мамонта (1), шерстистого носорога (2), и того и другого (3) по К.К. Флерову и др. (Плейстоцен, 1968)

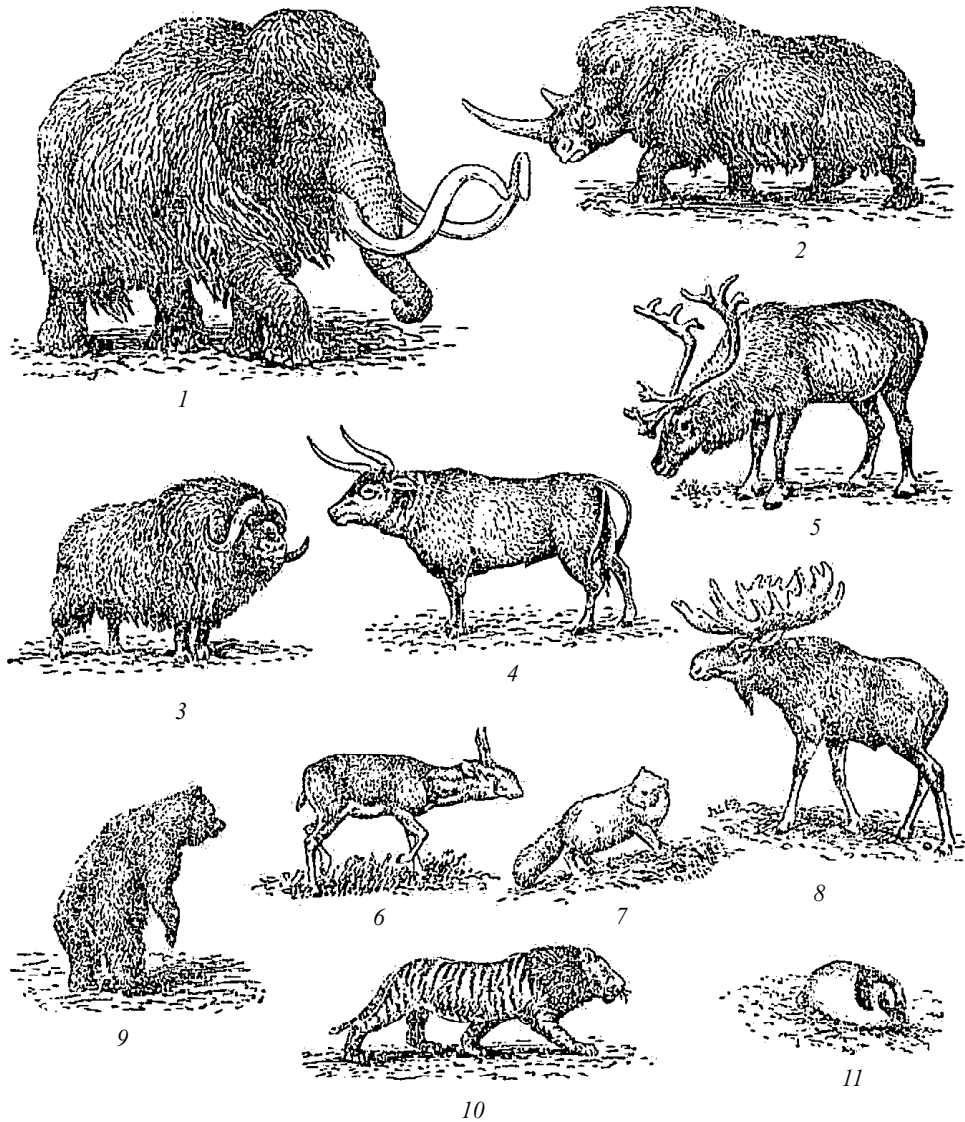


Рис. 1.40. Средне-позднеплейстоценовые животные: 1 – мамонт; 2 – шерстистый носорог; 3 – мускусный овцебык; 4 – первобытный бык; 5 – северный олень; 6 – сайга; 7 – песец; 8 – лось; 9 – пещерный медведь; 10 – тигролев; 11 – лемминг

Западно-Сибирская равнина

Сартанская эпоха на Западно-Сибирской равнине характеризовалась суровым и резко континентальным климатом, была развита вечная мерзлота.

В северных районах равнины господствовали тундровые и лесотундровые ландшафты. Обширные пространства центральных районов равнины были заняты редколесьями, холодными степями с небольшими островами древесной растительности, а южнее – перигляциальные степи (Лазуков и др., 1976; Природа, 1981; Шпанский, 2003 и др.). На это указывает широкое распространение быстро бегающих копытных – обитателей открытых пространств степного типа – бизон, лошадь, сайгак, суслик и др. Кроме того, обитали виды, нуждающиеся в веточных кормах – лось, благородный и гигантский олени, бобр (Шпанский, 2003, рис. 4.17, Приложение 5).

Схема сопоставления фаунистических комплексов млекопитающих плейстоцена Западно-Сибирской равнины и Восточной Европы предстала в табл. 1.6.

Таблица 1.6

Схема сопоставления фаунистических комплексов млекопитающих плейстоцена Западно-Сибирской равнины и Восточной Европы (по Алексеевой, 1990, Шпанскому, 2009)

Система	Стратиграфическое подразделение Западной Сибири		Фаунистические комплексы		Типовые местонахождения	Доминантные виды
	Звено	Горизонт	Восточная Европа	Западная Сибирь		
Ч Е Т В Е Р Т И Ч Н А Я	Верхнее	Сарганский		Западная Сибирь	Волчья Грива, Луговое	Заяц-беляк (<i>Lepus timidus</i>), бобр (<i>Castor fiber</i>), мамонт (<i>Mammuthus primigenius</i>), шерстистый носорог (<i>Coelodonta antiquitatis</i>), галльская лошадь (<i>Equus ex gr. gallicus</i>), бизон (<i>Bison prisicus</i>), сайга северная (<i>Saiga borealis</i>), овцебык (<i>Ovibos pallantis</i>), лось (<i>Alces alces</i>), благородный олень (<i>Cervus elaphus</i>), гигантский олень (<i>Megaloceros giganteus</i>), северный олень (<i>Rangifer tarandus</i>), волк (<i>Canis lupus</i>), лиса (<i>Vulpes vulpes</i>), пеший лев (<i>Panthera spelaea</i>), малый пеший медведь (<i>Ursus savini</i>), бурый медведь (<i>Ursus arctos</i>), черная гiena (<i>Crocuta spelaea</i>), россомаха (<i>Gulo gulo</i>), куница (<i>Meles meles</i>), барсук (<i>Meles marctes</i>)
					Красный Яр (средний костеносный уровень), Сергеево (верхний костеносный уровень) (Томская обл.); Григорьевка (верхний костеносный уровень; Павлодарская обл.)	
		Красный Яр (нижний костеносный уровень; Новосибирская обл.)				
	Среднее	Самаровский	Не выделен	Хазарский	Сергеево (нижний костеносный уровень; Томская обл.)	Слон переходный от степного к хазарскому (<i>Mammuthus ex gr. trogontherii-chosaricus</i> , <i>Coelodonta cf. Antiquitatis</i> (крупная форма), мосбахско-германская лошадь (<i>Equus ex gr. mos-bachensis-germanicus</i>), бизон (<i>Bison prisicus</i>), <i>Mammuthus ex gr. trogontherii-chosaricus</i> (в конце), степной слон (<i>Mammuthus trogontherii</i> – в начале), носорог Мерка (<i>Stephanorhinus kirchbergensis</i>), носорог эластомерий сибирский (<i>Elasmotherium sibiricum</i>) – по югу. <i>Equus ex qt. mosbachensis-germanicus</i> , <i>Bison prisicus</i> , первобытный бык (<i>Bos primigenius</i>), длинноногий лось (<i>Cervalces cf. Latiofrons</i> , <i>Cervus elaphus</i> , <i>Megaloceros giganteus</i>), верблюд Кноблоха (<i>Camelus knoblochi</i>), медведь Денингера (<i>Spelaeoarctos cf. deningeri</i>).
					Красный Яр (нижний костеносный уровень), Кривошеино (нижний костеносный уровень), Уртам (Томская обл.); Тагарка (Омская обл.); Пятерыжск, Железинка (?), Григорьевка (нижний костеносный уровень; Павлодарская обл.)	
		Сингильский	Прииртышский («фауна татарки»)			
		Тобольский				

Восточная Сибирь

Систематическое изучение млекопитающих Восточной Сибири было начато еще в конце XIX в. И.Д. Черским. Обнаруженные останки относились к позднему плейстоцену. В настоящее время изучен ряд разрезов, наиболее известен стратотипический разрез Мамонтова Гора, расположенный в низовьях р. Алдан. Изменение фауны млекопитающих в неоген-четвертичное время отражено в табл. 1.7.

Таблица 1.7

**Фаунистические комплексы Восточной Сибири и их геологический возраст
(Кизельватер, Рыжова, 1985)**

Стратиграфические подразделения	Горизонт	Фаунистические комплексы	
ПЛЕЙСТОЦЕН	Голоцен	Современный	<i>Современный</i> : представлен современными животными. В начале присутствуют некоторые плейстоценовые реликты (<i>Bos</i> sp., <i>Equus hemionis</i> , <i>Mammuthus primigenius</i> , карликовая форма)
	Верхний	Зырянский	<i>Верхнепалеолитический</i> : мамонт (<i>Mammuthus primigenius</i>), шерстистый носорог (<i>Coelodonta antiquitatis</i>), лошадь (<i>Equus caballus</i>), короткорогий бизон (<i>Bison priscus deminutus</i>), сайга (<i>Saiga tatarica</i>), северный олень (<i>Rangifer tarandus</i>), овцебык (<i>Ovibos moschatus</i>), лось (<i>Alces alces</i>), песец (<i>Alopex lagopus</i>), обский лемминг (<i>Lemmus obensis</i>), копытный лемминг (<i>Dicrostonyx torquatus</i>), пищуха (<i>Ochotona hyperborea</i>), в начале присутствует длиннорогий бизон (<i>Bison priscus</i> c., <i>longicomis</i>) и др.
		Казанский	
	Средний	Тазовско-санчуговский	
		Мессовско-ширтинский	
		Самаровский	<i>Хазарский</i> : трогонтериевый слон (<i>Mammuthus trogontherii</i>), шерстистый носорог (<i>Coelodonta antiquitatis</i>), длиннорогий бизон (<i>Bison priscus longicomis</i>), лошадь каболлоидная (<i>Equus caballus</i> cf. <i>chosaricus</i>) и др.
		Тобольский	?
	Нижний	Демьянский	Слон Вюста (<i>Archidiskodon wiisti</i>), носорог Мерка (<i>Dicerorhinus mercki</i>), мосбахская лошадь (<i>Equus caballus mosbachensis</i>), широколобый лось (<i>Alces latifrons</i>), шерстистый носорог (<i>Coelodonta antiquitatis</i>) и др.
	НЕОГЕН		<i>Алданский</i> : южный слон (<i>Archidiskodon</i> cf. <i>meridionalis</i>), слон номадикус (<i>Palaeoloxodon</i> cf. <i>namadicus</i>), саньменьская лошадь (<i>Equus</i> cf. <i>sanmeniensis</i>), широколобый лось (<i>Alces latifrons</i>), бобр трогонтерий (<i>Trogontherium cuvieri</i>) и др.
			<i>Чикойский</i> : гиппарионы (<i>Hipparion</i> sp., <i>Proboscideipparion</i> sp.), носорог (<i>Dicerorhinus</i> sp.), газель (<i>Gazella</i> cf. <i>sinensis</i>), бобр трогонтерий (<i>Trogontherium minus</i>) и др.

Находки верхнепалеолитического комплекса Восточной Сибири отмечаются вплоть до побережья Северного Ледовитого океана, а также имеются и на Новосибирских островах. Наиболее характерными животными были шерстистый носорог, лошадь (несколько разновидностей), бизон, благородный олень, лось, северный олень, овцебык, сайга, снежный баран, сибирский козел, тигролев, песец, копытный лемминг, обский лемминг, северная пищуха, заяц-беляк, северосибирская полевка, узкочерепная полевка и др.

В распространении животных проступают некоторые зональные различия. Так, севернее 55° с.ш. преобладают мамонты, лошади, бизоны, северные олени, арктические грызуны.

Южнее овцебыки и арктические грызуны уже не встречаются, но появляются винторогие антилопы, куланы, первобытные туры, яки, благородные олени. Наконец, еще южнее (в Северном Китае) наряду с мамонтом отмечаются поздние формы слона номадикуса, буйволы, верблюды и другие животные. Северный олень здесь отсутствует (Плейстоцен, 1968).

Э.А. Вангенгейм верхнепалеолитический комплекс подразделяет на две фауны, относящиеся к концу среднего плейстоцена и к верхнему плейстоцену. Однако различия между ними очень небольшие. Для первой фауны характерны мамонт раннего типа, крупные лошади, широкое распространение арктических грызунов, присутствие длиннорогого бизона. Во второй фауне встречается мамонт позднего типа, мелкие лошади, короткорогий бизон; арктические грызуны встречаются на меньшей площади.

В конце плейстоцена – начале голоцена фауна Восточной Сибири испытывала, как и в Европе, значительные изменения. Мамонты, шерстистые носороги, овцебыки, бизоны, лошади вымирают; арктические грызуны, песец, сайга, лось, благородный олень и другие сокращают ареалы. Формируется современная фауна Восточной Сибири.

Таким образом, фауна Восточной Сибири в плейстоцене изменялась значительно (табл. 1.6). Намечаются черты сходства и различия в изменениях фауны Восточной Сибири и Восточной Европы. В Восточной Сибири постоянно присутствуют центральноазиатские животные, обнаруживаются различия во времени появления и исчезновения ряда животных (шерстистый носорог, длиннорогий бизон и др.).

Северная Америка

Современная фауна млекопитающих Северной Америки заметно отличается от фауны млекопитающих Старого Света, хотя и имеет с ней много общего. То же надо сказать и про неоген-плейстоценовую фауну, которая развивалась преимущественно в условиях континентальной изоляции. Это обуславливало своеобразный видовой состав. Современная фауна Северной Америки, как и фауна других зоогеографических областей, в своем составе имеет реликты палеогенового, неогенового и плейстоценового времени, свидетельствующие о длительном процессе развития. Основные местонахождения фауны находятся, как и в Евразии, во внеледниковых районах (Техас, Канзас, Небраска, Калифорния и др.). Известно более 100 главнейших местонахождений. Всего известно около 400 форм млекопитающих, что составляет более половины состава современной фауны. Наиболее полные списки приводятся в работах Р. Флинта (1963) и др. Кроме современной фауны, выделяют три фаунистических комплекса («зоны»): бланканский, ирвингтонский, ранчолабрейский (табл. 1.8). По времени они соответствуют всему четвертичному периоду и части неогена (в «старом» понимании).

История развития фауны тропико-экваториального пространства известна хуже, чем северного внетропического пространства, и это обусловлено однородностью и медленностью эволюционного развития. Тропико-экваториальные пространства в неоген-плейстоценовое время – центры возникновения и расселения ряда групп животных, составлявших основное ядро плейстоценовой фауны территорий с умеренным климатом (слоны, носороги, различные антилопы и др.).

Африка

Основные особенности фауны. Современная фауна млекопитающих Африки является одной из наиболее самобытных, архаичных и наименее измененной по сравнению не только с неогеном, но даже и с палеогеном. Преобладающая часть Африки относится к одной зоогеографической области (эфиопской). В нее не входит только Северная Африка, фауна которой состоит из представителей эфиопской и палеоарктической областей.

Таблица 1.8

**Фауна млекопитающих Северной Америки и ее геологический возраст
(Плейстоцен, 1968)**

Стратиграфические подразделения		Горизонт	Фаунистические комплексы
ПЛЕЙСТОЦЕН	Голоцен	Современный	<i>Современный</i>
	Верхний	Висконсин	<i>Ранчолабрейсий</i> : мастодонт (<i>Mammut amertcaniim</i>), слоны: императора (<i>Mammuthus imperator</i>), Колумба (<i>M. columbi</i>), мамонт (<i>M. primigenius</i>), лошади (<i>Equus alaskae</i> , <i>Eq. occidentalis</i> и др.), верблюд (<i>Camelops hesternus</i>), лама (<i>Tanupolama stevensi</i>), северный олень (<i>Rangifer arcticus</i> и др.), бизоны (<i>Bison latifrons</i> и др.), овцебыки (<i>Ovibos moschatus</i> и др.), наземные ленивцы (<i>Paramylodon karbani</i> , <i>Megalonyx jeffersoni</i>), глиптондон (<i>Gliptotherium texanum</i>), смилодон (<i>Smilodon californicus</i>), скунсы (<i>Spilogale gracilis</i>), олени мыши (<i>Peromyscus imperfectus</i>), землеройки (<i>Blarina fossilis</i> и др.), много мелких млекопитающих и других животных
		Сангамон	
	Средний	Иллинойс	<i>Ирвингтонский</i> : мастодонт (<i>Mammut</i>), слоны: императора (<i>Mammuthus imperator</i>), Колумба (<i>M. columbi</i>), лошади (<i>Equus</i>), олени (<i>Cervalces</i>), верблюды (<i>Gigantocamelus spaiulus</i>), ламы (<i>Tanupolama</i>), бойр гигантский (<i>Castoroides sp.</i>), пекари (<i>Platygonus sp.</i>), наземные ленивцы (<i>Nothrotherium</i>), болотный лемминг (<i>Synaptomys landesi</i>), много мелких млекопитающих (землеройки, мешетчатые мыши, хлопковые крысы, саранчовые мыши и др.)
		Ярмут	
Нижний	Канзас		
ПЛИОЦЕН		Афтон	<i>Бланканский</i> : мастодонт (<i>Stegomastodon mirificus</i>), зебровидные лошади (<i>Plesippus simplicidens</i> , <i>Nannippus phlegon</i>), верблюды (<i>Gigantocamelops spatulus</i> , <i>Camelops kansanus</i>), тапир (<i>Tapirus copei</i>), смилодон (<i>Smilodon sp.</i>), наземные ленивцы (<i>Megalonyx leptostomus</i>), глиптондон (<i>Gliptotherium texanum</i>), бобр (<i>Procastoroides sweeti</i>), болотный лемминг (<i>Synaptomys rinkeri</i>) и др.
		Небраска	

Незначительность ландшафтных изменений Африки – главная причина, самобытности африканской фауны и медленности ее эволюционных изменений. Современная фауна млекопитающих представлена остатками древних (палеогеновых и неогеновых) фаун. Последние стали родоначальниками современных фаун не только Африки, но и Евразии, Северной и, в значительной мере, Южной Америки. Для современной фауны эфиопской области характерно разнообразие животного мира (антилопы, быки, жирафы, гиппопотамы, ослы, зебры, носороги, слоны, хищники, обезьяны, в том числе и человекообразные). Фауна мало дифференцирована на подобласти и провинции (Плейстоцен, 1968).

Современная фауна млекопитающих Африки имеет наиболее глубокие эволюционные связи с фаунами миоплиоцена. В миоплиоцене на обширных пространствах была распространена гиппарионовая фауна. Наиболее типичными представителями ее были гиппарионы, антилопы, жирафы, мастодонты, динотерии, саблезубые тигры и многие другие. Она возникла раньше всего в Центральной Азии и Африке. В Евразии (за исключением Юго-Восточной Азии) гиппарионовая фауна вымерла еще в неогене. В Африке она сохраняет не только «гиппарионовый» облик, но и многих представителей, типичных для нижнего плиоцена.

Костные остатки плейстоценовых млекопитающих известны, главным образом, в Восточной Африке. Они легли в основу выделения этапов развития фауны. Распространенным является разделение неоген плейстоценовой фауны Африки на четыре самостоятельных комплекса (табл. 1.9).

Таблица 1.9

Фаунистические комплексы Африки

Эпохи	Фаунистические комплексы
Постгемблейская	Современная фауна
Гемблейская	<i>Гемблейский</i> : слон (<i>Loxodonta atlanticus</i>), карликовые слоны (<i>Paleoloxodon iolensis</i> , <i>P. pomeli</i>), носороги (<i>Dicerorhinus mercki</i> , <i>Rhinoceros blanc</i>), гиппопотам, антилопы, зебры, большерогий олень (<i>Megaceroides algeriats</i>), благородный олень (<i>Cervus elephus</i>) и др.
Канжерская	<i>Верхнеолдувейский</i> : мастодонт, слоны (<i>Hypselephas recki</i> , <i>Loxodonta atlanticus</i>), стегодон, гиппарион, лошадь (<i>Equus mauritanicus</i>), гиппопотамы, жирафы, антилопы, саблезубый тигр, буйвол (<i>Bubalus aniiquus</i>) и др.
Камасская	<i>Нижнеолдувейский</i> : динотерий (<i>Dinotherium</i>), мастодонт (<i>Anancus</i>), стегодон (<i>Siggodon kaisensis</i>), слоны (<i>Hypselephas recki</i> , <i>Loxodonta atlanticus</i>), гиппарион (<i>Stylohipparion</i>), лошадь (<i>Equus</i>), халикотерий (<i>Chalicotherium</i>), гиппопотамы (<i>tipporaiaimus</i>), верблюды и др.
Кагерская	<i>Омо-канамский</i> : динотерий (<i>Dinotherium bozasi</i>), мастодонт (<i>Anancus kenyensis</i>), слон (<i>Archidiskodon africa-navus-Protelephas cf. planifrons</i>), слон Рекка (<i>Hypselephas recki</i>), стегодон (<i>Stegodon kaisensis</i>), сиватерий (<i>Sivaiherium olduvaensis</i>), гиппарион (<i>Stylohipparion albertense</i>), лошадь (<i>Equus numidicus</i>) и др.

Примечание. Согласно К.К. Маркову, А.А. Величко, Г.И. Лазукову и др. (Плейстоцен, 1968), фаунистические комплексы Африки имеют следующий возраст: кагерский – нижний виллафранк (плиоцен); камасский – от верхнего плиоцена до среднего плейстоцена; канжерский – средний плейстоцен (?) и гемблейский – поздний плейстоцен.

Анализ таблиц 1.4 – 1.9 показывает следующие особенности развития фауны:

1. В неоген-четвертичное время происходили неоднократные смены фаунистических комплексов, из которых каждый последующий характеризовался вымиранием целого ряда животных и появлением новых, более близких к современным.

2. Фауны различных природных областей характеризуются рядом специфических особенностей, заключающихся как в общем облике фауны, так и в своеобразии отдельных ее представителей, времени их появления и исчезновения и др.

3. Имеющиеся материалы о характере смены фаун во времени отражают крупные палеогеографические изменения: чередование ледниковых и межледниковых эпох, что находит отражение в смене фаунистических комплексов, в изменении их видового состава и др.

4. Присутствие в перечне животных позднеплейстоценового времени (ранчолабрейский комплекс) многочисленных пришельцев из Европы – мамонта, бизона, северного оленя, лося, овцебыка, медведя и др. – свидетельствует о наличии сухопутных связей между Евразией и Северной Америкой. Особенность фауны позднеледниковья Северной Америки в том, что глиптониды (броненосцы) и ленивцы, имеющие южноамериканское происхождение, обитали здесь вплоть до голоцена. Мастодонты, вымершие в Евразии еще в конце неогена, достигали Аляски и вымерли лишь 6 – 10 тыс. лет назад. В позднеледниковье они обитали в Северной Америке вместе с мамонтами, бизонами, верблюдами, сайгой и др.

1.7.3. О миграциях флоры и фауны

Возникновение сухопутных мостов между материками Б. Джон и др. (1982) объясняют колебаниями уровня мирового океана. Расстояния между Азией и Австралией при низких уровнях океана неоднократно сокращались на 2/3, и резко расширялся сухопутный мост между Азией и Африкой в районе Суэца. При этом условия миграции животных и растений были наиболее благоприятны во время плювиалов, когда в таких районах, как Суэц, зоны пустынь сужались. Например, такие животные Азии, как слон и тигр, встречаются на небольших островах Малайского архипелага.

Обмен фауной и флорой между Северной и Южной Америкой осуществлялся через зону Панамского перешейка. Из Северной Америки в Южную проникли мастодонты, тапиры, ламы, лошади, саблезубые тигры, пещерные медведи и др. (Плейстоцен, 1968).

В позднем плейстоцене во время оледенения растительные зоны Северного полушария смещались к югу. Так, в Северной Америке южная граница зоны тундры располагалась южнее края ледникового покрова у 40° с.ш. против ее современного положения у 60° с.ш. Ширина зоны тундры во время оледенений достигала 50 – 200 км против 1500 км максимальной ее ширины в настоящее время.

Таким образом, понятие «миграция» предполагает вытеснение и смешение фауны и флоры. Кроме того, перемещение тундры до 40° с.ш. сопровождалось физиологическими изменениями за счет влияния таких факторов, как угол падения лучей Солнца и продолжительность дня. Убежища для животных и растений существовали и в высоких широтах. В этом плане лучше всего изучена территория, не подвергавшаяся оледенению, охватывающая Северо-Восток Азии, Аляску и Северо-Западную Канаду и носящая название «Берингия» (рис. 1.41). В ее состав во время оледенений входили низменности берингоморского шельфа и внутренние равнины и горы Центральной Аляски, территория Юкона. В Берингии даже горы не были целиком покрыты ледниками.

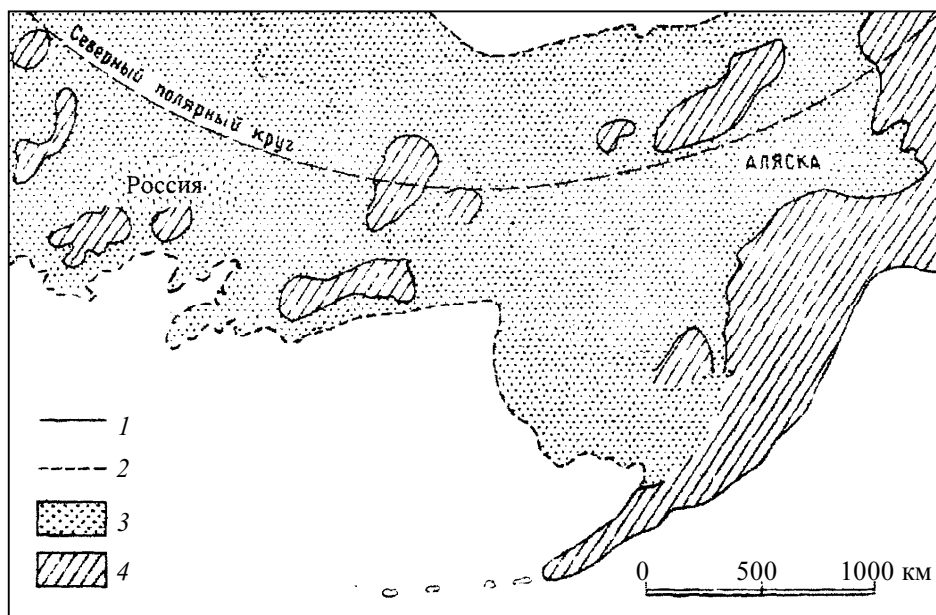


Рис. 1.41. Карта Берингии (по Джону и др., 1982 с изменениями). Эта территория весьма тщательно изучалась, поскольку полагали, что на периферии Северного Ледовитого океана сохранялись убежища растений и животных: 1 – современная береговая линия; 2 – древняя береговая линия; 3 – древняя суша; 4 – ледники и ледяные шапки во время висконсинского оледенения

С.В. Томирдиаро отмечает, что в пределах Якутско-Чукотско-Аляскинского региона развита уникальная, не известная нигде более порода, состоящая из вечномёрзлых позднплейстоценовых супесей и суглинков с сингенетичными полигонально-жильными льдами – едомы (разд. 1.3). Лёссово-ледовая толща шельфового типа покрывала в позднем плейстоцене всю Арктическую Берингию. На всех низменностях и в предгорьях в зырянское и сартанское время господствовали своеобразные арктические мамонтовые степи. По сухопутному мосту между Евразией и Северной Америкой в эпохи оледенений неоднократно происходили миграции животных, в том числе и в позднем плейстоцене (рис. 1.42).

Исследователи отмечают, что в перечне животных ранчолабрейского комплекса (иллинойс-висконсин) характерны многочисленные пришельцы из Евразии – мамонт, бизон, северный олень, лось, овцебык, медведь и ряд других животных.

Около 15 тыс. лет назад ледниковый покров начал разрушаться и отступать. Вслед за ним перемещались флора и фауна. Конец позднего плейстоцена – самое начало голоцена (12 – 10 тыс. лет назад) – время исчезновения неповторимых ландшафтов тундростепи, сокращения или вымирания ареалов многих животных. Б. Джон и др. (1982) отмечают, что эта последняя крупная волна вымирания превосходила по своим масштабам даже современное истребление многих видов животных человеком. Так, вымерли мамонты, шерстистые носороги, пещерные львы, пещерные гиены, овцебыки. Существенно сократились ареалы северного оленя, песца, лемминга, бизона, сайги и др.

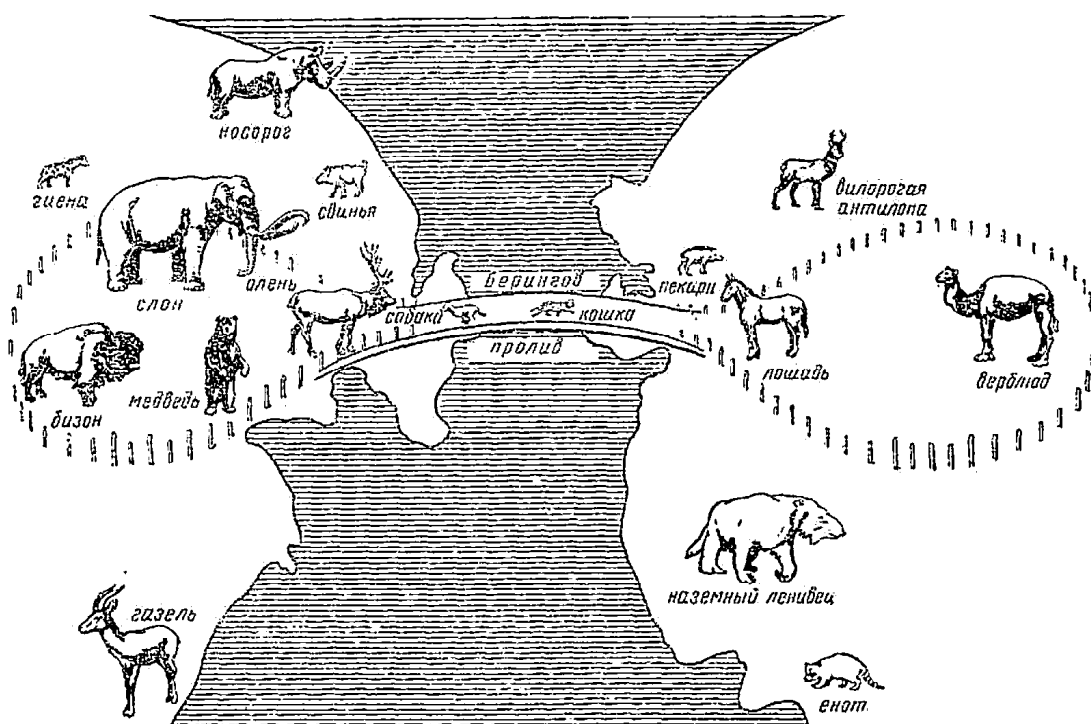


Рис. 1.42. Животные, мигрировавшие через Берингов пролив. Мигрировали животные, обращенные головами к Берингову мосту и находящиеся внутри частотола (по Г. Симпсону и И. Гармонну) (Плейстоцен, 1968)

Много лет ведутся дискуссии о причинах гибели мамонта и других животных. Почему, выжив во время оледенения, они прекратили свое существование в условиях более благоприятного климата? Можно предполагать, что к вымиранию крупных растительноядных животных, составлявших главный элемент позднеплейстоценовой фауны, привели уникальное состояние климата и ответная реакция растительности.

В настоящее время существуют различные концепции, объясняющие вымирание животных, они изложены в работах М.И. Будыко (1967), П.В. Пучкова (1991 – 1994), L.G. Marshall (1984) и др. Анализ публикаций по данному вопросу показывает, что можно выделить две основные концепции: «антропогенную» – истребление мамонта человеком (Пидопличко, 1963, Будыко, 1967 и др.) и «климатическую» – вымирание в силу изменения природной среды – К.К. Марков, Г.И. Лазуков, В.А. Николаев (1965); А.Н. Формозов (1969) и др. Так, П. Мартин считал, что за счет выборочного истребления самок и молодых животных человеком популяции промысловых животных быстро сократились до критического уровня. В результате заселения человеком Северной и Южной Америк произошло

исчезновение крупной фауны. П. Мартин построил модель хода заселения человеком Америки и вымирания крупной фауны (рис. 1.43). Данная модель основана на учете биомассы, скорости миграции и радиоуглеродных данных. Фронт расселения продвинулся от Канады до Мексиканского залива за 350 лет, а до Огненной Земли примерно за 1000 лет.

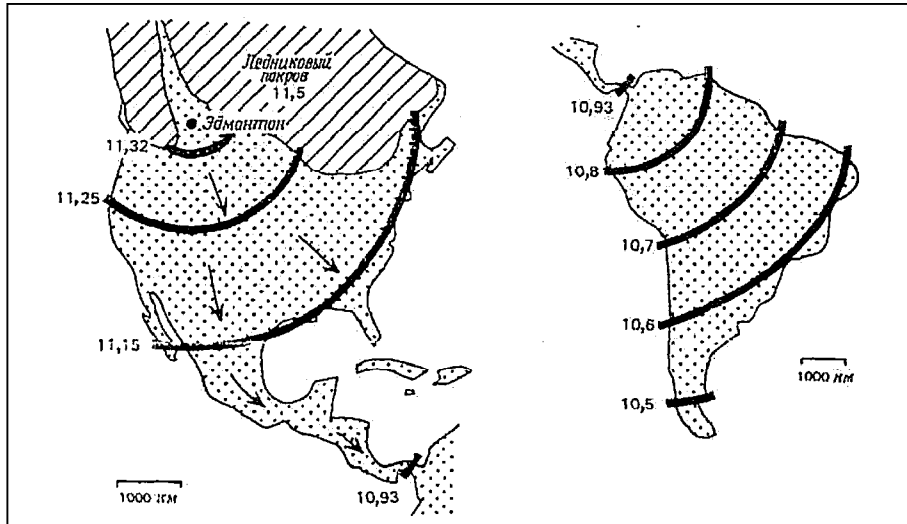


Рис. 1.43. Ход заселения человеком и вымирания крупной фауны в Северной и Южной Америке (по Боуэну, 1981). Цифрами указано время в тыс. лет назад (л.н.)

Противники данной концепции утверждают, что даже самые приблизительные подсчеты делают маловероятным предположение о том, что, например, на Русской равнине первобытные люди были в силах уничтожить всех мамонтов. Так, расчеты французского ученого А. Кайё позволяют предположить очень малую плотность населения в эпоху палеолита — 0,02 чел./км². На территории Франции в ту пору могло прокормиться не более 10 – 12 тыс. человек, так как для обеспечения существования одного жителя требовалась территория в 50 км². Если пересчитать эти данные на площадь Русской равнины, то можно установить, что в палеолите там могло жить не более 70 – 80 тыс. человек (Величко, 1973). В то же время существовали территории обитания мамонтов, где населения было еще меньше. Таким образом, неопровержимых доказательств того, что мамонтов истребил человек, пока нет.

Работами многих исследователей (А.Н. Формозова, Н.К. Верещагина, В.Е. Гарутта и др.) установлено, что мамонт был более приспособлен только к одной криоксерофильной зоне, которая в позднем плейстоцене захватывала практически все внетропическое пространство Северного полушария. Это было животное одной зоны, единых климатических условий, с довольно жестким требованием к ряду черт климата. Главным условием существования мамонта была сухость. И нарушение этого условия оказалось для него губительным (Величко, 1973). А.Н. Формозов, В.Е. Гарутт, Э.А. Вангенгейм, С.В. Томирдиаро связывают вымирание мамонта с облесенностью территории, общим потеплением, увеличением площади болот и возрастанием мощности снежного покрова. А.В. Шер (1997) рассмотрел изменения природной среды в позднеледниковье и голоцене на северо-востоке Сибири и установил время вымирания последних популяций мамонтов. А.В. Шер отмечает, что время широчайшего распространения мамонтов, когда они населяли практически весь умеренный пояс Евразии и ее высокие широты, закончилась примерно 12,5 тыс. лет назад. Около этого времени мамонты быстро исчезают везде, кроме высоких широт Сибири. Надежные датировки моложе 12 тыс. лет известны только из Сибирской Арктики, причем севернее 70° с.ш. (Ямал, Гыдан, Таймыр, Нижняя Индигирка), включая о-ва Северной Земли и о. Врангеля (рис. 1.44).

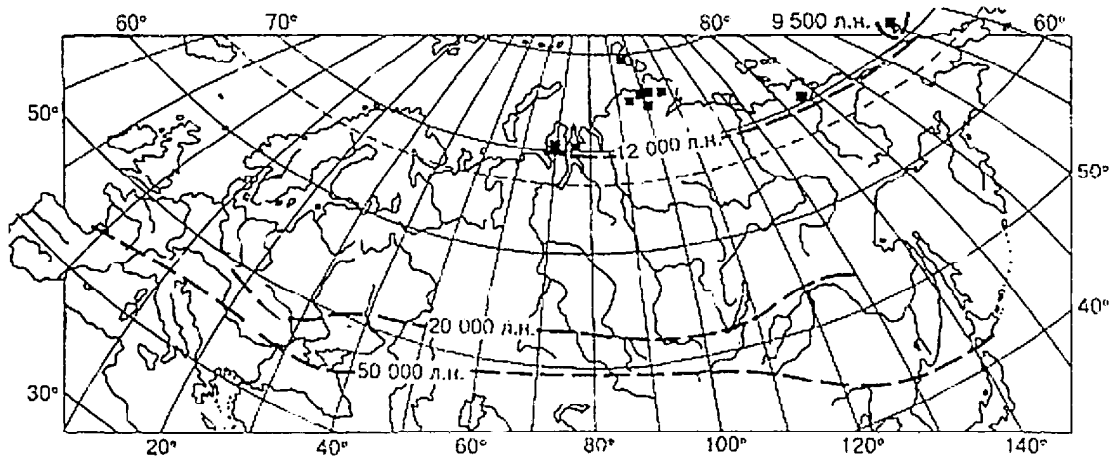


Рис. 1.44. Южная граница распространения мамонта на разных этапах позднего плейстоцена (Шер, 1997). Черными квадратами отмечены местонахождения, где останки мамонта имеют радиоуглеродный возраст 12 тыс. лет и моложе. Границы для 50 и 20 тыс. лет назад – по (Soffer, 1993), с изменениями в пределах Восточной Сибири и Китая

Верхний предел этой группы дат по всей Арктике, кроме о-ва Врангеля, лежит около 9,6 тыс. лет назад, определенно указывая на то, что к 9 тыс. лет назад мамонты вымерли везде, кроме одного острова, на котором реликтовая популяция мамонтов сохранилась, по крайней мере, до 3,7 тыс. лет назад. Этот сценарий назван «моделью вымирания с отступлением к северу», он выявляет два критических периода в истории ареала мамонта: около 12,5 и около 9,5 тыс. лет назад. Что происходило с природной средой Северо-Восточной Сибири в это время? Тундростепной природный комплекс просуществовал в этом регионе почти до 13 – 12,5 тыс. лет назад, а затем произошли очень быстрые изменения, которые условно можно разделить на несколько фаз (рис. 1.45, табл. 1.10).



Рис. 1.45. Схема природных событий на северо-востоке Сибири во время перехода от плейстоцена к голоцену (а) и динамика ареала мамонта (б) (Шер, 1997): 1 – динамика активности термокарста; 2 – накопление едомных толщ; 3 – спорово-пыльцевые спектры с господством трав; 4 – распространение кустарников; 5 – распространение древовидной березы; б – растительность современной тундры

Фазы изменения природных условий Северо-Восточной Сибири при переходе от плейстоцена к голоцену
(составлена Н.С. Евсевой по А.В.Шер, 1997)

Фазы и их временной интервал	Процессы рельефообразования и седиментации	Изменение растительности	Животный мир
I фаза 12,5 – 11 тыс. лет назад	Накопление едомных отложений практически прекращается около 12,5 – 12 тыс. лет назад. В интервале 12,3 – 11 тыс. лет назад – начальные проявления термокариста на поверхности льдонасыщенных пород едомы	На рубеже 12,4 – 12,3 тыс. лет назад отмечается резкое сокращение доли пыльцы травянистых растений в палиноспектрах и возрастание пыльцы кустарников. В интервале 12,3 – 11 тыс. лет назад происходит расширение площади древесно-кустарниковой растительности за счет тундростепных сообществ	Быстрое исчезновение популяции мамонтов во внеарктическом просторстве. Этот вид «отступает» в высокоую Арктику (см. рис. 1.44). Сайга отступает к югу, как и ряд других тундростепных видов. Мамонты были способны существовать к северу от 70° с.ш., хотя берелёхская популяция испытала заметное сокращение размеров тела
II фаза 11 – 8 тыс. лет назад	В интервале 9,5 – 8,5 тыс. лет назад произошёл катастрофический по масштабам всплеск термокариста, приведший к формированию множества озер, т.е. к 9,5 тыс. лет назад котловины уже существовали. Формирование их произошло в узком интервале времени на рубеже плейстоцена и голоцена	Между 9,5 и 8 тыс. лет назад – максимальное распространение древесно-кустарниковой растительности: древовидная береза расселилась далеко к северу, в том числе и на острова (о-в Котельный). Вспышка раннеголоценового облесения Арктики закончилась около 8 тыс. лет назад. Кроме того, на относительно сухой поверхности равнин в этот термический оптимум голоцена для данной территории появились болота	Перестройка ландшафтов приводит к исчезновению кормовых угодий мамонта и других крупных травоядных. Почти повсеместно после 9,5 тыс. лет назад вымирают мамонты, они сохранились только на о-ве Врангеля
III фаза 8 тыс. лет назад и позднее	Отмечаются признаки снижения активности термокариста. Спорово-пыльцевые комплексы указывают на похолодание климата	Время становления в Арктике современной растительности. Около 6 – 5 тыс. лет назад она окончательно принимает современный облик	Около 4 тыс. лет назад вымирание мамонта на о-ве Врангеля

Исследование изменения ландшафтов – среды обитания мамонтов в позднеледниковье – начале голоцена, проведенные А.В. Шером, подтверждаются работами С.В. Томирдиаро, Т.Н. Каплиной и А.В. Ложкина, Л.Н. Важениной. Например, Т.Н. Каплина и Л.В. Ложкин (1982) отмечают, что в интервале 9,5 – 8,0 тыс. лет назад (бореальный период) произошло смещение северной границы березы более чем на 600 км, что свидетельствует о значительном повышении температур. Так, наиболее северное датированное местонахождение березы (8950±100 лет назад) относится к району Ванькиной Губы моря Лаптевых и расположено на 72° с.ш. (см. рис. 1.35). Остатки березы обнаружены в аласных отложениях островов Большой Ляховский и Котельный, они также относятся к бореальному времени.

Л.Н. Важениной (2009) на основе палеокарпологических исследований голоценовых отложений в долинах рек бассейна Колымы (рис. 1.46), в Северном Приохотье, на Колымской низменности, Чукотке (включая остров Врангеля) получены следующие данные¹.

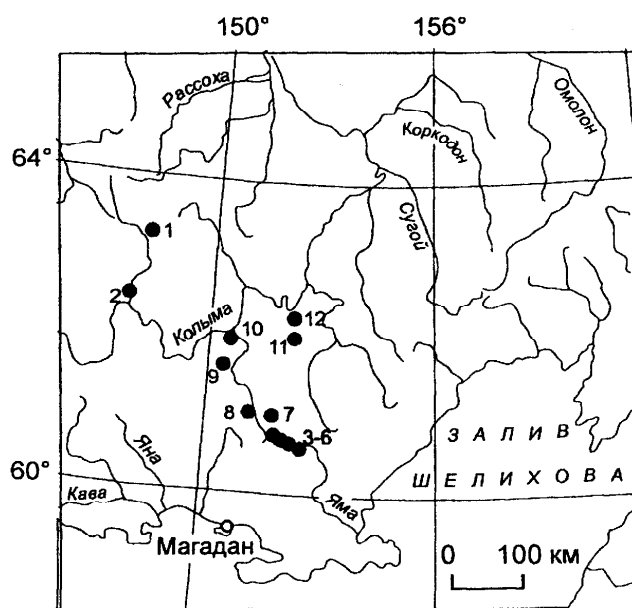


Рис. 1.46. Местонахождение изученных разрезов: 1 – Берёльёхский (Бх-88); 2 – Нексиканский (ЛП-5-6); 3 – Эликчан-1 (Эл-1); 4 – Эликчан-2 (Эл-90); 5 – Эликчан-3 (Эл-3); 6 – Эликчан-4 (Эл-12); 7 – Басандринский (Бс-88); 8 – Малтанский (Мл-88); 9 – Бахапчинский-1 (Бч-91/1); 10 – Бахапчинский-2 (бч-91/2); 11 – Мамонтовий (Мт-88); 12 – Среднеканский (Ск-88) (по Л.Н. Важениной, 2009)

По палеокарпологическим, а также по палинологическим данным *позднедриасовое* похолодание в пределах Верхнеколымского района на сегодня не выявлено. 11 140 – 10 460 л.н. в бассейне р. Бахапча развивались лиственнично-березовые, а также тополево-ивовые (тополево-чозениевые?) леса с зарослями ольховника, карликовой березки, спиреи, малины сахалинской, шиповника. Лесообразующими породами являлись *Betula* sect. *Betula*, *Larix gmelinii*, *Populus suaveolens*. Климат предположительно был теплее и суше современного, но главное – с более теплым и, возможно, относительно жарким летом. Об этом свидетельствует не только обилие остатков древесных (высокоствольная береза, являющаяся надеж-

Период 13 000 – 12 000 л.н., выделяемый в Европе и, в частности, в Европейской России как *бёллинг* (Хотинский, 1977; Величко и др., 2002), в Сибири – как кокоревское время (Кинд, 1974), характеризуется потеплением, отмечаемым на всей территории Северной Евразии, в том числе и на Северо-Востоке России, где оно вызвало таяние горных ледников. По палеокарпологическим и радиоуглеродным данным, 12 700 – 12 300 л.н. в долине Колымы, а также на Охотско-Колымском водоразделе все еще были распространены безлесные ландшафты, близкие тундростепным.

Растительный покров представляли растения преимущественно сухих мест обитания с нарушенным почвенным покровом: *Selaginella rupestris*, *Silene* sp., *Papaver* ex gr. *nudicaule*, *Saxifraga* sp., *Viola* sp., некоторые представители семейства *Рoaceae*, *Asteraceae* и др. Климатическая обстановка была еще достаточно суровой и характеризовалась относительно высокой степенью аридизации.

¹ Критерием при выделении климатических этапов, определяющих развитие растительности в конце неоплейстоцена и голоцене, послужил характер изменения видового и количественного состава ископаемых комплексов во времени и пространстве. Реконструкция растительности и климата проведена Л.Н. Важениной с применением эколого-географического анализа, а также результатов радиоуглеродного датирования.

ным индикатором потепления; лиственница, указывающая на потепление летних температур; тополь душистый – реликт третичного времени) и кустарниковых форм, но и участие относительно термофильных растений (*Ranunculus flammula*, *Urtica dioica* и др.), в том числе и характерных для открытых мест с нарушенным почвенным покровом, с признаками остепнения (*Silene repens*, *Thalictrum foetidum*, *Potentilla asperrima*, *P. stipularis* и, предположительно, *Lepidium latifolium*, *Reseda lutea* и др.).

Пребореальный период в Верхнеколымском бассейне характеризуется снижением континентальности (из-за повышения уровня моря) и повышением уровня моря. В этот период отмечается снижение эрозионной деятельности водотоков и начало формирования болот, зарастание и заболачивание стариц. Эти события в значительной степени отразились на составе ископаемых флор разрезов: Бахапчинский-1, Басандринский, Малтанский, Эликчан-2.

На Охото-Колымском водоразделе, в районе Эликчанских озер, 10 112–9 910 л.н. развивались лиственнично-березовые (*Betula platyphylla*) редколесья, позднее – леса с подлеском из карликовой березки, ольховника, ивы. На дренируемых участках с разреженным травянистым покровом произрастал тополь душистый. Климат был теплее и, возможно, несколько суше современного.

Около 9 825 л.н. в долинах рр. Басандра, Малтан были распространены березово-лиственничные леса с подлеском из *Betula* sect. *Nana*, в нижнем ярусе – вересковые, шикша, а также представители осоково-сфагновых болот. На поверхности пойм формировались заросли ерника и курильского чая, а также тополевы с ивой (предположительно, чозенией) леса с разреженным травянистым покровом, характерным для ценозов речных долин. Участие высокоствольных берез, а также тополя указывает на то, что климат был теплее современного.

В интервале 9 930 – 9 790 л.н. в среднем течении р. Бахапча развивались лиственнично-березовые леса в сообществе с ивой, карликовыми березами, ольховником, малиной сахалинской. В напочвенном покрове на переувлажненных участках были распространены пушицево-сфагновые сообщества с осокой и верескоцветными. Климат был относительно влажный, а также более теплым по сравнению с современным.

В конце пребореального периода (9 590 – 9 470 л.н.) отмечается усиление болотообразовательного процесса. Подтверждением этому является начало формирования аномально мощной для данного района (около 2,5 м) торфяной залежи на р. Малтан, которое продолжалось около тысячи лет и завершилось во второй половине бореального периода. Для этого времени характерно развитие лиственнично-березовых лесов, которые в пределах региона занимали более высокое, чем в настоящее время, гипсометрическое положение. Климат был более теплым и влажным по сравнению с современным.

Бореальный период в пределах Верхнеколымского бассейна ознаменован значительным ослаблением эрозионной деятельности рек и дальнейшим усилением процесса формирования болотных отложений. По радиоуглеродным данным, в интервале от 8 970 – 8 550 л.н. для речных долин рр. Малтан, Бахапча было характерно развитие пушицево-осоково-сфагновых с вереско-цветными болот, а также лиственнично-березовых лесов, зарослей карликовых берез и ивы. Для всех торфяных отложений характерно значительное участие в них сфагновых мхов. Это, а также широкое распространение высокоствольных берез указывает на более теплый и влажный, по сравнению с современным, климат.

Атлантический период для Северной Евразии считается оптимумом голоцена (Кинд, 1974; Хотинский, 1977; Кошкарова, 1986 и др.). В Верхнеколымском бассейне палеокарпологически изучено его начало (разрез Эликчан-4, Охотско-Колымский водораздел) и завершение (разрез Бёрёлёхский). В ископаемых комплексах, имеющих возраст 7 740 – 7 335 л.н., впервые для позднеледниковья верховьев Колымы и Охотско-Колымского водораздела отмечено присутствие *Pinus pumila*. Видовой состав комплексов свидетельствует о развитии в

пределах Охотско-Колымского водораздела березово-лиственничных лесов с участием тополя, а также карликовых берез, ольховника, кедрового стланика, малины сахалинской, которые могли формироваться как подлесок, так и самостоятельные заросли. Таким образом, климат в начале Атлантики был заметно теплее современного. В конце атлантического периода (4 830 л.н.) в бассейне р. Бёрёлёх развивались березово-лиственничные леса при участии карликовых берез. Климат был теплее и влажнее современного.

В *суббореальный период* в бассейнах Среднекан и Бёрёлёх в интервале 3 880 – 3 130 л.н. отмечается выпадение высокоствольных берез из состава растительности и усиление роли кустарниковых; кроме того, существенно снижается участие в торфообразовании сфагновых мхов. В пределах территории развивались лиственничные, местами заболоченные леса, переходящие в редколесья с подлеском из карликовой березки, кедрового стланика, малины сахалинской. Климат, предположительно, был холоднее современного.

2920 – 2720 л.н. в бассейне нижнего течения р. Среднекан в составе флоры вновь появляется *Betula platyphylla*, которая произрастает здесь и в настоящее время, и увеличивается роль сфагновых мхов, что может говорить о некотором потеплении климата и увеличении влажности. В бассейне р. Бёрёлёх также отмечается усиление роли сфагновых мхов, но уже при отсутствии высокоствольной березы. Климат и растительность близки к современным.

После 2 500 л.н. (*субатлантический период*) в Верхнеколымском регионе климат и растительность были практически тождественны современным, о чем свидетельствует состав ряда ископаемых комплексов из разрезов: Бёрёлёхский, Нексиканский, Среднеканский, Мамонтовый.

Таким образом, в конце плейстоцена отмечается быстрый переход от максимально холодных условий последнего оледенения к теплым условиям голоцена (рис. 1.47).

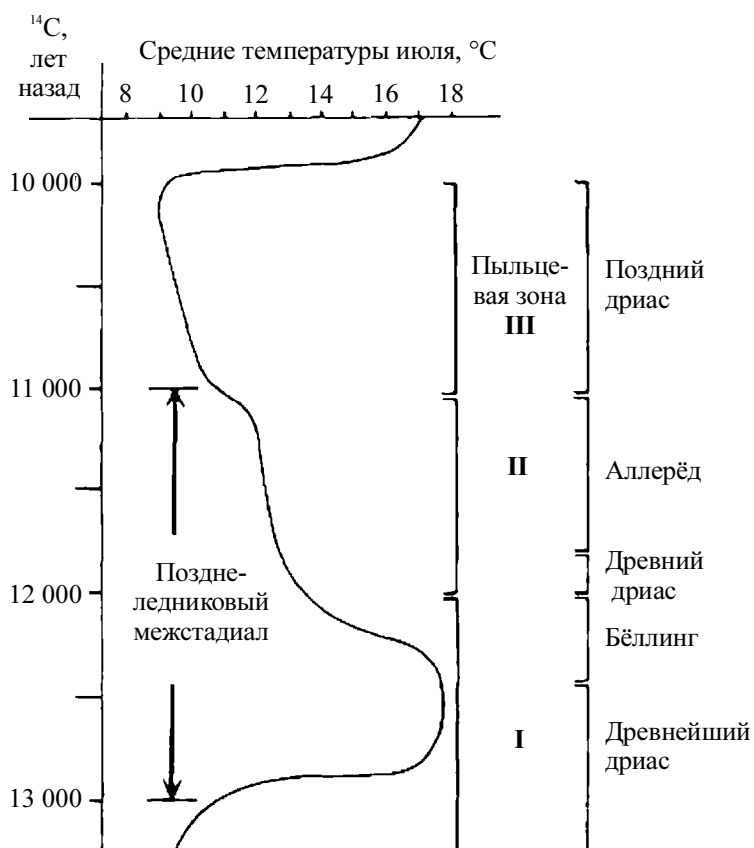


Рис. 1.47. Температуры позднеледникового времени Британских островов, реконструированные по фауне жуков (по Боуэну, 1981)

В это время произошло затопление океаном обширнейшей берингийской суши, изменились ландшафты, разразился крупный экологический кризис, приведший к вымиранию крупных травоядных и др. Основная тенденция природного процесса – это преемственность и его активизация, особенностями являются неповторимость преобразований, интенсивность, разнообразие и незавершенность (Свиточ и др., 2004).

Глава 2

ВРЕМЕННЫЕ ГРАНИЦЫ ГОЛОЦЕНА И ЕГО СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ

Для обозначения послеледникового времени Е. Форбс в 1846 г. предложил термин «современный» (Recent), но лишь в 1885 г. Международный геологический конгресс принял для этого отрезка времени специальный термин «**голоцен**», означающий «полностью современный» (Боуэн, 1981). *В настоящее время под голоценом понимают межледниковую эпоху, современную геологическую эпоху, составляющую последний, еще не закончившийся отрезок четвертичного периода геологической истории Земли* (Четырехязычный..., 1980). Дж. Мангеруд назвал эту эпоху **фландрием** (фландрский период). К числу основных проблем голоцена прежде всего относятся следующие:

- вопрос о границе между плейстоценом и голоценом;
- вопрос о его стратиграфическом расчленении;
- вопрос о межрегиональной поэтапной корреляции и др.

2.1. Граница между плейстоценом и голоценом

А.А. Величко считает, что определение места голоцена в планетарном естественно-историческом процессе и признание его природной сущности, как одного из межледниковий, является важным направлением эволюционной географии. Несмотря на то, что природные события позднего плейстоцена и голоцена изучены лучше любого другого отрезка геологической истории, у исследователей нет единой точки зрения на положение нижней границы голоцена. Плейстоцен-голоценовая граница предполагалась либо асинхронной в связи с неодновременным таянием ледников на континентах (в Австралии – 15000 лет назад, в Прибалтике – 12000, Западной Европе – 10000, Аляске – 6000), но большинство исследователей предлагали нижнюю границу голоцена выделять по «климатическому» принципу, что позволило бы проводить корреляции по всему миру.

Работа по установлению плейстоцен-голоценовой границы была начата на VI конгрессе ИНКВА в Польше в 1961 г. Проведение нижней границы голоцена вызвало дискуссию, выявившую четыре основных точки зрения, каждой из которых и в настоящее время придерживаются определенные группы исследователей:

1. Граница – в конце пленигляциала¹ или в начале бёллинга² – приблизительно от 13 тыс. до 14 тыс. лет назад (Серебряный, Раукас, 1966, 1967; Веклич, 1990; Свиточ, Сокохтин, Ушаков, 2004 и др.).

2. Граница – в основании аллерёда³, то есть от 11 до 12 тыс. лет назад (Нейштадт, 1965, 1971; Герасимов, 1985; Архипов, Волкова, 1994).

¹ Пленигляциал (от лат. – полный, большой лед) – наиболее холодная часть позднеплейстоценовой (вюрмской, вислинской, валдайской) ледниковой эпохи.

² Бёллинг (от названия моря Бёллинг, некогда покрывавшего полуостров Ютландия) – межстадиал, разделявший холодные фазы нижнего и среднего дриаса в конце позднеплейстоценовой эпохи Европы (приблизительно 12800 – 12300 лет назад).

³ Аллерёд (от названия селения Аллерёд на о. Зеландия, Дания) – фаза позднеледникового потепления климата, разделяющая фазы похолодания среднего и позднего дриаса, приблизительно от 11400 до 10800 лет назад, соответствует 1-й фазе потепления в конце валдайской ледниковой эпохи.

3. Граница – между дриасом¹ и пребореальным временем, около 10 тыс. лет назад (Кинд, 1971, 1974; Хотинский, 1977; Волкова, Левина, 1982; Марков и др., 1965).

4. Граница – в понимании Ч. Лайеля – примерно от 6,5 до 7,5 тыс. лет назад. По мнению А.А. Величко (1973), эта нижняя граница заслуживает пристального внимания, так как вероятность «омолаживания» границы между плейстоценом и голоценом весьма вероятно, что связано как с отдельными принципиальными соображениями, так и с рядом фактических данных: ледниковая обстановка в Северной Европе перестала существовать 8000 – 9000 тыс. лет назад.

В 1969 г. на VIII конгрессе ИНКВА комиссия по голоцену пришла к выводу, что нижняя граница голоцена должна быть *хроностратиграфической*, и проводить ее следует на уровне 10000 лет назад. Основанием для такого решения послужили следующие факторы (Орлова, 1990):

- новая седиментологическая обстановка, закартографированная на больших площадях и вызванная значительным потеплением климата;
- смена в Северной Евразии безлесных перигляциальных ландшафтов на лесные;
- изменения в развитии человеческого общества (неолитическая революция).

Скандинавскими учеными при изучении торфяников был выявлен стратотип плейстоцен-голоценовой границы – местонахождения Солберга и Молтемир, на юго-западе Швеции в окрестностях г. Уддевалла. В обоих разрезах исследованные параметры прямо или косвенно указывают на изменение климатических условий от холодных к теплым. Возраст голоцена в исследованных торфяниках отмечался в 10000 ± 250 лет назад.

И.И. Спасская, В.И. Астахов, О.Ю. Глушкова и др. (Развитие..., 1993), исследуя развитие ландшафтов и климата позднего плейстоцена – голоцена Северной Евразии, за нижнюю границу голоцена принимают рубеж в 10300 лет. Эти исследователи считают голоцен началом нового макроцикла в системе общего хода ландшафтно-климатических изменений. Таким образом, вопрос о нижней границе голоцена остается дискуссионным.

2.2. Общие принципы периодизации и корреляции голоценовых отложений

Впервые стратиграфическое расчленение голоцена выполнил Р. Сернандер в 1894 г. Для этого он использовал схему чередования периодов континентального и океанического климатов, предложенную в 1876 г. А. Блиттом для Норвегии и созданную на основе определения чередования слоев голоценовых торфяников. Впоследствии схема получила широкое признание для Северного полушария и стала называться схемой Блитта – Сернандера. Согласно этой схеме, голоцен подразделяется на следующие климатические периоды: арктический, субарктический, бореальный, атлантический, суббореальный и субатлантический (табл. 2.1).

Позднее эта схема дополнялась, изменялась. Так, в 1921 г. Г. Эрдтман ввел термин «пребореал» – для времени до бореального периода, начального этапа голоцена, характеризовавшегося потеплением климата после стаивания льдов последнего оледенения и появления лесной растительности на равнинах умеренных широт Европы.

В 1896 г. Г. Андерсен выделил для Швеции ряд биозон, название каждой из которых было дано по характерным видам деревьев – зоны бука, канадской ели, дуба, сосны и березы.

¹ Дриас (от названия тундрового стелющегося вечнозеленого кучтарничка – Dryas) – фаза похолодания конца последнего (позднеплейстоценового) оледенения в Европе (13–10 тыс. лет назад). Выделяются три фазы дриаса, разделенные фазами потепления – бёллинг, аллерёд, поздний дриас.

Таблица 2.1

Периоды голоцена – схема Блитта – Сернандера (Герасимов, 1985)

Индексы	Абсолютная датировка	Периоды	Климат
ДР	12000	Арктический и субарктический	Холодный
	11000	(поздний дриас, аллерёд)	
РВ		Пребореальный	Вначале прохладный и сухой,
ВО	8000	Бореальный	затем умеренно теплый
АТ	5000	Атлантический	Теплый и влажный
В ₁₋₃	2000	Суббореальный с подразделениями	Теплый и сухой
А ₁₋₃		Субатлантический с подразделениями	Прохладный и влажный

Между растительным покровом и климатом, как известно, существует тесная корреляция. Реконструкции вегетации с помощью спорово-пыльцевого метода позволяют получить сведения о климатах прошлого. В результате подобного рода исследований были созданы несколько схем расчленения голоцена на основании биолого-экологических критериев развития леса, например Л. Поста. В 1946 г. Л. Пост опубликовал статью, в которой рассмотрел закономерности динамики послеледниковой растительности: он считал, что изменения растительности межледниковых и послеледниковых эпох не повторялись, они были ритмическими и имели местные особенности (Марков, 1965).

Местные особенности эволюции растительности (природы) Л. Пост показал, развернув мировую картину пестроты этих изменений. Наиболее замечательное состоит в следующем. В районах умеренно-морского климата (I) – это большая часть Европы, повышение температуры в середине послеледникового периода проявилось иначе, чем в районах ультраморского климата (II) и в районах континентального климата (III). Соответственно этому Пост считал, что в один и тот же отрезок времени (термического максимума послеледниковья) эволюция растительности протекала разными путями в разных районах (табл. 2.2).

Таблица 2.2

Местные особенности эволюции растительности (Марков, 1965)

I. Умеренно-морской климат (Европа)	II. Ультраморской климат (Шотландия, Нов. Зеландия и др.)	III. Континентальный климат (Южн. Патагония и др.)
Господствует лесная растительность, изменяется только ее состав в сторону преобладания термофильных древесных пород	Господствует лесная растительность; до и после преобладала травянистая растительность	Господствует травянистая (степная) растительность; до и после преобладала лесная растительность

Из пыльцевых диаграмм Л. Поста необычны с общепринятой точки зрения две: для Новой Зеландии (о. Южный) и для Шотландии. Они показали сходство в характере изменения растительности, так как оба района и находятся, и находились в очень влажном климате с невысокой температурой лета. Поэтому в Новой Зеландии и Шотландии леса достигали наибольшего расцвета во время термического максимума. До и после него господствовали травы и верещатники, так как лето было слишком прохладным для господства лесов. В отличие от своих предшественников, Пост предложил не узко локальную схему изменения растительности, механически экстраполированную на всю поверхность суши, а совершенно другую концепцию. Он показал, что под влиянием изменения температуры в разных районах изменения растительности не были, однако, параллельны, и во время термического максимума во влажном и очень влажном климате господствующими становились леса, а в более сухом климате – степи. Таким образом, Л. Пост впервые предложил планетарную, а не локальную концепцию изменения послеледниковой растительности и, до известной степени, всей природы суши. Конечно, пространственное ограничение ее все же осталось в границах умеренных поясов Северного и Южного полушарий.

Первыми в России расчленение голоценовых болотных отложений на основе данных ботанического состава и степени разложения торфа Шуваловского торфяника произвели В.Н. Сукачев (1915) и В.С. Доктуровский (1915).

Более упрощенную схему расчленения голоцена, сопоставляя ее с подразделениями схемы Блитта – Сернандера, предложил М.И. Нейштадт (1965). Были выделены крупные хронологические интервалы: древний, ранний, средний и поздний, где также была учтена специфика развития растительности и климата в восточных районах бывшего СССР (табл. 2.3).

Таблица 2.3

Схема расчленения голоцена М.И. Нейштадта (1965)

Система	Раздел	Схема деления голоцена по М.И. Нейштадту (1965)		Хронозоны	¹⁴ С шкала	
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ	Голоцен	Голоцен	Поздний	Субатлантическая	1000	
					2000	
			Средний	Суббореальная	3000	
					4000	
					Атлантическая	5000
						6000
						7000
						8000
			Ранний	Бореальная	9000	
					10000	
			Плейстоцен	Древний	Поздний дриас	11000
						Аллерёд
	Средний дриас	12000				
		Бёллинг				
	Ранний дриас	13000				

В 1974 г. Дж. Мангеруд, основываясь на классической схеме Блитта – Сернандера, предложил для Северной Европы ряд хронозон фландрского периода (табл. 2.4).

Таблица 2.4

Хронозоны фландрского времени Дж. Мангеруда (по Боуэну, 1981)

Хронозоны	Подразделения	Радиоуглеродный возраст, лет назад
Субатлантическая	Поздняя	1 000
	Средняя	2 000
	Ранняя	2 500
Суббореальная	Поздняя	3 000
	Средняя	4 000
	Ранняя	5 000
Атлантическая	Поздняя	6 000
	Средняя	7 000
	Ранняя	8 000
Бореальная	Поздняя	8 500
	Ранняя	9 000
Пребореальная	Поздняя	9 500
	Ранняя	10 000

Н.А. Хотинский (1977) выделил хронологические рубежи на основе трансконтинентальной корреляции этапов голоценовой истории растительности и климата Северной Евразии. Хронологические рубежи по схеме Н.А. Хотинского: 10300 лет назад (граница между поздним дриасом и пребореалом) произошел коренной перелом в развитии климата и растительности, что было характерно для всей рассматриваемой территории и проявилось синхронно. Рубеж между пребореальным и бореальным периодами проводится 9500 лет назад. В 8000 лет назад выделяется бореально-атлантическая граница. По всей территории Северной Евразии одновременно выделяется граница между атлантическим и суббореальными периодами, возраст ее – 4500 – 5000 лет назад. Начало субатлантического периода относится ко времени 2200 – 2500 лет назад.

Существуют и другие схемы расчленения голоцена, данные о них обобщены в работе М.И. Нейштадта (1965, 1971), А.А. Величко (1973) и др.

Жесткие рамки радиоуглеродной датировки дают возможность точнее сопоставлять региональные и межрегиональные палеогеографические схемы и яснее представлять картину динамики природных условий на различных этапах голоцена (табл. 2.5).

Таблица 2.5

Хроностратиграфические схемы расчленения голоцена

Nilson, 1964	Mangerud et al., 1974	Hafsten, 1970	Нейштадт, 1983				Археологическая эпоха (Бадер, 1974)
			Периоды по Блитту – Сернандеру	Под-период	Хроно-зона	Глобальное деление голоцена	
Субатлантический	Поздний фландрий	Кататермал	Субатлантический	Поздний Средний Ранний	1000 2000 2500	Поздний голоцен	Эпоха железа
Суббореальный	Средний фландрий		Суббореальный	Поздний Средний Ранний	3000 4000 5000		
Атлантический		Анатермал	Атлантический	Поздний Средний Ранний	6000 7000 8000	Ранний голоцен	Неолит
Бореальный	Ранний фландрий		Бореальный	Поздний Средний Ранний	9000 9500 10000		Ранний голоцен
Пребореальный		Микротермал		Поздний Средний Ранний	11000 11800 12000	Древний голоцен	
Поздний дриас							
Аллеред							

Модифицированный вариант схемы Блитта – Сернандера, используемый в большей части районов умеренного пояса Северного полушария, находит применение и в Южном полушарии. Так, благодаря этой схеме многие исследователи (Ауэр, 1967; Цукада, 1967, Карлстон, 1965 и др.) смогли сопоставить развитие природных условий разных регионов планеты (Огненной Земли и Патагонии, северной части Тихого океана, центральной части Японии и др.) с историей классического района палеогеографических изысканий – северо-запада Европы (табл. 2.6).

Таблица 2.6

**Сопоставление периодов Блитта – Сернандера с региональными фазами
развития растительности в голоцене (по Хотинскому, 1977)**

Северо-Запад Европы по Нильсону (Nilsson, 1964)	Северо-Запад и Центр Русской равнины	Средний Урал		Север Западной Сибири		Восточная Сибирь		Дальний Восток				Япония по Цукада (Tsukada, 1966)	
		Периоды	Фазы	Периоды	Фазы	Периоды	Фазы	Камчатка		Сахалин		Периоды	Фазы
								Периоды	Фазы	Периоды	Фазы		
SA-2 SA-1	SA-3 SA-2 SAA	SA	VI	SA	VII	SA	VII	SA	VI	SA	VI	SA	R-III B R-III-A
SB-2 SB-1	SB-2 SB-1			SA	SB	VI	SB	VI	SB	IV	SB		
AT-2 AT-1	AT-2 AT-1	AT-2 AT-1	V IV	AT-2 AT-1	V IV	AT-2 AT-1	V IV	AT	III	AT	IV	AT	R-II
BO-2 BO-1	BO-2 BO-1	BO	III	BO	III	BO	III	BO		BO		III	BO
PB	PB-2 PB-1	PB-2 PB-1	II _a ^б	PB-2 PB-1	II _a ^б	PB-2 PB-1	II _a ^б	PB	II	PB	II	PB	R-I
DR-3	DR-3	DR-3	I	DR-3	I	DR-3	I	DR-3	I	DR-3	I	DR-3	L
AL	AL					AL							

Глава 3

ОСНОВНЫЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ ГОЛОЦЕНА

И.П. Герасимов (1985, с. 59 – 60) отмечал, что «уже довольно давно было выдвинуто предположение о возможной аналогии послеледникового (голоценового) периода, начавшегося 11 – 12 тыс. лет назад, с межледниковьем. Из этого предположения следовало, что, подобно межледниковью, голоцен характеризуется определенным циклом климатических изменений от первоначального похолодания к климатическому оптимуму (около 5 тыс. лет назад), а затем к новому похолоданию – предвестнику нового оледенения». И.П. Герасимов предполагал, что этот переход не является постепенным, он осложняется периодическими эпохами потепления и похолодания, подобными так называемому «малому ледниковому периоду».

В настоящее время голоцен в полном объеме охватывается радиоуглеродным датированием. Это позволяет целиком систематизировать хронологию палеогеографических событий послеледниковья и с помощью ряда диагностических приемов коррелировать природные процессы, в первую очередь климатические, особенно четко проявляющиеся опосредованно в изменениях ландшафтов Северной Евразии, колебаниях арктических и антарктических ледников и уровней разнообразных водных бассейнов и других событий на разных материках. Кроме того, все большее число исследователей используют изотопные методы исследований в педогенных карбонатах и органическом углероде почв (определяются $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{12}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ в сталактитах, сталагмитах, ледовых кернах, раковинах моллюсков), палеобиологические, седиментологические, физико-химические методы (изучение состава осадочных пигментов, химического и петрографического состава осадков), эоловых отложений на материках и среднегодовой глобальной температуры: от почти 16°C (в настоящее время она равна $14,3^\circ\text{C}$) до $12 - 13^\circ\text{C}$ во время среднего и позднего голоцена и до $10 - 11^\circ\text{C}$ в течение раннего голоцена (Веклич, 1990). Колебания глобальной температуры в течение голоцена, определенной по данным о динамике ледников и изменении растительности, отражены на рис. 3.1.

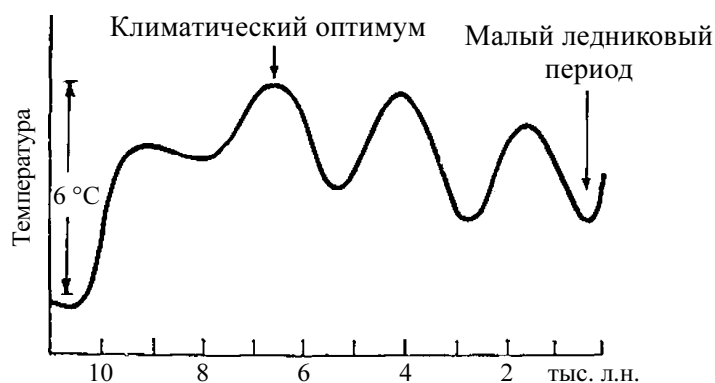


Рис. 3.1. Климат последних 10 000 лет. График показывает основные тенденции в изменениях глобальной температуры, определенной по данным о колебаниях ледников и изменениях растительности. Во время климатического оптимума голоцена температура была приблизительно на 2° выше современной. А около 300 лет назад, во время климатического эпизода, называемого «малым ледниковым периодом», эта температура была ниже современной (Имбри, 1988)

петрографического состава осадков), эоловых отложений на материках и среднегодовой глобальной температуры: от почти 16°C (в настоящее время она равна $14,3^\circ\text{C}$) до $12 - 13^\circ\text{C}$ во время среднего и позднего голоцена и до $10 - 11^\circ\text{C}$ в течение раннего голоцена (Веклич, 1990). Колебания глобальной температуры в течение голоцена, определенной по данным о динамике ледников и изменении растительности, отражены на рис. 3.1.

Неоднократные потепления климата в голоцене отражались в развитии ландшафтов суши, динамике ледников, температурном и ледовом режиме океанов и др.

3.1. Палеоклиматы, палеоландшафты Северной Евразии, других регионов суши в голоцене и их корреляция

Обширные районы Северной Евразии в голоцене испытывали контрастные колебания климата, достоверно прослеживаемые на основе анализа палинологических и радиоуглеродных данных. Климатические колебания в позднеледниковье в Северной Евразии имели сложный, пульсирующий и неоднородный характер в различных районах (табл. 3.1).

Таблица 3.1

Временные границы периодов голоцена в разных регионах Северной Евразии, лет назад

Периоды голоцена	Северная Евразия (Хотинский, 1977)	Северо-Восток ЕТР (Никифорова, 1982)	Западно-Сибирская равнина (Архипов, Волкова, 1994)	Таймыр (Никольская, Черкасова, 1982)	Северо-Восток России (Каплина, Ложкин, 1982)	Прибалтика (Сейбутис, 1982)
Субатлантический	2500 – 0	2300 – 0	2500 – 0	2000(?)–0	2500 – 0	1500 – 1200
Суббореальный	5000 – 2500	5000 – 2300	5000 – 3000	5000 – 4000(?)	5000 – 2500	4000 – 3000
Атлантический	8000 – 4500 – 5000	8000 – 5000	8000 – 6000	около 8000–6000	8000 – 5000	6000 – 5000
Бореальный	9500 – 9200	9200 – 8000	9000 – 8000	8300 – 8800	9500 – 8000	9000 – 8000
Пребореальный	10500 – 10300	10300 – 9200	10000 – 9500	10850 – 9500	10500 – 9500	–

Примечания: временные отрезки голоцена по М.И. Нейштадту (см. табл. 1.2 – 1.4): ранний голоцен (1000 – 8000 лет назад); средний голоцен (8000 – 2500 лет назад); поздний голоцен (2500 – 0 лет назад).

Климат не всегда менялся плавно и постепенно, отмечались резкие переломы. Например, в рамках среднего голоцена выявлены переломы в сторону интенсивного похолодания на бореально-атлантическом, атлантико-суббореальном рубежах, а также при переходе к последней трети суббореального периода – фаза SB-3 (Хотинский, 1982). Данное положение хорошо иллюстрируют материалы по динамике ландшафтных зон голоцена северо-востока европейской части России (табл. 3.2).

В результате средний голоцен распадается на три термических максимума (Хотинский, 1982):

- бореальный (8300 – 8900 лет назад);
- позднеатлантический (4700 – 6000 лет назад);
- среднесуббореальный (3200 – 4200 лет назад).

Бореальный термический минимум наиболее четко проявился в Сибири и на Дальнем Востоке. *Среднесуббореальный* – на севере Русской равнины, *позднеатлантический* – в большинстве районов лесной зоны Северной Евразии. Только позднеатлантическая фаза может рассматриваться как *всеобщий климатический оптимум* голоцена в масштабах всей Северной Евразии, проявился он и в ряде других регионов мира.

Характер проявления увлажнения и его тенденция на обширной территории Северной Евразии более разнообразны и разноплановы вплоть до прямо противоположных. При корреляции кривых увлажненности в крупных чертах хорошо прослеживается относительная аридность в пребореале и бореале с возрастанием увлажнения в атлантике. Наибольшая влажность обычно совпадает с голоценовым температурным оптимумом, а увеличение сухости – с пиком холода на границе атлантики и суббореала.

Таблица 3.2

Схема зонального деления голоцена северо-востока европейской части России
(Никифорова, 1982, с дополнениями)

Лет тому назад	Зоны	Возраст границ зон и периодов	Время	Период		
	SA-R	200 ?	Позднеледниковое	Субатлантический	Поздний ↑	
1000	SA-3	1200			Средний ↑	
	SA-2	1800			Ранний ↓	
2000	SA-1	2300			Суббореальный	Поздний ↑
3000	SB-3	3200				Средний ↑ m
4000	SB-2	4300				Ранний ↓
5000	SB-1	5000		Атлантический	Поздний ↑ m	
6000	AT-3	6000 ?			Средний	
7000	AT-2	7000 ?			Ранний ↑	
8000	AT-1	8000			Бореальный	Поздний ↓
9000	BO-2	8300		Ранний ↑ m		
	BO-1	9200		Пребореальный	Поздний ↓	
10000	PB-2	9900	Ранний ↑			
	PB-1	10300	Поздний дриас		Поздний дриас	
11000	DR-3	11000			Аллерёд	
12000	AL	11800		Средний дриас		
	DR-2	12300		Бёллинг		
	BO	12700	Позднеледниковое			

Примечание. Стрелки указывают: ↓ – похолодание, ↑ – потепление, m – термический максимум.

При пространственной корреляции основных палеогеографических событий в голоцене в Северной Евразии и других регионах суши основное внимание уделено было бореальному, атлантическому и суббореальному периодам, а также «малому ледниковому периоду».

Как было рассмотрено ранее (глава 1), позднеледниковое время выделяется как наиболее резкоконтинентальный этап, когда значительные площади поверхности Земли были покрыты ледниками (рис. 3.2). В летнее время средняя температура у поверхности в ледниковую эпоху была меньше на 5,3 °С в Северном и на 4,5 °С в Южном полушариях, чем теперь. Облачность была меньше соответственно на 2,9 и 2,2 %, а количество осадков было меньше на 8,3 и 3,9 мм (табл. 3.3).

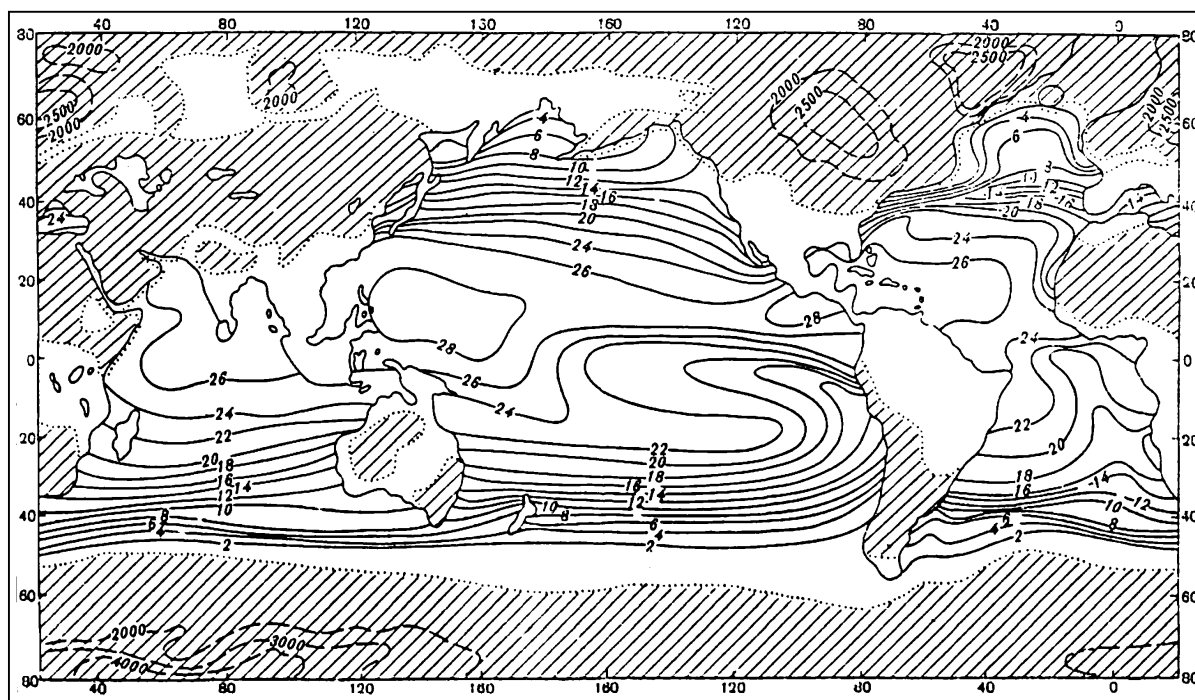


Рис. 3.2. Основные характеристики подстилающей поверхности ледникового периода (около 18 тыс. лет назад) по В. Гейтсу и др. (Борисенков, 1982). Изотермы – в °С, высоты – в м, положение ледников заштриховано

Таблица 3.3

Осредненные характеристики климата ледниковой эпохи по данным численных экспериментов (Борисенков, 1982)

Характеристика климата	Средние значения для июля ледникового периода		Разность средних значений июля для ледникового и современного периодов	
	Северное полушарие	Южное полушарие	Северное полушарие	Южное полушарие
Температура поверхности, °С	17,8	7,6	-5,3	-4,5
Температура воздуха у поверхности, °С	18,0	7,1	-5,3	-4,5
Температура на уровне 800 мб, °С	7,8	-3,3	-5,0	-4,6
Температура на уровне 400 мб, °С	-23,4	-30,7	-8,2	-5,0
Зональный ветер на уровне 800 мб, м/с	-0,9	3,6	-0,3	-0,9
Зональный ветер на уровне 400 мб, м/с	2,4	14,7	-0,1	-2,1
Облачность, %	22,5	44,2	-2,9	-2,2
Относительная влажность на уровне 800 мб, %	46,8	63,1	-2,6	0,1
Содержание влаги в атмосфере, мм	14,2	12,9	-8,3	-3,9
Испарение, мм/день	4,0	3,5	-0,5	-0,9
Осадки, мм/день	4,5	3,1	-1,2	-0,1
Давление у поверхности, мб	972,9	995,1	-8,7	8,7

Уровень океана 18000 лет назад был примерно на 85 м ниже современного. Камни, лед и песок занимали 40 млн км² (в настоящее время 24 млн км²); тундра и альпийские сообщества – 20 млн км² (в настоящее время – 8 млн км²), пустыни и полупустыни 12 млн км² (в настоящее время 18 млн км²). Общая площадь под лесами, кустарниками, саванной и другими сообществами была примерно такой же, как сейчас (Борисенков, 1982). В позднелед-

никовье для большей части высоких и умеренных широт были характерны весьма своеобразные ландшафты – сочетание тундровых, лесных и степных сообществ или **явление смещения зон** (гиперзональность) по Г.Е. Гроссету и А.А. Величко.

Исследование многочисленных палинологических данных показало, что к данному отрезку времени было приурочено наиболее дальнейшее продвижение элементов степной растительности на север – на территорию современной лесной зоны России (Хотинский, 1977). Резкий перелом в развитии природных условий Северной Евразии произошел на рубеже позднеледникового и послеледникового времени 10300 – 10500 лет назад. Этот рубеж хорошо фиксируют палинологические данные, а о его синхронности в масштабах умеренного пояса Северного полушария свидетельствуют радиоуглеродные датировки, полученные исследователями в зарубежной Европе, Японии, на Аляске и других районах Северной Америки (Кинд, 1971; Tsukada, 1967 и др.).

3.2. Голоценовые события в приполярных областях, океане и внутриконтинентальных водоемах

Корреляция ледниковых событий голоцена Арктики и Антарктиды

Палеоклиматическая интерпретация изотопии льда, хронологически обоснованная по скорости его накопления и скорректированная радиоуглеродными датировками, показывает, что в Антарктиде и Гренландии суровая позднеплейстоценовая эпоха, во время которой температура была ниже современных показателей на 6 – 7 °С, закончилась в близком временном интервале около 10 тыс. лет назад, т.е. к началу голоцена. Климатический оптимум на острове Девон (Баффинов залив) установился около 5,0 тыс. лет назад, изотопный состав льда был тяжелым и превышал современные значения на 2 ‰, ледниковый купол острова существенно сократился (Свиточ и др., 2004).

В Антарктиде, по данным изотопии ледового керна купола С, относительно теплые условия существовали 11 – 8 тыс. лет назад, холодные – 8 – 4 тыс. лет назад. Сходная климатическая ситуация отмечается для станции «Восток». Таким образом, несмотря на близкую эпоху начала голоценового потепления, оптимум голоцена в полярной области Южного полушария установился несколько раньше этого события в полярных широтах Северного полушария, где в это время существовал **анатермал** – эпоха постепенного нарастания положительных температур.

Корреляция голоценовых событий в океане

Малые скорости осадконакопления в океане преопределили небольшие мощности голоценовых отложений, обычно не превышающие первые доли метра, и высокую степень постседиментационной переработки, что существенно затрудняет палеогеографическую и хронологическую диагностику климато-гидрологических событий океана. По существу, среди большей части глубоководных колонок удастся выделить события, отражающие максимум голоценового оптимума, и характер перехода от позднеледникового к послеледниковью. Можно считать установленным и диахронный характер проявления послеледникового потепления, ранее всего начавшегося в пределах антициклональных зон тропических и субтропических районов океанов, в дальнейшем захватившего экваториальные районы и в последнюю очередь полярные области океана. Подтверждается и разновременность наступления голоценового оптимума, проявившегося в Южном полушарии еще в бореале, а не в Атлантике, как в умеренных широтах Северной полусферы.

Корреляция уровней внутриконтинентальных водоемов

Анализ наиболее хронологически обоснованных данных позволяет сделать вывод о временном разнообразии характера увлажнения и изменения уровней континентальных бассейнов, не позволяющих группировать голоценовую историю озер в систему четко выраженных единых глобальных ритмов.

Ранний голоцен. В начале голоцена озера Большого бассейна на западе США имели максимально высокий голоценовый уровень, на десятки метров превышающий современное положение уреза воды. В центре Африканского материка оз. Чад находилось в глубокой регрессии. Озера на севере Африки в анатермале характеризовались переходным режимом – от высокого к низкому стоянию уровня. Высокий урез вод в эту эпоху отмечается для оз. Алерк (Чили), Мертвого моря, озера Аббе (Эфиопия) и др. Ю.Г. Чендев (2007) отмечает, что в восточном и юго-восточном секторах субэкваториальной и тропической Африки первая половина голоцена отличалась засушливыми климатическими условиями. Уровни озерных систем Великого Африканского рифта и Мадагаскара были низкими. На юге Эфиопского нагорья временно прекратилось формирование болотных экосистем. В акваториях Черного и Азовского морей начинают формироваться нижние слои древнечерноморских и древнеазовских отложений, а в Каспии – мангышлакские отложения. В это время в Каспии наблюдалась крупная мангышлакская регрессия (8000 – 10000 лет назад), когда уровень водоема был на 20 – 25 м ниже современного (табл. 3.4, рис. 3.3).

Рис. 3.3. Схематические кривые колебания уровня Каспийского (а) и Черного морей (б) в позднем плейстоцене и голоцене по П.В. Федорову, с изменениями (Вронский, Войткевич., 1997): а – Ша – Шд – фазы новокаспийской трансгрессии; б – 2а – 2г – фазы черноморской послеледниковой трансгрессии; В, В₁ – поздние и послеледниковые трансгрессии Мирового океана



Таблица 3.4

**Геохронологическая шкала основных событий плейстоцена Каспийского моря
(Вронский, Войткевич, 1997)**

Палеогеографическое событие	Время, тыс. лет назад
Новокаспийская трансгрессия: последний пик	0,17
третий пик	около 3,0
второй пик	около 6,0
первый пик	около 8,0
Послехвалынская (мангышлакская) регрессия (наинизший уровень)	около 9,0
Позднехвалынская трансгрессия	10 – 20
Раннехвалынская трансгрессия	35 – 65
Позднехазарская трансгрессия	90 – 250
Раннехазарская трансгрессия	более 250
Бакинская трансгрессия	400 – 500

Пр и м е ч а н и е. Абсолютные датировки получены радиоуглеродным и термолюминесцентным методами.

На осушившихся участках Каспийского моря доминировали галофитные формации ма-рево-полынного типа, что свидетельствует (по палеоботаническим данным) о значительной аридизации климата. На побережьях южных морей в это время господствовали полупустынные и пустынные ландшафты (рис. 3.4).

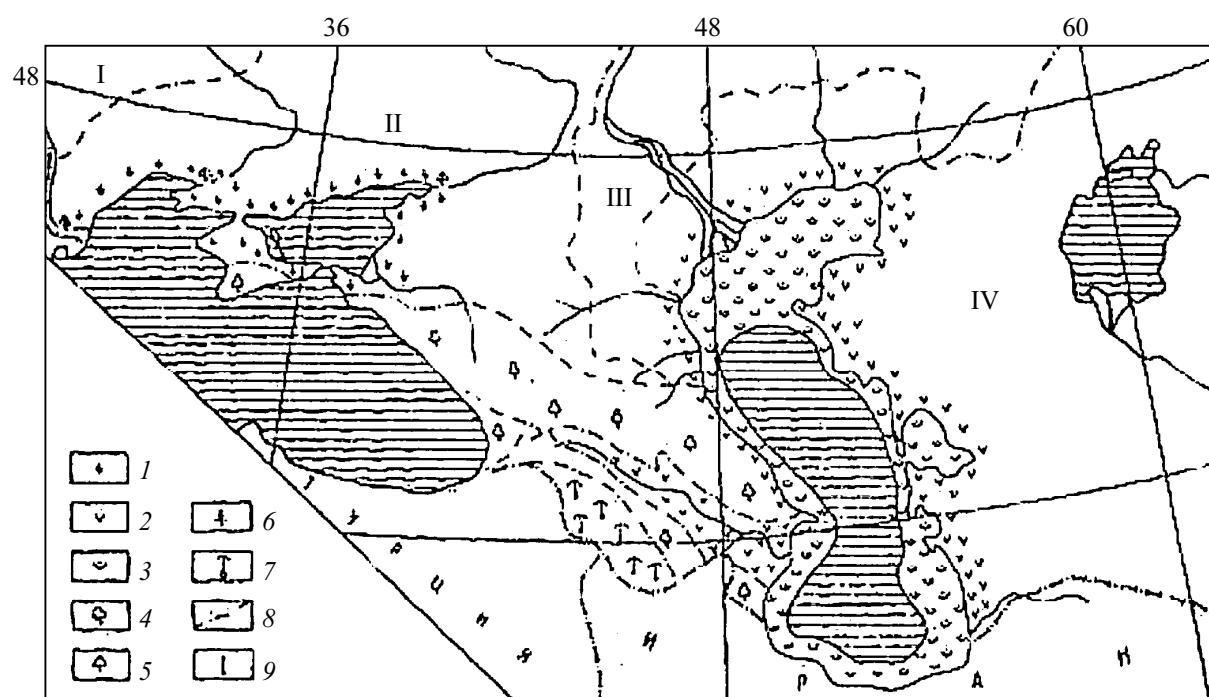


Рис. 3.4. Схема растительности побережий южных морей в раннем голоцене (Вронский, Войткевич, 1997): 1 – степи; 2 – полупустыни и пустыни; 3 – растительность засоленных территорий; 4 – предгорные и горные леса Кавказа и Крыма; 5 – березовые леса; 6 – сосновые леса; 7 – ксерофитные редколесья и степи Закавказья; 8 – границы современных природных зон; 9 – природные зоны (I – лесостепная, II – степная, III – полупустынная, IV – пустынная)

Максимальные температуры июля в условиях регрессии составляли 25 – 26 °С, января – минус 6 – 7 °С, года + 9 °С, и годовая сумма осадков – 300 мм.

Средний голоцен. По мнению А.А. Свиточа и др., в середине голоцена (атлантика, мегатермал) большинство бассейнов сухих субтропиков и смежных районов тропиков и умеренных широт находилось в регрессивном состоянии, часто с максимальным в голоцене падением уровня. Исключение составляет оз. Чад, испытавшее трансгрессию. По Е.П. Борисенкову, В.А. Зубакову и др., в атлантический период (7,7 – 4 тыс. лет назад) уровень озера Чад на 40 м превышал современный, а площадь озера достигала размеров Каспийского моря. Для других африканских озер в мегатермале отмечается сочетание регрессивно-трансгрессивных тенденций.

На территории андийских плоскогорий в среднем голоцене климат был ариднее современного. Уровень оз. Титикака в наиболее сухой период голоцена (8000 – 4000 лет назад) был на 50 м ниже современного, а годовое количество осадков, выпадавших в теплую половину года, было на 18 % меньше современного (Чендев, 2007). Высокий уровень озер был характерен для озер субтропического юга Австралии 6000 лет назад.

Сложную систему колебаний уровня испытывают и озера Западного Китая. В умеренных и северных широтах Евразии в это время, как известно, существовали тепло-влажные условия голоценового оптимума и высокий уровень вод во внутриконтинентальных бассейнах (Свиточ и др., 2004). Так, И.И. Спасская и др. (1993) на основе палинологических материалов и данных о колебании в голоцене величины акватории озера Балхаш указывают, что в среднем голоцене на равнинах Казахстана увеличивается увлажнение, достигшее максимума в атлантический климатический оптимум. К последнему приурочена и максимальная трансгрессия озера Балхаш (в течение голоцена для озера выделяется семь фаз трансгрессий и регрессий). На интервал времени в 7000 – 4000 лет назад приходится трансгрессия большинства горных озер Средней Азии.

В Каспии в средний голоцен (табл. 3.1) отмечался первый пик новокаспийской трансгрессии (климатический оптимум голоцена), она сопоставляется с древнеазовской и древнечерноморской трансгрессиями Азово-Черноморского бассейна. Максимальные температуры года в это время составляли 10 – 10,5 °С, июля +25 °С, января –2 °С, среднегодовое количество осадков – до 430 мм. Климатические условия среднего голоцена на юге Русской равнины и в бассейнах южных морей способствовали широкому распространению древесных пород с примесью широколиственных – дуб, граб, бук, вяз, липа, каштан и др. (рис. 3.4).

Поздний голоцен. Конец голоцена (суббореал, субатлантика) характеризуется разнообразием гидрологических ситуаций. Влажность и высокий уровень отмечались на оз. Алерк в Чили, небольшие трансгрессии были на озерах запада США. Регрессия охватила водоемы Северной Африки. Переменчивый характер изменения режима вод испытывали озера Эфиопии, запада Китая, Мертвое и Каспийское моря. Переменчивый характер режима уровней Каспийского и Черного морей подтверждают и другие исследователи (см. табл. 3.1 и рис. 3.5). В послеледниковое время (голоцен) трансгрессии Каспия происходили в периоды значительного увлажнения климата, а регрессии – при его аридизации. По данным абсолютной геохронологии удалось установить соотношение каспийских трансгрессий с оледенениями Русской равнины (Палеогеография..., 1977), причем начало каждой крупной трансгрессии обычно совпадало с фазами значительного похолодания климата. В фазы похолодания и увлажнения климата значительно уменьшалась величина испарения с поверхности водоема и возрастал речной сток. Поэтому приходно-расходный баланс восстанавливался путем значительного увеличения размеров бассейна (трансгрессия).

Напротив, регрессивные фазы, когда уровень Каспия понижался, приходились на первую половину межледниковых периодов. Резкая аридизация климата приводила к увеличению испарения в поверхности водоема и значительному уменьшению речного стока. Засушливость и континентальность климата позднего голоцена сказалась на изменении рас-

тительного покрова. Так, на побережьях Азовского моря были распространены степные ландшафты, в речных долинах почти исчезли лесные группировки с участием широколиственных пород. Аналогичные процессы отмечались на побережье Черного моря, где увеличивалась роль кустарниково-травянистых ассоциаций. В это время на побережьях изучаемых морей начала формироваться современная растительность.

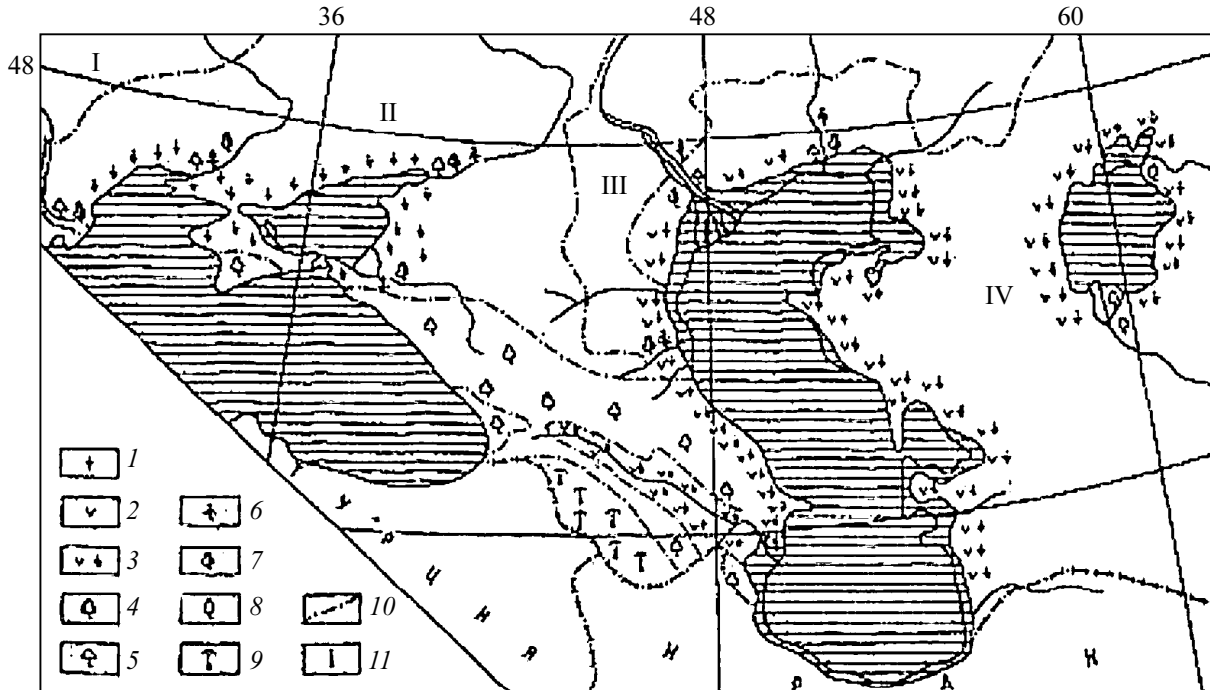


Рис. 3.5. Схема растительности побережий южных морей в среднем голоцене (Вронский, Войткевич, 1997): 1 – степи; 2 – полупустыни и пустыни; 3 – полупустынно-степные формации; 4 – предгорные и горные леса Кавказа и Крыма; 5 – березовые леса; 6 – сосновые леса; 7 – широколиственные леса; 8 – мезофитная растительность тугаев; 9 – ксерофитные редколесья и степи Закавказья; 10 – границы современных природных зон; 11 – природные зоны

В целом сходная ситуация колебания уровня водоемов в голоцене характерна для озер крупных регионов (запад США, субтропическая Африка), что указывает на специфику увлажненности этих территорий, определяющую направленность гидрологического режима озер. Интересно, что сходное развитие в голоцене имели Мертвое и Каспийское моря, расположенные в разных климатических зонах и резко различные по типу водосборов. Для них были характерны высокие уровни в анатермале, преобладание регрессивной тенденции в начале среднего голоцена и двукратное повышение уровня во второй половине голоцена.

3.3. Пребореальный период голоцена

Пребореальный период (РВ)

В.А. Климановым на основе изучения экологии растений, выявленных при палеоботанических анализах, построены карты-схемы палеоклиматических характеристик на время около 10500 лет назад (рис. 3.6).

По особенностям отклонения температур июля на карте (рис. 3.6, а) выделяются четыре области:

1) северо-запад континента, по периферии скандинавского ледника, где температуры были ниже современных более чем на 6 °С;

2) юг и юго-запад территории, где летние температуры отклонялись от современных менее чем на $4\text{ }^{\circ}\text{C}$;

3) северная часть Сибири, где также температуры были ниже современных менее чем на $4\text{ }^{\circ}\text{C}$;

4) южная часть Сибири, где средние температуры были ниже современных на $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ или больше.

Отклонения средних январских температур от современных их значений (рис. 3.6, б) в целом имеют такую же структуру, как и температуры июля. Величина их отклонений больше, что свидетельствует о большей изменчивости январских температур.

Отклонение среднегодовых осадков (рис. 3.6, в) носило более мозаичный характер, чем температур. Наиболее сильно от современных осадки отличались на востоке и северо-востоке европейской территории страны, где их выпадало меньше на величину 250 мм . Понижение температур и осадков на северо-западе территории и юге Сибири связано со своеобразием циркуляции атмосферы в то время и, в частности, с мощными антициклонами над скандинавским ледником и горами южной части Азии.

Пребореальный период – это переходное время, характеризующееся резким переломом в развитии природных условий Северной Евразии. Он знаменовался всеобщим потеплением и уменьшением континентальности климата, что вызвало почти повсеместный и одновременный расцвет лесной растительности. На большей части территории господствующее положение заняли берзовые и сосновые древостои, раньше они входили в состав растительности перигляциальных областей. Переход к послеледниковому, лесному этапу был более интенсивен в относительно океанических областях и менее – в континентальных.

Данных о пребореальном периоде голоцена других регионов мира относительно мало. Ю.Г. Чендев (2007) указывает, что в раннем голоцене в современных пустынных областях Китая формировались «черные пески» – степные почвы черноземного облика. Климаты Восточной, Центральной и Западной Сахары и Аравийского полуострова в раннем голоцене определяются как семиаридные: в это время здесь формировались степи и сухие саванны. На северо-западе, в южной части материка Австралии $12 - 5$ тыс. лет назад отмечалось повышенное увлажнение, ландшафты формировались в условиях влажного муссонного климата.

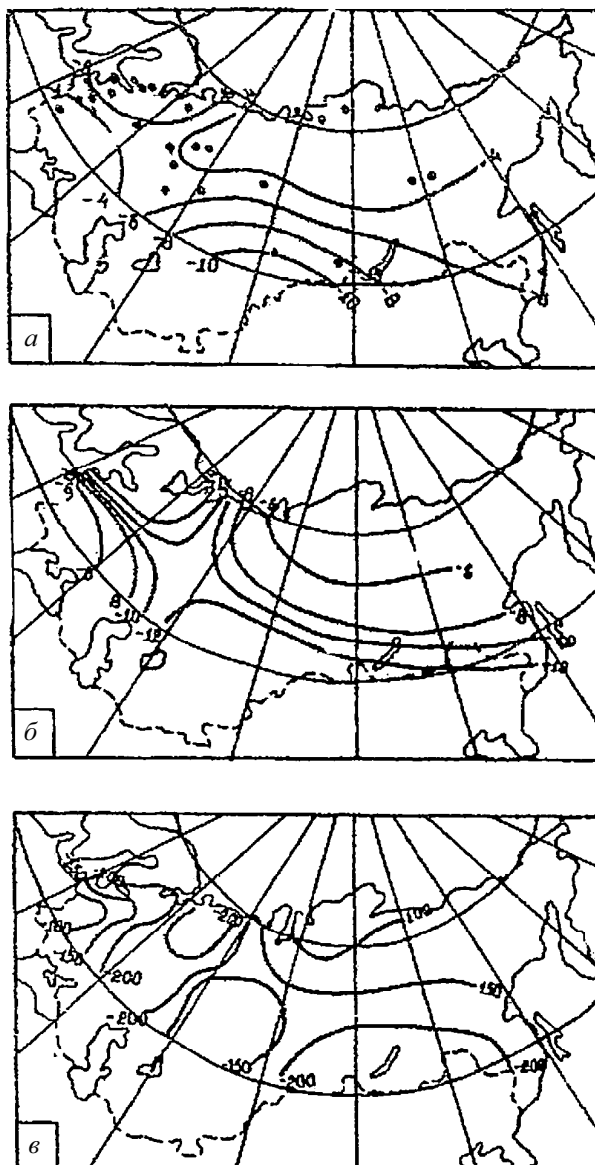


Рис. 3.6. Отклонение климатических характеристик около 10 500 лет назад от их современных значений: а – средние температуры июля; б – средняя температура января; в – среднегодовая сумма осадков; * – точки фактического материала (Климанов, 1987)

3.4. Бореальный период голоцена

Бореальный период голоцена (ВО) Евразии изучен достаточно хорошо, ему посвящены многочисленные работы – «Развитие природы...» (1982), «Развитие ландшафтов и климата...» (1993), С.А. Архипова и В.С. Волковой (1994) и др. Бореальный термический максимум прослеживается в пределах практически всей территории России, в Прибалтике, Японии, на Аляске и др. (Елина, Лебедева, 1982; Никифорова, 1982; Никольская, Черкасова, 1982; Хотинский, 1977, 1982; Сейбутис, 1982; Лисс и др., 2001). Это один из первых этапов формирования зональной структуры ландшафтов на территории Северной Евразии. С.С. Савиной и Н.А. Хотинским на основе изучения климатических характеристик, соответствующих оптимальным условиям произрастания растительных формаций (табл. 3.5), палеоботанических реконструкций были построены палеоклиматические карты-схемы температур воздуха для января, июля и годовых осадков для бореального периода (хронорез около 8500±300 лет назад) на территории России и сопредельных стран (рис. 3.7 – 3.9).

Таблица 3.5

Климатические характеристики растительных формаций на территории Северной Евразии (Савина, Хотинский, 1982)

Группы формаций	H , мм/год	T_b , °C	$T_{вп.}$, °C	H/E_0	$\Sigma t > 5^\circ$	$\Sigma t > 10^\circ$
1	2	3	4	5	6	7
Восточная Европа						
Типичная тундра	650	-8/17	7	2,0	450	100
Березовые редколесья – лесотундра	700	-8/-16	9	2,3	650	300
Темнохвойные северотаежные леса	700	-11	12	1,8	1150	700
Сосновые северотаежные леса	700	-14	14	1,8	1150	900
Темнохвойные среднетаежные леса	750/650	-11/-15	16	1,6	1750	1350
Темнохвойные южнотаежные леса	730/650	-12/-15	17	1,4	2100	1700
Широколиственно-хвойные подтаежные леса	750/650	-8/-15	18	1,3	2300	1900
Широколиственные леса	650	-6	19	1,1	2700	2300
Лесостепь	625	-7	20	0,82	3000	2400
Степи	500	-5	22	0,7	3100	2800
Полупустыня	350	-14	24	0,4	3400	3100
Пустыня	250	-9	26	0,25	3600	3200
Западная Сибирь						
Арктическая тундра	350	-26	5	2,5	440	100
Типичная тундра	450	-28	8	2,2	500	150
Кустарниковая тундра	550	-27	12	1,8	540	200
Лиственничное редколесье – лесотундра	550	-28	13	1,8	1060	600
Лиственничные, елово-лиственничные северотаежные леса	550	-26	15	1,8	1340	1000
Сосновые северотаежные леса	550	-23	15	1,54	1450	1100
Лиственнично-елово-кедровые северотаежные леса	750	-23	15	1,8	1240	900
Елово-пихтово-кедровые среднетаежные леса	650	-22	17	1,6	1860	1500
Елово-кедрово-пихтовые южнотаежные леса	550	-20	17	1,3	2040	1700
Сосновые средне- и южнотаежные леса	550	-21	17	1,2	1940	1600
Подтаежные осиново-березовые леса	550	-18	17	0,9	2200	1900
Луговые степи и остепненные луга в сочетании с березовыми и осиновыми колками-лесостепь	450	-18	18	0,7	2420	2000
Степи	350	-17	21	0,5	2620	2300
Северные полупустыни	350	-16	22	0,3	2700	2400
Южные полупустыни	300	-15	21	0,3	3000	2700
Полынные пустыни	150	-14	24	0,14	3500	3200
Соляноковые пустыни	150	-14	25	0,1	3900	3600
Саксаулы и кустарниковые пустыни на песках	150	-2	29	0,2	4250	4000

Окончание табл. 3.5

1	2	3	4	5	6	7
Восточная Сибирь						
Арктическая тундра	250	-36	4	1,3	540	180
Типичная тундра	250	-36	6	1,1	580	230
Кустарниковая тундра	350	-37	12	1,2	660	300
Лиственничное редколесье – лесотундра		-31	10	1,2	740	390
Лиственничные северотаежные редкостойные леса	400	-40	15	1,04	1150	800
Листв. средне- и южнотаежн. центральносиб. леса	500	-28	17	1,1	1600	1200
Сосновые и лиственнично-сосновые средне- и южнотаежные центральносибирские леса	450	-22	18	0,9	1800	1400
Лиственничные среднетаежные леса:						
мохово-травянисто кустарниковые	350	-31	16	0,84	1560	1300
то же, с сырыми лугами	350	-40	17	0,74	1560	1100
то же, с остепненными лугами на аласах	250	-22	18	0,66	1640	1300
Горнотаежн. темнохвойн. уральск. и южносиб. леса	750	-39	14	1,5	1800	1400
Горные среднетаежн. лиственничн. леса Забайкалья	450	-30	16	1,2	1400	1100
Лесостепь Забайкалья	400	-19	16	0,65	1600	1250
Пижмовые луговые степи южно- сибирские	300	-19	16	0,64	2220	1900
Широколиственно-хвойноподтаежные леса						
Горнотаежные темнохвойные леса	750	-15	17	1,6	1860	1500
Дубовые леса	750	-18	19	1,1	2420	2100
Горные широколиственные леса	750	-19	19	1,2	2520	2200
Горные тундры	350	-38	12	1,2	640	280

Примечание. Дробью показаны климатические характеристики, соответствующие западным (числитель) и восточным (знаменатель) районам распространения данной группы формаций: T_1 – средняя температура января; T_{VII} – средняя температура июля.

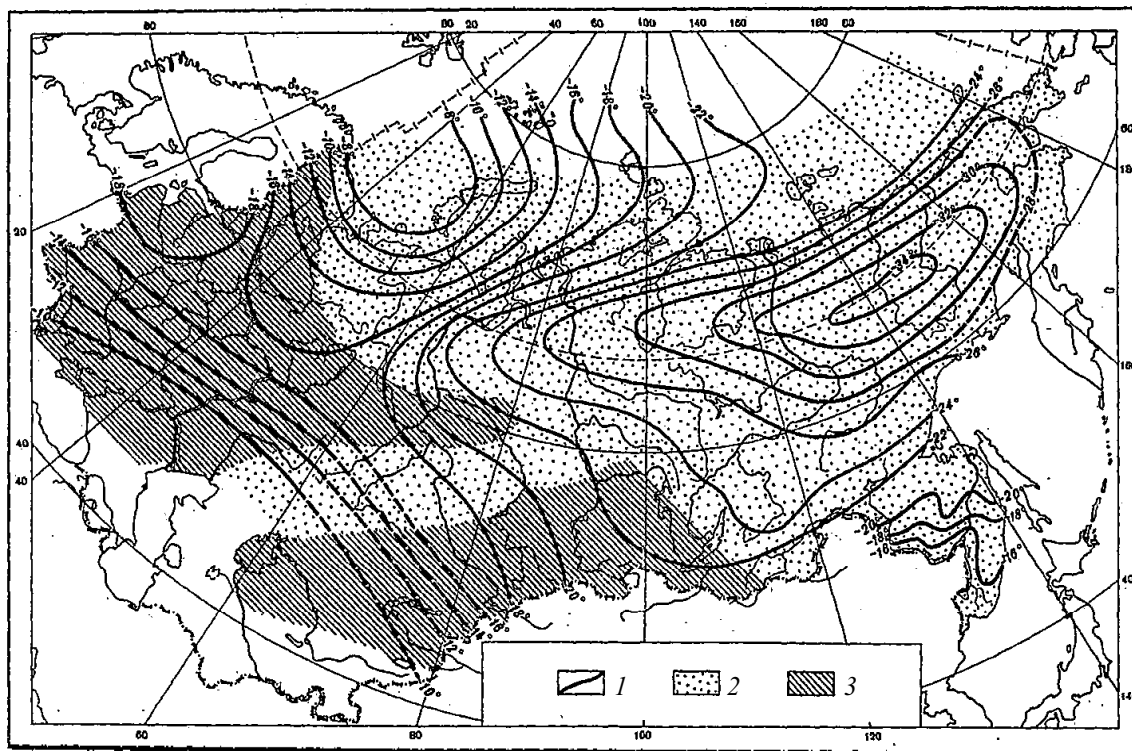


Рис. 3.7. Карта-схема январских температур в бореальном периоде (Савина, Хотинский, 1982): 1 – изолинии январских температур; 2 – положительные величины разности температур бореального периода и современной эпохи; 3 – отрицательные величины той же разности

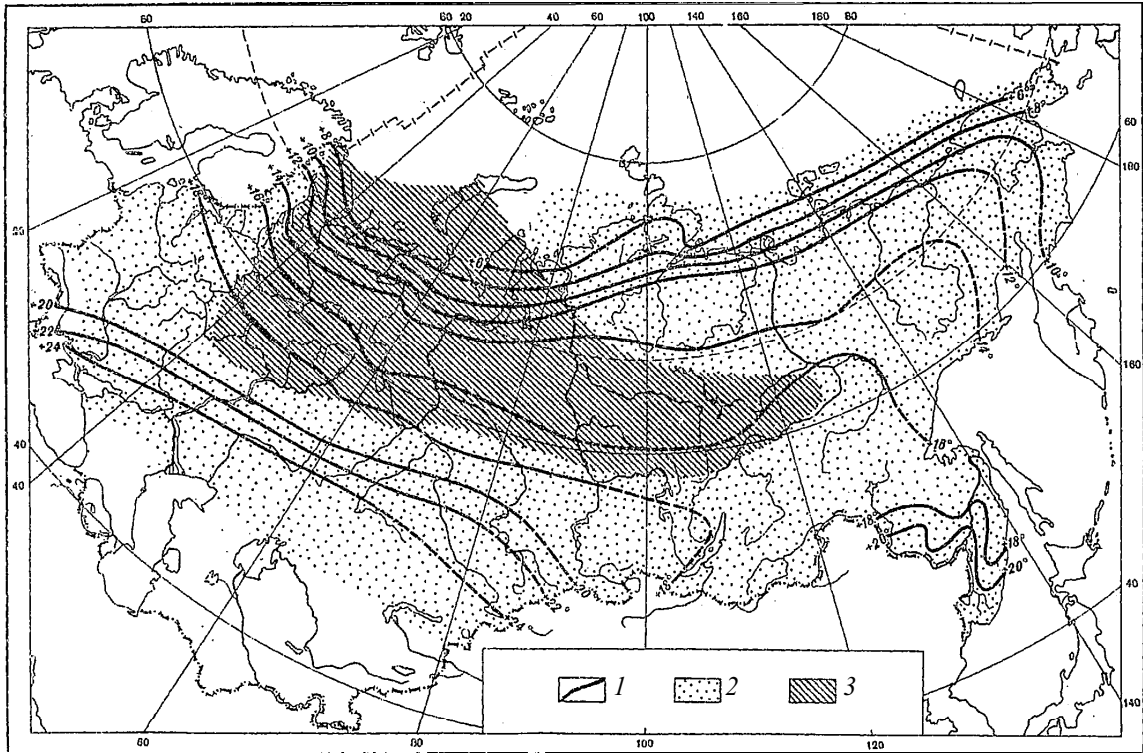


Рис. 3.8. Карта-схема июльских температур в бореальном периоде (Савина, Хотинский, 1982): 1 – изолинии июльских температур; 2 – положительные величины разности температур бореального периода и современной эпохи; 3 – отрицательные величины той же разности

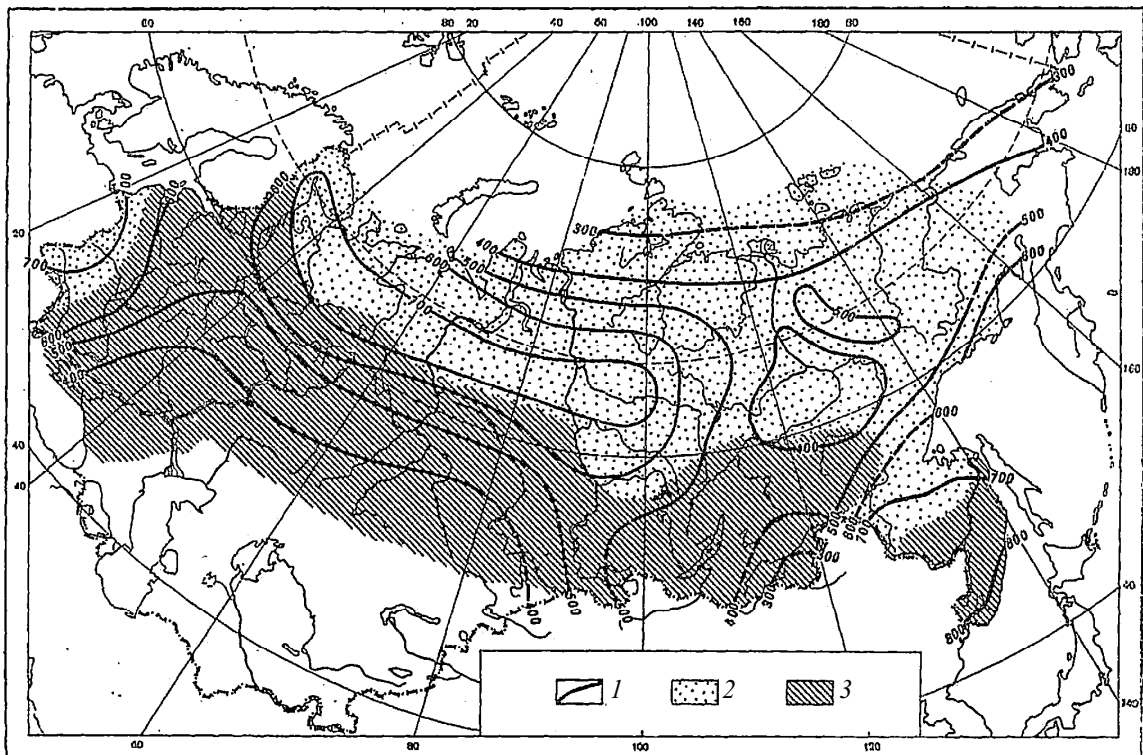


Рис. 3.9. Карта-схема годовых осадков в бореальном периоде (Савина, Хотинский, 1982): 1 – изолинии годового количества осадков; 2 – положительные величины разности годовых осадков в бореальном периоде и в современной эпохе; 3 – отрицательные значения той же разности

Анализ карт температур января показывает, что на исследуемой территории выделялись две области – северная и южная. Граница между ними проходила приблизительно от Кольского полуострова на Урал к 60° с.ш. и далее следовала по этой параллели, а затем по долготе к Байкалу. В области, расположенной к северу от этой границы, в бореальном периоде было теплее, чем в настоящее время, особенно на северо-востоке Евразии. В области, расположенной к югу от этой границы, в то время отмечалось похолодание, особенно в западных районах европейской территории.

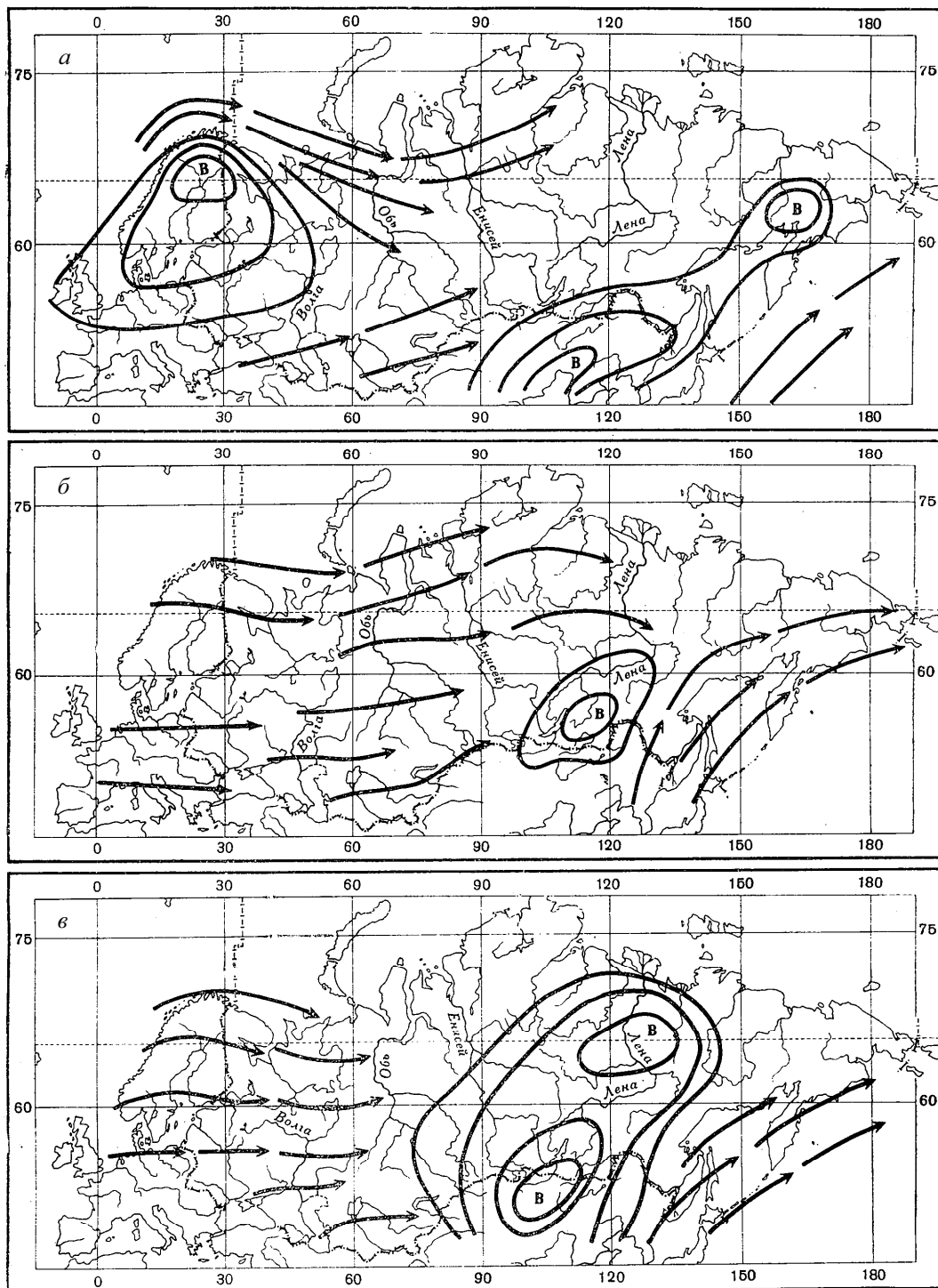


Рис. 3.10. Антициклоны и пути циклонов в Северной Евразии (Хотинский, 1977).
Периоды: а – бореальный; б – атлантический; в – суббореальный

Летом в бореальный период на севере Русской равнины, в северной половине Западной Сибири (до 60° с.ш.) и в центральных районах Средней Сибири было холоднее, чем теперь (см. рис. 3.8). Так, С.А. Архипов, В.С. Волкова (1994) отмечают, что 8710 лет назад в Западной Сибири установилась холодная и влажная фаза климата. В это время на юге Западной Сибири были развиты березово-сосновые редколесья с ольхой и кустарниковыми березами. Холодной и сухой фазе 8480 лет назад отвечали разнотравно-попынные ассоциации – с сосной и кустарниковыми березками. Климат был холоднее современного. В бореальный период годовые суммы осадков были большими в северных и северо-восточных районах исследуемой территории и меньшими к югу примерно от 60° с.ш. (см. рис. 3.9). Это было связано с особенностями циркуляции атмосферы (см. рис. 3.10).

В бореальный период выявлено значительное своеобразие растительного покрова по сравнению с современным. Во всех регионах Северной Евразии отмечается продвижение к северу лесной растительности на 100 – 200 км, о чем свидетельствуют пыльцевые данные и находки древесных пород бореального периода в зоне современной тундры. Особенно характерны находки остатков древовидной березы на арктических островах Северо-Востока Азии (о-ва Котельный, Ляховский), на приморских низменностях, что свидетельствует о смещении северной границы березы более чем на 600 км (Каплина, Ложкин, 1982). В настоящее время северная граница ареала высокоствольной березы в долинах рек Яны, Селенных проходит примерно по 68° с.ш.

В таежной зоне в бореальный период отмечается широкое распространение темнохвойных еловых лесов, которые в виде расширяющегося к востоку «раструба» протягивались до Белого моря, охватывали Северный и Средний Урал и распространялись далее в глубь континентальных районов Сибири (вплоть до р. Лена), где в настоящее время еловые леса отсутствуют или существуют в угнетенном состоянии (рис. 3.11).

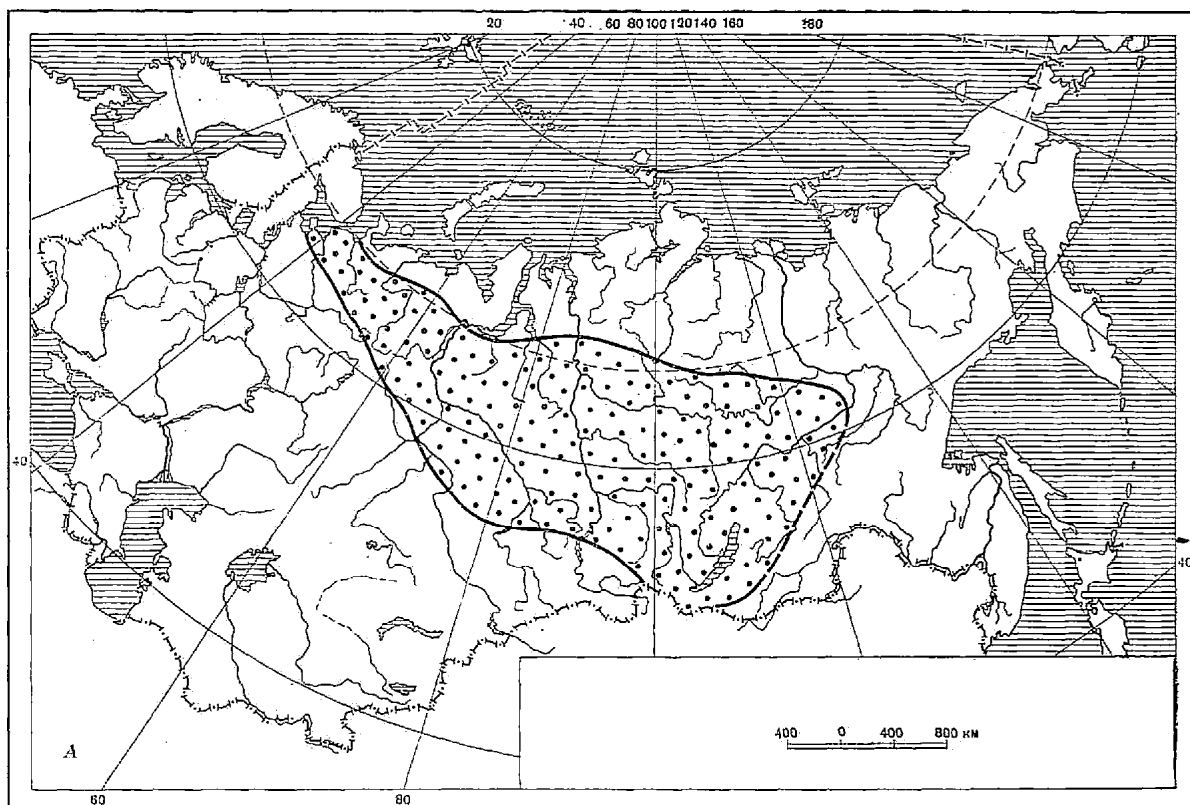


Рис. 3.11. Области наибольшего распространения темнохвойной еловой тайги в бореальном периоде (Хотинский, 1977)

Распространение еловых лесов в этих ныне резко континентальных районах указывает на потепление и смягчение здесь континентальности климата в бореальном периоде. Это потепление ясно выразилось и на юге Дальнего Востока, где начали интенсивно развиваться широколиственные леса.

В то же время на большей части лесной зоны европейской части бывшего СССР на месте современных широколиственных, хвойно-широколиственных, подтаежных и южнотажных лесов господствовали березовые леса. Они рассматриваются как примерные аналоги современных осиново-березовых лесов Западной Сибири, развивающихся в условиях относительно сухого и холодного климата. Климатические условия этого периода препятствовали развитию широколиственных лесов в европейской части бывшего СССР.

Господство березовых и отчасти сосновых лесов на большей части Русской равнины в бореальное время, развивавшихся в условиях относительно сухого и прохладного климата, объясняется существованием над Северо-Западной Европой устойчивого антициклона, связанного с остатками ледникового покрова в Скандинавии и блокировавшего западную циркуляцию атмосферы (Савина, Хотинский, 1982). Так, по радиоуглеродным и палеоботаническим данным, ледник в Скандинавии существовал в пребореальном и бореальном периодах (Alone, 1971), в Австрии окончательное потепление наступило около 8800 лет назад и т.д. В бореальный период мощный поток теплых и влажных воздушных масс огибал с севера Фенноскандинавию и отеплял Сибирь (см. рис. 3.10).

Широколиственные леса в небольшом количестве отмечались лишь в западных (Прибалтика, Белоруссия) и юго-западных (Украина) районах лесной зоны. А.А. Сейбутис указывает, что в бореальный период в Прибалтике доминировали сосново-березовые и сосновые леса. Но на территории Калининградской области, Судувской низменности, у подножья Жемайтийской возвышенности в Литве, на большей части района Курземе в Латвии известен феномен голоценовых отложений Северо-Запада Европы – бореальный максимум пыльцы орешника. На Украине в отложениях бореального периода доминирует пыльца сосны с участием березы и ольхи. Доля пыльцы широколиственных пород не превышала 4 % (Артюшенко и др., 1982). На Сахалине, в Приморье в бореальное время интенсивно развивается термофильная растительность, в частности, широколиственные леса.

В то же время существовали и региональные отличия в развитии растительного покрова. Л.Д. Никифорова отмечает, что при похолодании в конце бореального периода (8300 – 8000 лет назад) на побережье северо-востока Русской равнины впервые в голоцене формируется зона тундры. Г.А. Елина, Р.М. Лебедева провели реконструкцию растительности Кольского полуострова и Карелии по отдельным периодам голоцена, в том числе и бореального (рис. 3.12). Они отмечают, что бореальный период – это время появления и распространения болот в Карелии. А.А. Сейбутис также фиксирует активизацию болотообразования в Прибалтике. В Западной Сибири середина бореального периода – начало непрерывного торфонакопления (Лисс, Березина, 2001).

На Таймыре в бореальный период лиственница распространялась в пределы современной арктической тундры, т.е. примерно на 200 км севернее ее современного обитания (Никольская, Черкасова, 1982).

Бореальный термический максимум завершается похолоданием на бореально-атлантическом рубеже. Оно зафиксировано во многих регионах – это похолодание вискан в Швеции, возвратная подвижка ледника Венедигер в Альпах, ледниковая стадия кокранкокборн в Северной Америке, относимая к интервалу 8000 – 8300 лет назад (Савина, Хотинский, 1982).

Похолодание вызвало реакцию природной среды во многих регионах территории бывшего СССР. Так, на рубеже бореального и атлантического периодов на северо-востоке Русской равнины отмечался резкий сдвиг границы «тундра – лес» в южном направлении.

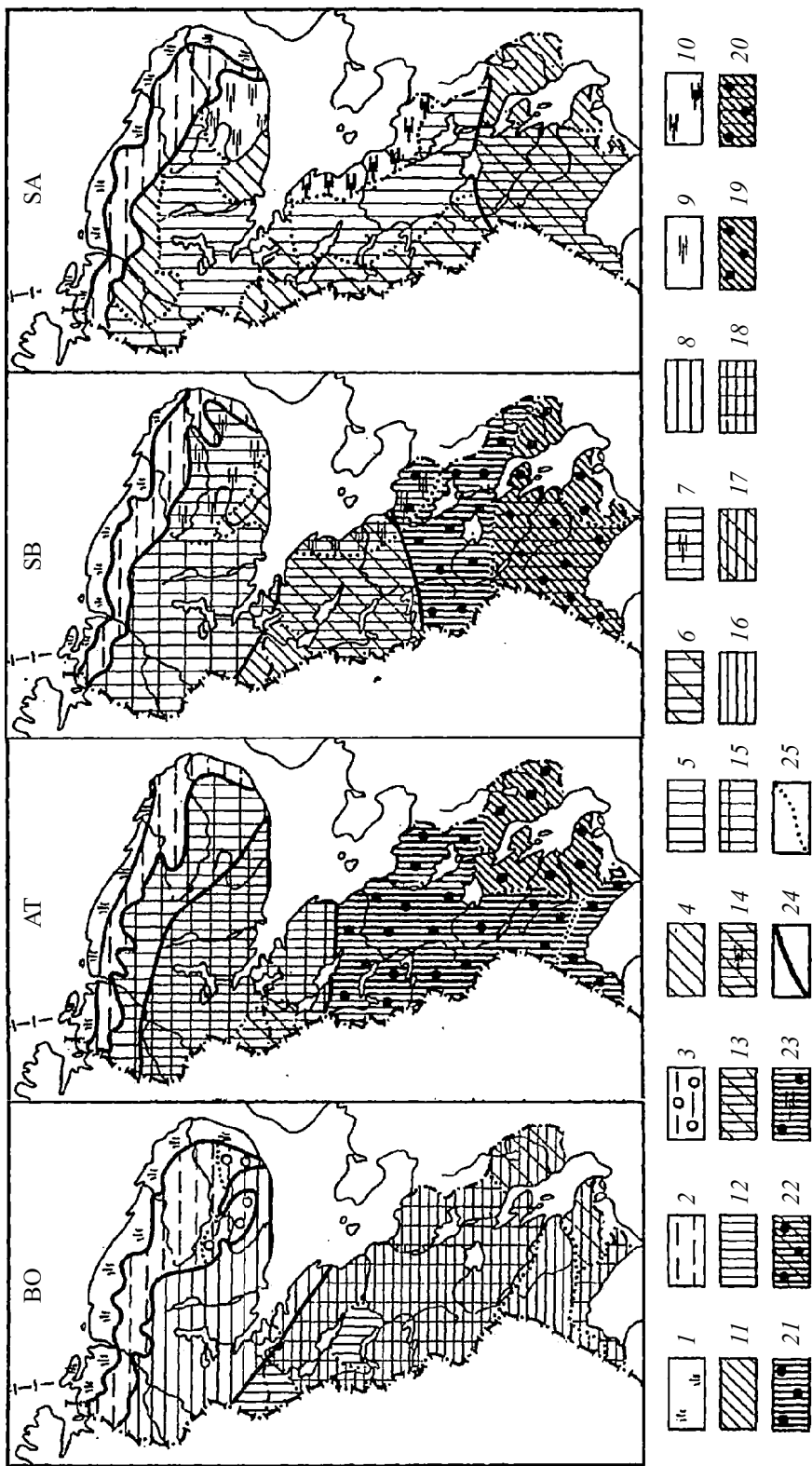


Рис. 3.12. Растительность Кольского полуострова и Карелии в отдельные периоды голоцена (Елина, Лебедева, 1982): БО – бореальный (9000 – 8000 лет назад); АТ – атлантический (6000 – 5000 лет назад); SB – суббореальный (4000 – 3000 лет назад); SA – субатлантический (1500 – 1200 лет назад): 1 – кустарничковая, лишайниково-вороничная, лишайниково-ерниковая тундра; 2, 3 – лесотундра; 2 – березовые редколесья, 3 – то же в сочетании с открытыми пионерными (травяными, моховыми) сообществами; 4 – 10 – северная тайга, леса: 4 – еловые, 5 – сосновые, 6 – елово-сосновые, 7 – сосновые в сочетании с мезотрофными болотами, 8 – березовые, 9 – ландшафты с преобладанием мезотрофных травяных и травяно-моховых болот, 10 – то же с олиготрофными сфагновыми болотами; 11 – 18 – средняя тайга, леса: 11 – еловые, 12 – сосновые, 13 – елово-сосновые, 14 – елово-сосновые в сочетании с олиготрофными сфагновыми болотами, 15 – березово-сосновые, 16 – березовые, 17 – елово-березовые, 18 – сосново-березовые; 19 – 23 – южная тайга, леса: 19 – еловые, 20 – сосново-еловые, 21 – сосновые, 22 – елово-сосновые, 23 – елово-сосновые в сочетании с олиготрофными сфагновыми болотами, травяно-сфагновыми болотами; 24, 25 – границы: 24 – зон и подзон, 25 – растительных формаций

В Сибири Н.В. Кинд (1974) выделяет новосанчуговское похолодание в период 7900 – 8300 лет назад, оно синхронно глубокой температурной депрессии на Сахалине и др.

Климат бореального периода был неоднороден и в других регионах мира. Например, на территории пустыни Намиб фаза гумидизации началась 9 тыс. лет назад и продолжалась позднее. В северной части хребта Флиндерс (Южная Австралия) 8,8 – 5,3 тыс. лет назад были развиты леса с богатым травостоем. Они занимали большие площади, чем в настоящее время (Чендев, 2007).

3.5. Атлантический период голоцена

Атлантический период голоцена (АТ). В северных и умеренных широтах Евразии зафиксированы потепления, по своим величинам превышающие современные значения. В первые 7000 – 8000 лет назад происходило резкое потепление климата, что привело к таянию ледников. Примерно 8000 лет назад растаял скандинавский ледниковый покров, льды Североамериканского континента растаяли около 6500 лет назад, а лабрадорский лед еще позже – 4500 лет назад (Борисенков, 1982). На несколько сотен километров отступила к северу вечная мерзлота – подземное оледенение в Восточной Сибири, Северной Америке. Почти повсеместно, за исключением некоторых зон, климат был более влажным, чем в настоящее время (рис. 3.13).

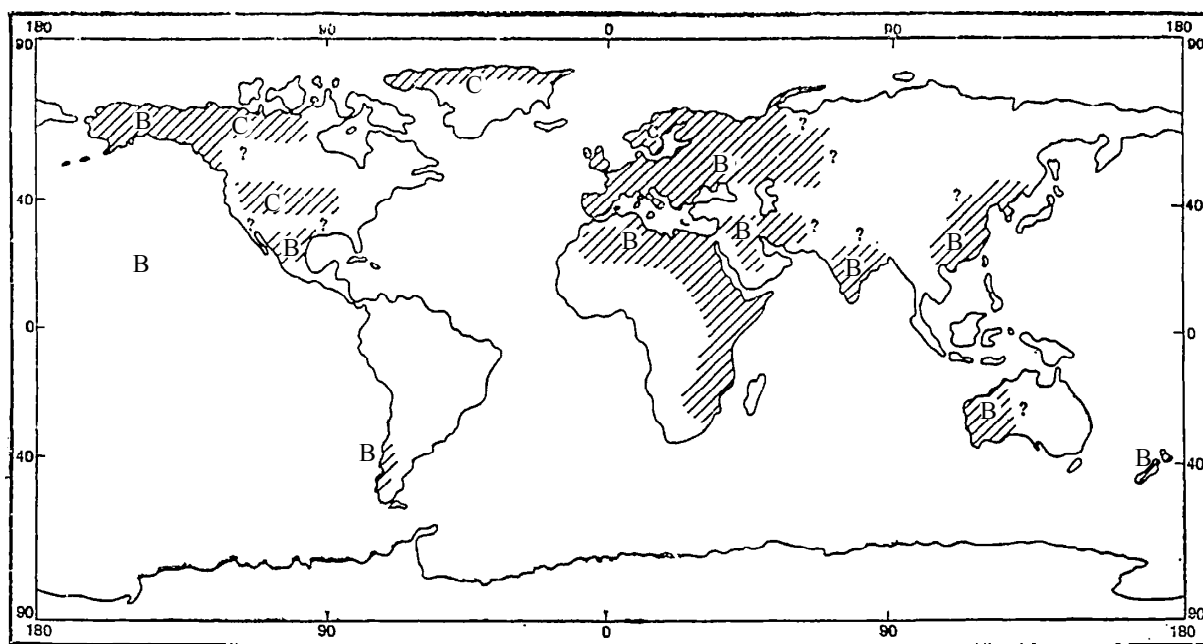


Рис. 3.13. Характеристика климата в период климатического оптимума около 8 тыс. лет назад по В. Келлогу, 1977 (Борисенков, 1982): В – климат более влажный, чем современный; С – климат более сухой, чем современный

В настоящее время, видимо, наиболее полно изучен климатический оптимум голоцена – позднеатлантическое время (5000 – 6000 лет назад). Как отмечают А.А. Свиточ и др. (2004), на большей части территории оно было максимальным и наиболее контрастным.

В позднеатлантическую фазу голоцена установилось господство западного переноса воздушных масс из Атлантики, они проникали в глубь Северной Евразии значительно дальше, чем в предшествующее или последующее время (см. рис. 3.10). Увеличение океаничности климата в конце атлантического периода сопровождалось потеплением, которое многими исследователями оценивается как максимальное в голоцене. Палеоклиматические

карты и таблица термического оптимума голоцена, выполненные Т.А. Бурашниковой, М.В. Муратовой и И.А. Суетовой (1982) для территории бывшего СССР и В.А. Климановым (1982) для Восточной Европы, позволяют оценить климатические условия этого огромного региона. Так, Т.А. Бурашникова и др. отмечают, что на территории бывшего СССР к северу от 48° с.ш. наблюдалось постепенное повышение температур относительно современных от 1 – 2° на юге этой области до 3 – 4° на севере, северо-востоке и на Камчатке (табл. 3.6, рис. 3.14). Граничные изотермы +20° на юге и +16° на севере в среднем симметрично сместились к северу на 3° по широте.

Таблица 3.6

**Климатические параметры эпохи голоценового термического оптимума
(Бурашникова, Муратова, Суетова, 1982)**

Район отбора проб	Климатические показатели эпохи голоценового термического оптимума (5000 – 6000 лет назад)				Современные показатели климата			
	<i>t</i> июля, °С	<i>t</i> января, °С	Осадки, мм	Средне-годовая темп., °С	<i>t</i> июля, °С	<i>t</i> января, °С	Осадки, мм	Средне-годовая темп., °С
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Северо-Запад европейской части СССР								
г. Ленинград Шуваловское болото	19	–10	450	5	16,5	–8	600	4
Северо-Восточная Эстония Йыхви	21	–9	500	6	17	–7	600	5
Средняя Эстония болото Теосааре	20, 21	–9	500	6	17	–7	600	5
болото Улила	20	–10	500	6	17	–7	600	5
Литва, г. Вильнюс болото Бебрукас	20, 21	–9	450–500	6	18	–6	600	6
Центр Русской равнины								
Переславский район болото Мелехово	18	–9, –10	550	5	17	–11	700	3
болото Мшаровское	19°	–10	550	5	17	–11	700	3
болото Ивановское	18, 19	–10	550	5	17	–11	700	3
Средний Урал								
Свердловская обл. болото Аятское	17	–14	400	2	17	–17	500	0
г. Нижний Тагил болото Горбуновское	17, 18	–14	400	2	17	–17	500	0
Север Западной Сибири								
Березовский р-н болото Сартынья	17°	–16, –17	450	0	16	–23	450	–3
Низовье р. Енисей болото Малая Хета	14	–24	450	–5	12	–30	400	–10
г. Игарка	16	–24	450	–4	15	–29	450	–7
Таз-Енисейское междуречье болото Момчик	15°	–24, –25	400	–5	13	–30	375	–9
Юг Западной Сибири								
Васюганье	18	–19	400	–0	18	–20	500	–1
Правобережье р. Обь болото Матьянга	18	–19	400	–0	18	–20	500	–1
Восточное Васюганье Беглянский рям	19	–19	350	–0	18	–20	400	–1
р. Енисей с. Николино	18	–19	400	–0	17	–23	450	–3

Окончание табл. 3.6

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Восточная Сибирь								
р. Большой Пит	18	-20	400	-1	18	-22	450	-2
озеро Катоколь	15	-	-	-	13	-20	950	-3
озеро Краденое	17	-	300	-	18	-43	300	-12
Устье р. Улай-Эльге, стоянка Белькачи	18	-	300	-	18	-43	250	-12
Сахалин								
Побережье Татарского про- лива – разрез Уанди	17	-	500	-	15	-20	750	-2,5
Камчатка								
Долина р. Камчатка								
пос. Кирганик	16	-17	350	0	13	-18	500	-2,5
низовье р. Ичи	16	-15	500	0	11	-14	620	-1,5
с. Усть-Хайрюзово	15	-	350-400	-	11	-14	550	-1,5

Примечание. Данные палинологического анализа для оценки климатических параметров взяты из книги Н.А. Хотинского (1977).

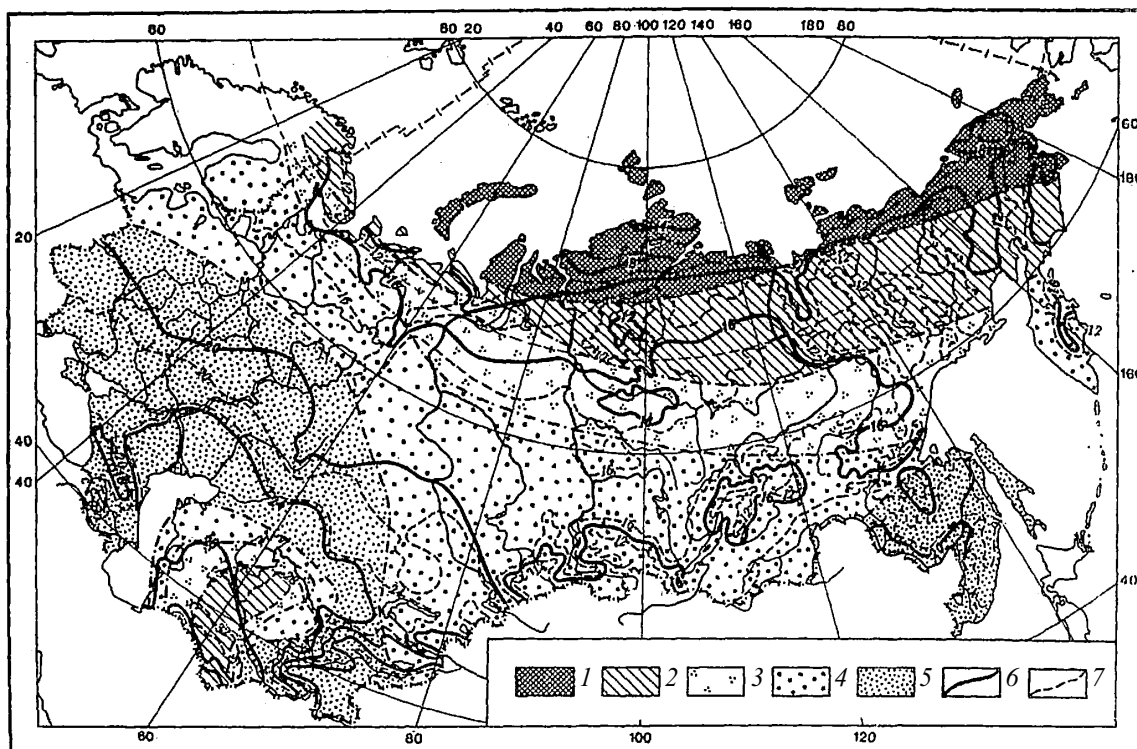


Рис. 3.14. Палеоклиматическая схема самого теплого месяца в эпоху голоценового климатического оптимума (Бурашникова Муратова, Суетова, 1982): 1 – 5 – разность между средним годовым количеством осадков времени голоценового оптимума и современным: 1 – более +50 мм; 2 – от 0 до +50 мм; 3 – от 0 до -50 мм; 4 – от -50 до -100 мм; 5 – более -100 мм; 6 – палеоизотермы самого теплого месяца; 7 – современные изотермы июля

В интервале широт 40 – 50° с.ш. выделяется «нейтральная полоса», где палеотемпературы июля и период 5000 – 6000 лет назад практически не отличались от современных. К югу от этой граничной полосы палеотемпературы июля понижались примерно на 1° по сравнению с современными. Средние температуры января были, видимо, выше современных на 1 – 2° (табл. 3.6). Максимального повышения они достигали на севере Западной Сибири (5 – 6 °С).

В.А. Климановым построены палеоклиматические карты для Восточной Европы для интервала времени в 5500 ± 500 лет назад (термический оптимум голоцена) (рис. 3.15 – 3.19).

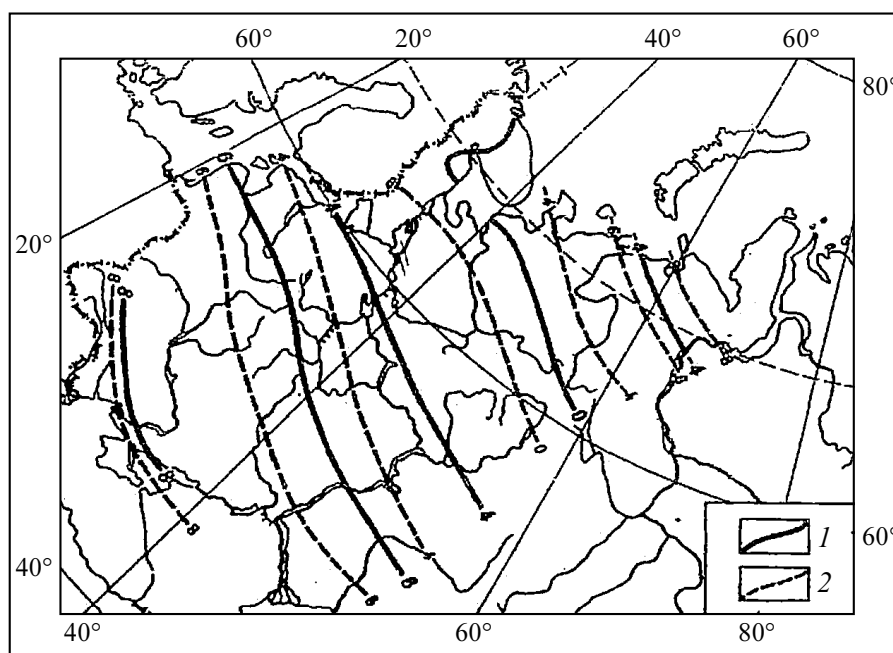


Рис. 3.15. Карта-схема среднегодовых температур в климатический оптимум голоцена, 1, 2 – значения климатических показателей: 1 – реконструированные, 2 – современные

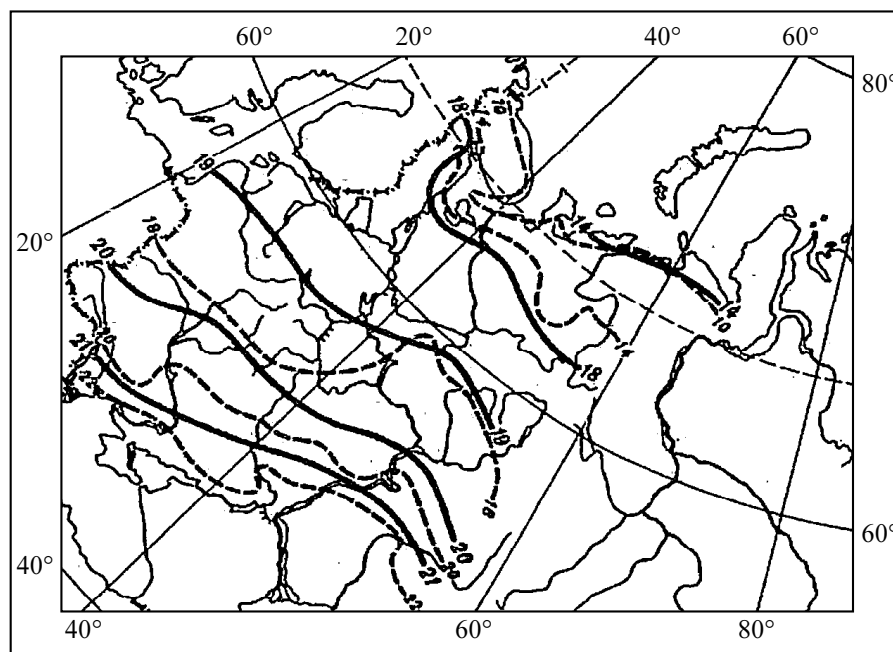


Рис. 3.16. Карта-схема средних температур июля в климатический оптимум голоцена. Условные обозначения такие же, как на рис. 3.15

Анализ карт показывает, что в климатическом оптимуме голоцена на территории европейской части Евразии происходило повсеместное повышение температур, носившее дифференцированный характер. Наибольшее повышение температур отмечалось в северных

районах. Постепенно уменьшаясь в южном направлении (рис. 3.15 – 3.17), среднегодовая сумма осадков возрастала в основном в северных и юго-восточных районах территории (рис. 3.18). Изменение климатических условий приводило к смещению границ ландшафтных зон как к северу, так и к югу (рис. 3.18 и 3.19).

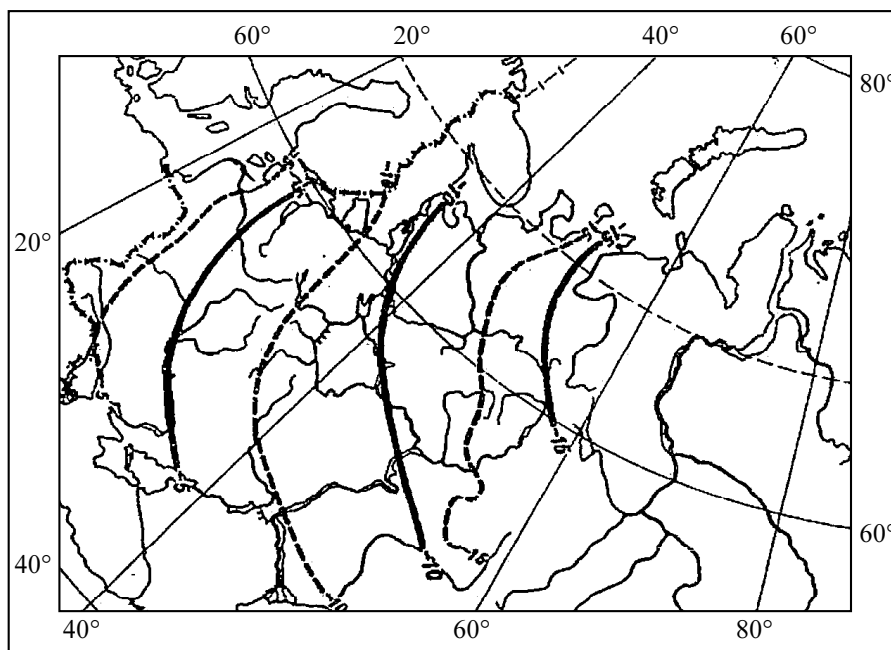


Рис. 3.17. Карта-схема средних температур января в климатический оптимум голоцена. Условные обозначения см. на рис. 3.15

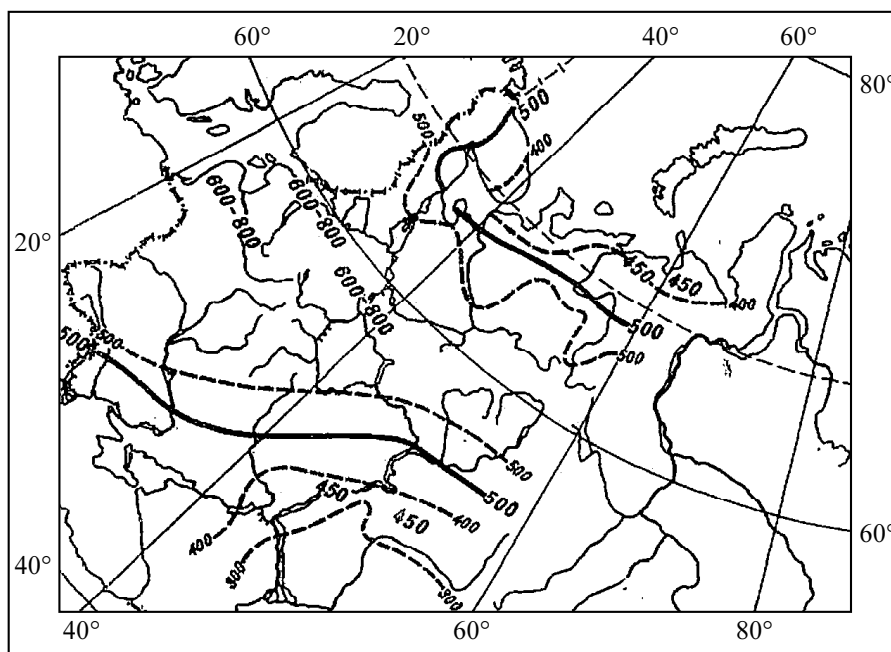


Рис. 3.18. Карта-схема среднегодовой суммы осадков в климатический оптимум голоцена. Условные обозначения см. на рис. 3.15

Потепление климата в позднеатлантическую фазу голоцена привело к усложнению и дифференциации растительных зон, расширению зоны лесов (особенно в северном направлении) и всеобщему расцвету теплолюбивых компонентов растительности. На Русской

равнине и на Дальнем Востоке широколиственные леса достигают максимального расцвета, во многих горных районах верхняя граница леса поднималась до наивысшего положения. Южная граница леса на Русской и Западно-Сибирской равнинах, достигнув во второй половине атлантического периода положения, близкого к современному, в дальнейшем почти не менялась.

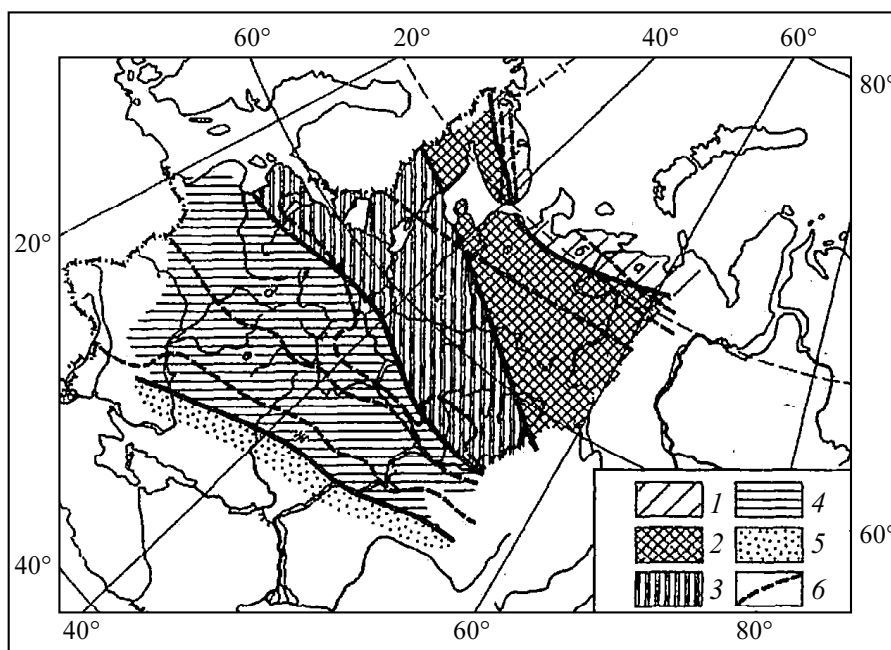


Рис. 3.19. Карта-схема ландшафтной зональности в климатический оптимум голоцена (Климанов, 1982): 1 – северная тайга; 2 – средняя и южная тайга; 3 – смешанные леса; 4 – широколиственные леса; 5 – лесостепь; 6 – границы современных ландшафтных зон: а – тундра, б – лесотундра, в – северная тайга, г – средняя и южная тайга, д – смешанные леса, е – широколиственные леса, ж – лесостепь

В целом, в атлантический период голоцена (7500 – 7000 лет назад) в нынешней евроазиатской тайге было на 2 – 4 °С теплее и суше, чем в настоящее время, как и в зоне смешанных лесов (Веклич, 1990). Северная степь и лесостепь, видимо, были более увлажненными. Пустыни и полупустыни Евразии в атлантический оптимум голоцена почти исчезли, их заменяли сухие степи и полупустыни с более низкими (в июле на 2 – 4° С) температурами, чем современные, и более увлажненные (порядка 200 – 400 мм в год). Об этом свидетельствуют развитые на их территории южные черноземы и каштановые почвы времени атлантического периода. Выводы М.Ф. Веклича о климатических условиях атлантического оптимума голоцена касательно пустынных и полупустынных территорий Евразии находят подтверждение в работах Э.Д. Мамедова (1982), Развитие ландшафтов... (1993) и др. Так, на равнинах Казахстана (на основе палинологических материалов) установлено увеличение температуры и увлажнения до максимальных значений. Трансгрессия оз. Балхаш в атлантический оптимум достигала максимальных значений за голоцен.

Потепление климата отмечалось и в других регионах мира. В атлантический оптимум значительная часть Арктического бассейна освобождалась ото льда (Борисов, 1975). Исландию наполовину покрывали березовые леса, которые в настоящее время занимают не более 1 % площади острова. Д. Имбри, К. Имбри (1988) указывают, что 7000 лет назад в Скандинавии процветали дубовые леса и жили съедобные моллюски – мидии, которых в настоящее время нет.

В атлантический период (8000 – 5500 лет назад, по А.А. Борисову (1975), и 7000 – 5000 лет назад, по Дж. Гриббину и Г.Г. Лэму (1980)) субтропические пояса были влажнее современных. Это привело к развитию древних цивилизаций Среднего Востока, Северной Африки и долины Инда. Скотоводство, земледелие и охота получили распространение там, где в прошлом были пустыни. М.Ф. Веклич также отмечает, что в экваториальном, тропических и субтропических поясах Африки в это время увлажнение было большим, чем в настоящее время, а температуры в субтропических поясах, видимо, меньшими. Э.Д. Мамедов указывает, что в пределах пустынь территории бывшего СССР и сопредельных стран 12000 – 4000 лет назад был плювиальный климат, когда в них выпадало до 400 – 450 мм осадков в год, а средняя температура июля составляла 21 – 23 °С. Климатические условия этого времени были схожи с условиями современной степной зоны.

Е.П. Борисенков (1982) отмечает, что влажный климат длительное время господствовал во всем засушливом поясе (см. рис. 3.13), простирающемся от Западной Африки до Раджахстана на северо-западе Индии. Даже в засушливом центре Сахары годовое количество осадков составляло 250 – 400 мм (сейчас 6 мм/год). На Ближнем и Среднем Востоке интенсивно развивалось земледелие без орошения, включая и северо-запад Индии. Такие области, как Калифорния, Невада, Иран, Южная Африка в это время были более засушливы. Ю.Г. Чендев (2007) на основе обобщения новых данных указывает, что в пустыне Намиб фаза гумидизации климата имела место в интервале времени 9 – 15 тыс. лет назад, но максимум осадков приходился на интервал соответственно 7 – 6 тыс. лет назад или 6 – 5 тыс. лет назад.

В Южной Америке климат атлантического периода был более засушливым, чем в настоящее время, что связано с изменением положения внутритропической зоны конвекции в Атлантическом океане, потенциально вызванной климатической изменчивостью в Тихом океане. В Амазонии 8 – 4 тыс. лет назад (средний голоцен) существовал значительный по продолжительности сухой сезон без дождей. В западной части льянос Ориноко, на территории бразильских кампосов и в Боливии происходило сокращение лесных элементов растительности: саванна распространялась в пределы дождевых лесов, уменьшалась доля островных и галерейных лесов. На территории андийских плоскогорий климат был также ариднее современного (8 – 4 тыс. лет назад). На крайнем юге Южной Америки с 10 до 5 тыс. лет назад климат был относительно теплым и засушливым.

В Северной Америке, согласно палеогеографическим реконструкциям А.А. Либерман и др., 5000 – 6000 лет назад климат был иным, чем сейчас – на большей части ее территории средние температуры июля были более высокими. Так, в северной и северо-восточной окраинах материка на 4 °С, а в южной половине материка они были более низкими – до 4 °С (рис. 3.20, а). Среднегодовое количество осадков в то время было большим в западной, северо-западной половине материка на 150 – 250 мм, а в восточной и северо-восточной частях материка на 150 – 250 мм меньше (рис. 3.20, б).

Среднеголоценовая аридизация климата Северной Америки связана со снижением температуры поверхностных вод в тропических частях Тихого, Атлантического океанов и в Мексиканском заливе. Это привело к ослаблению циклогенеза над центральными регионами материка. Наступление засушливых климатических условий наблюдалось 8 – 4 тыс. лет назад и сопровождалось экспансией прерий на леса в штатах Айова, Миннесота, Иллинойс, Индиана (Чендев, 2007). В штатах Небраска, Колорадо, Канзас примерно в это же время происходило накопление лёсса, формировались материковые дюны и др.

В начале суббореального периода (SB) в период времени фазы SB-1 (4100 – 4600 лет назад) во многих регионах Евразии произошло похолодание климата, ознаменовавшее конец атлантического периода. Оно было небольшим по времени, но контрастным и повсеместным.

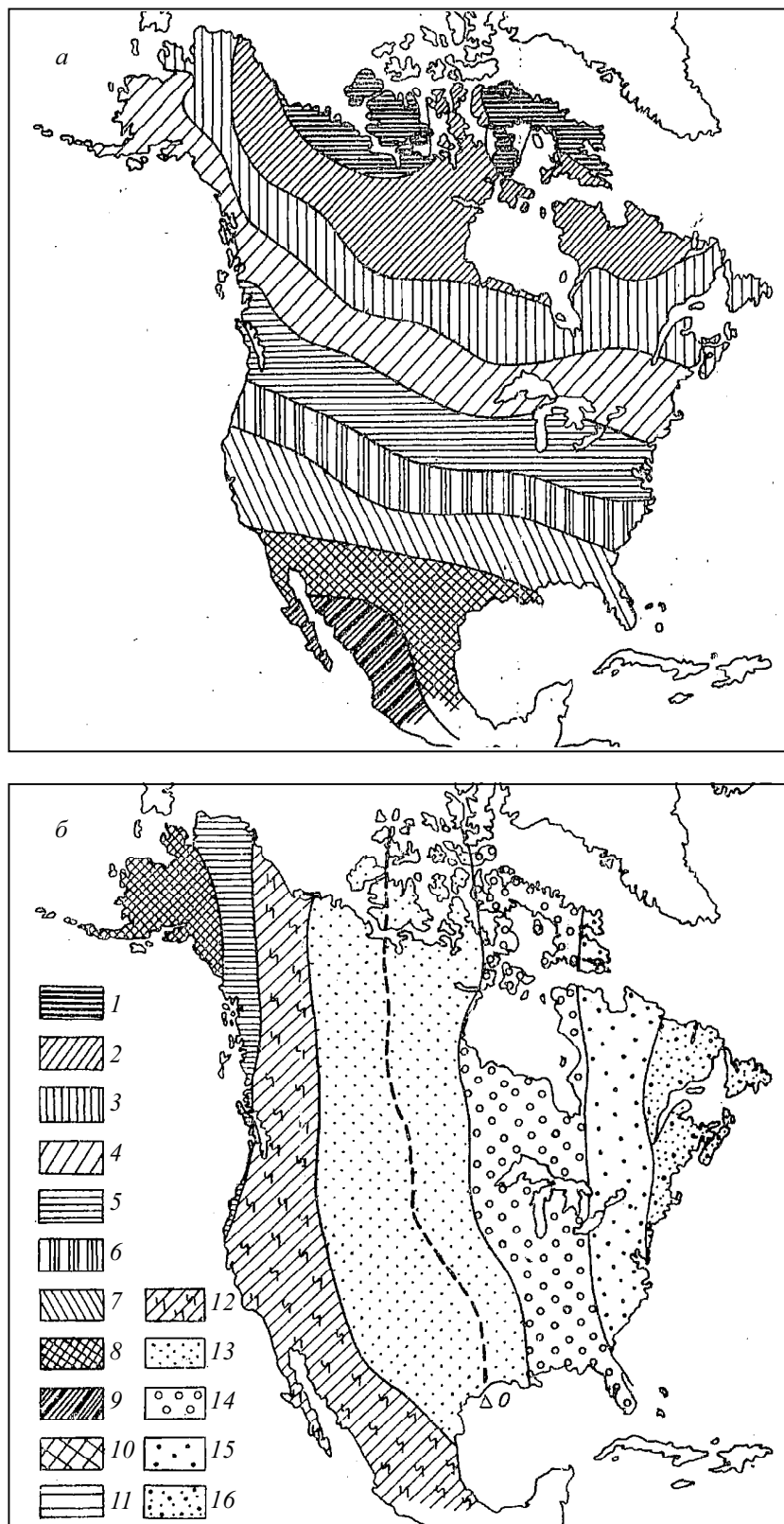


Рис. 3.20. Разность средних температур (а) и среднего годового количества осадков (б), Северная Америка, 6 – 5 тыс. лет назад (Либман, Муратова, Суева, 1988). Разность средних температур, °С: 1 – 4; 2 – 3; 3 – 2; 4 – 1; 5 – 0; 6 – (-1); 7 – (-2); 8 – (-3); 9 – (-4); разность среднего годового количества осадков, мм: 10 – >250; 11 – >150; 12 – >250; >5; 0 - >150; 13 – >50 - <50; 14 – <50 - <150; 15 – <150 - <250; 16 – <250

3.6. Суббореальный период голоцена

Суббореальный период (SB) определяется исследователями как сложный этап, характеризующийся колебаниями климата и изменениями границ леса.

Раннесуббореальное похолодание (SB-1) – 4100 – 4600 лет назад – положило предел распространению широколиственных лесов на север Русской равнины и привело к сокращению роли *Ulmus* (ильмовых) во всей средней полосе Европейского континента. В Сибири происходит деградация лесной растительности у северного предела ее распространения. Во многих внутренних районах Сибири отмечается сокращение или исчезновение еловых лесов (рис. 3.21), что указывает на усиление континентальности климата этих районов (Хотинский, 1982).

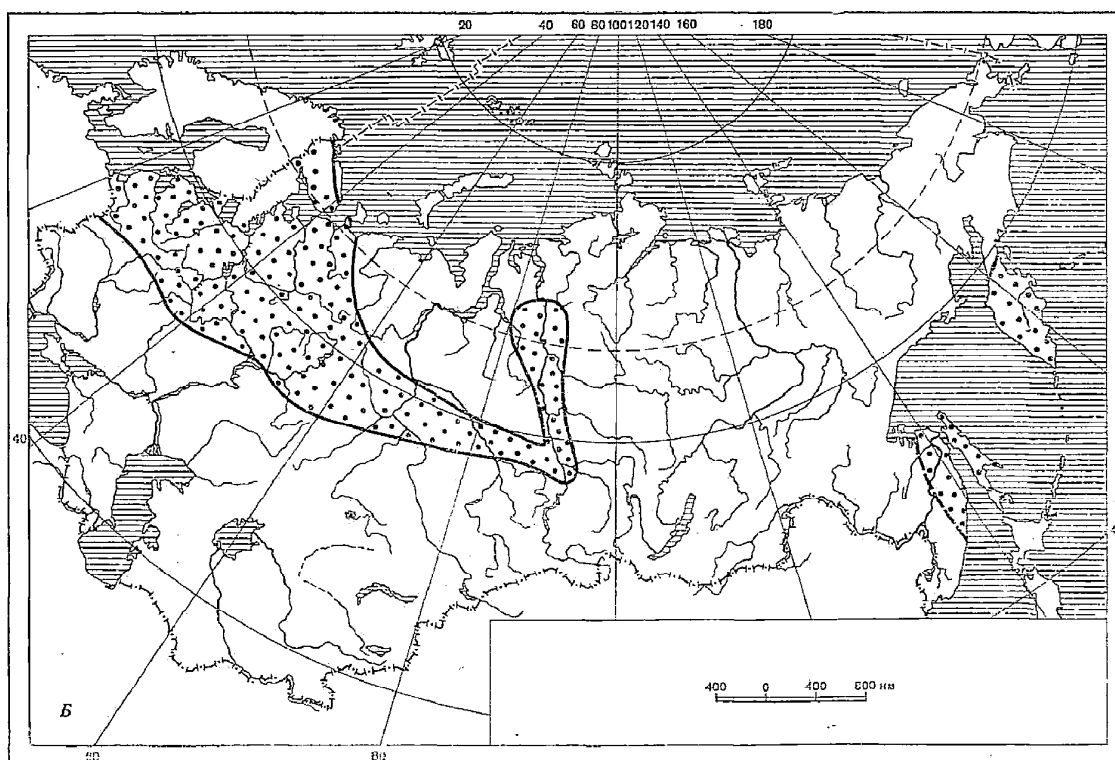


Рис. 3.21. Области наибольшего распространения темнохвойной еловой тайги в суббореальном периоде (Хотинский, 1977)

На Камчатке, Сахалине и в других районах Дальнего Востока и Восточной Сибири в это время происходит снижение границы леса в горах и распространение холодостойких кустарниковых формаций подгольцового пояса.

В Японии первые признаки послеледникового похолодания – увеличение в спектрах пыльцы бореальных растений – отмечены (зона R-IIIА, см. табл. 1.5) на уровне 4500 лет (Tsukada, 1966). На Аляске на основе радиоуглеродных и палинологических данных выявлен холодный этап, проявившийся в суббореальном периоде – около 5000 лет назад. В это время температура самого теплого месяца была на 2 – 3° ниже, чем в атлантическом периоде. Это раннесуббореальное похолодание привело к наступанию горных ледников и к сдвигу к югу границы лесотундры в ряде северных регионов Северной Америки (Кинд, 1971).

Во многих субтропических областях похолодание в раннесуббореальное время (5500 – 4000 лет назад) вызвало наступление пустынь, что привело к исчезновению многих культур в Аравии, Сахаре, в долине Инда. Ряд цивилизаций переместились в долины рек Тигра, Евфрата и др.

Среднесуббореальное потепление (SB-2) – 3400 – 4200 лет назад. Ранее эта фаза не выделялась, и суббореальный период часто объединялся с атлантическим в единый этап послеледникового потепления. В настоящее время на основе новых данных (особенно по Русской равнине) суббореальный период может быть разделен на три фазы (см. табл. 3.3). В Сибири это потепление было, видимо, выражено слабее.

По А.А. Сейбутису (1982) около 4000 – 3000 лет назад на северо-востоке Польши и в Прибалтике, Калининградской области были развиты елово-широколиственные, елово-сосновые, еловые леса. На северо-востоке Русской равнины в термический максимум суббореального периода (4300 – 3200 лет назад) отмечался расцвет темнохвойных лесов с примесью широколиственных пород. Северная тайга, возможно, достигала побережья Баренцева моря. Северная граница вяза проходила по широтному колену Печоры, т.е. на 400 – 500 км к северу от современной (Никифорова, 1982). Изменение границ ландшафтных зон отмечалось в Карелии и на Кольском полуострове (см. рис. 3.12).

В Западной Сибири, вследствие улучшения климатических условий, вновь широкое распространение получила пихта, которая по долинам рек продвинулась далеко на север – почти до 66°30' с.ш.; отмечался расцвет широколиственных пород – вяза, липы, дуба (Волкова, Левина, 1982). На Таймыре, по данным М.В. Никольской и М.Н. Черкасовой, в середине суббореального периода произошло похолодание, что привело к дальнейшему сокращению ареала лиственницы, начавшемуся в раннесуббореальное время. Лиственница сохранилась лишь по долинам рек (разрез 41, 3790±50 лет назад). На приморских низменностях Якутии Т.Н. Каплина, А.В. Ложкин отмечают некоторое улучшение условий вегетационного периода в интервале времени около 3200 – 3700 лет назад: так, на р. Эрча получена суббореальная датировка по стволу высокоствольной березы (3150±50 лет назад), которая растет в настоящее время на 150 – 170 км южнее; на р. Алазея на диаграмме аласного торфяника немного ниже отложений, датированных 3490±800 лет назад, выявлен «пик» (15 %) пыльцы секции *Albae*. Это превышает общий фон для пыльцевых спектров современной тундры. На востоке исследуемой территории (Дуваный Яр, Халлерчинская тундра, см. рис. 2.35) отмечается обилие пыльцы кедрового стланика, в спектрах более раннего времени она представлена единичными зёрнами.

В пустынях Средней Азии, Казахстана и сопредельных стран конец среднего голоцена и поздний голоцен – время современного аридного климата, после плейстоцена 12000 – 4000 лет назад (Мамедов, 1982).

В Африке 3000 – 4000 лет назад пустыня Сахара занимала меньшие площади из-за более широкого распространения средиземноморских ландшафтов на юге Средиземноморья, а также саванн в пределах юга нынешней пустыни Сахары (Веклич, 1990). Меньше была площадь пустыни Калахари на юге Африки, и особенно большими были тогда площади влажных тропических и экваториальных лесов (рис. 3.22). В пустыне Намиб 4000 – 2000 лет назад отмечалась максимальная за голоцен увлажненность. Это, видимо, свидетельствует о большем увлажнении на всем африканском материке в среднем голоцене и некотором понижении температуры приземных слоев воздуха в субтропиках.

В южной части Центральной Австралии 4000 лет назад началась активная эоловая динамика, продолжающаяся до настоящего времени. В Южной Америке выявлены регионы, где в среднем голоцене климат был влажнее современного – крайний северо-восток материка (каатинга), саванны к северу и северо-востоку от амазонских дождевых лесов на территории Венесуэлы, Аргентинская пампа. Так, в центральных и северных районах Аргентинской пампы период 8500 – 3500 лет назад был эпохой влажного субтропического климата. Границы зональных ландшафтов в это время находились на 50 – 150 км юго-западнее их современного положения. Современные ландшафты более аридного облика на описанной территории формируются на протяжении последних 3500 лет (Чендев, 2007).

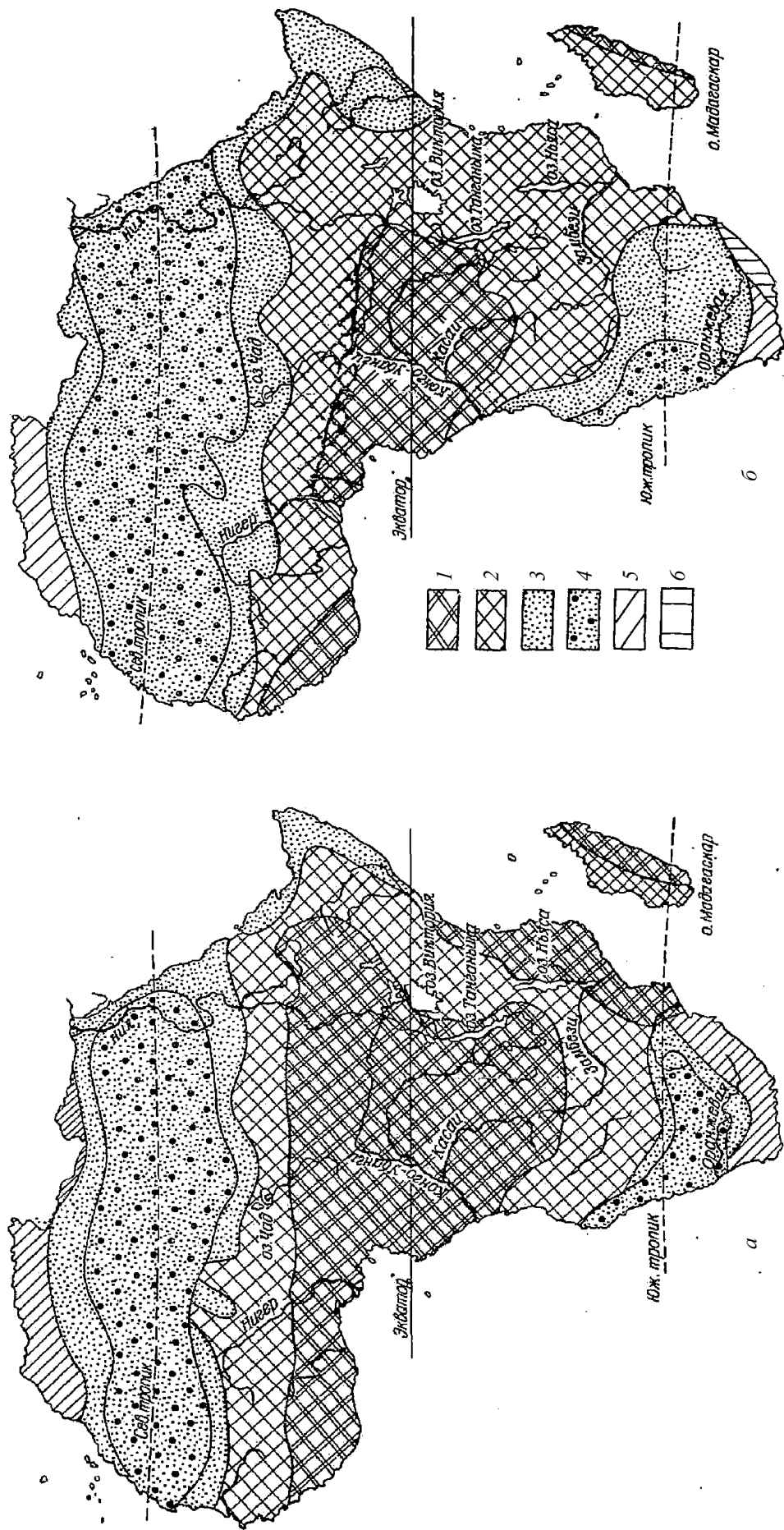


Рис. 3.22. Зональные ландшафты Африки (Мильков, 1973):

а – реконструированные (4–3 тыс. лет назад); б – современные: 1 – гилей; 2 – саванны; 3 – тропические и субтропические полупустыни; 4 – тропические пустыни; 5 – средиземноморские ландшафты; 6 – субтропические влажные леса

Позднесуббореальное похолодание и увеличение влажности климата (2500 – 3400 лет назад) привело к сокращению еловых древостоев на северо-востоке Русской равнины, увеличению площади ерниковых зарослей и уменьшению примеси широколиственных пород в таежной зоне. Это похолодание было устойчивым, но не столь резким, как на границе атлантического и суббореального периодов.

3.7. Субатлантический период голоцена

Субатлантический период голоцена (SA) – последние 2500 лет. Это более или менее единый этап в развитии природных условий Северной Евразии с общей климатической тенденцией к похолоданию и, в частности, со спадами температур около 2200 лет назад (3000 – 2500 лет назад по В.М. Котлякову (1966) или 2900 – 2300 лет назад по Дж. Гриббину и Г.Г. Лэму (1980)), а также во время малой ледниковой эпохи. Эти и другие похолодания и потепления по своим масштабам не сопоставимы с тремя рассмотренными выше термическими максимумами голоцена, тем не менее они сказывались на развитии растительности.

В центральных и северо-западных районах Русской равнины природные условия этого периода во многом напоминали вторую половину суббореального периода: здесь преобладали темнохвойные леса. Массовое распространение их началось около 3200 лет назад в результате увеличения влажности. Примерно 1000 лет назад они резко деградировали, уступив первенство березово-сосновым древостоям; в это же время увеличилась роль травянистых группировок. Преобразования в составе лесов могли быть вызваны естественными изменениями природных условий или быть результатом активизации хозяйственной деятельности человека¹.

На Среднем Урале в субатлантическое время преобладали сосново-березовые леса, также мало отличающиеся от лесов суббореального периода. В Сибири темнохвойные леса с начала суббореального времени не восстанавливались. Важную роль в этих районах стали играть сосновые и кедровые леса, развивавшиеся в условиях сухого и холодного климата. К востоку от Урала важное значение имели лиственные леса.

Таким образом, в субатлантический период были выражены (как и в суббореальном периоде) различия в характере увлажненности океанических и континентальных районов севера Евразии. Подобное характерно и для других регионов мира. Так, в Африке последний пик значительной аридизации климата произошел между 2500 и 2000 лет назад. Этот природный экологический кризис охватил территорию дождевых лесов от Западного Камеруна до Конго (Заир). Ученые предполагают, что на протяжении последних 2000 лет (современная эпоха увлажнения климата в экваториальной части материка) в секторе 4° ю.ш. – 4° с.ш. гилей и переменнно-влажные леса Африки прогрессивно развивались и продолжают развиваться в настоящее время при отсутствии сдерживающих антропогенных факторов. Незначительные климатические вариации в течение всего или большей части голоцена установлены для Аляски, Чукотки, северо-востока Якутии, степного Зауралья и Центрального Казахстана, территории к северу от Великих озер, Долины Смерти в Калифорнии, Калахари, крайнего юго-востока Азии, Индонезии, архипелагов Западной Океании и др. В результате на этих территориях наблюдались незначительные флуктуации биоты.

В целом палеогеографический анализ голоцена показал, что кроме макрорегионов с различной направленностью позднеголоценовой эволюции природной среды, суша простран-

¹ Некоторые палинологи и палеогеографы считают крупные изменения растительности в голоцене делом рук человека (вплоть до неолита). Так, польский палинолог М. Ральска-Ясневичева считает, что изменение растительности Польши во второй половине голоцена почти полностью определено антропогенными, а не природными факторами (Хотинский, 1977).

ственно дифференцирована по возрасту современных ландшафтов от 1 – 2 тыс. лет (Мексика, Карибский бассейн, Экваториальная Африка) до 6 – 8 тыс. лет и более – Юго-Восточная Азия, Западная Океания, Аляска, Чукотка. Таким образом, со всей очевидностью обнаруживается метахронность и гетерохронность зональной структуры ландшафтной оболочки Земли.

3.7.1. Климат последнего тысячелетия

Для последнего тысячелетия голоцена источниками информации о климате являются исторические записи, косвенные наблюдения за такими показателями климата, как кольца деревьев, уровень озер, состояние горных ледников и др. За последние полтора-два столетия имеются ряды инструментальных наблюдений. На основе анализа летописей и других исторических материалов Х.Х. Лэм в 1969 г. построил график по оценке зимних условий Восточной Европы (рис. 3.23).

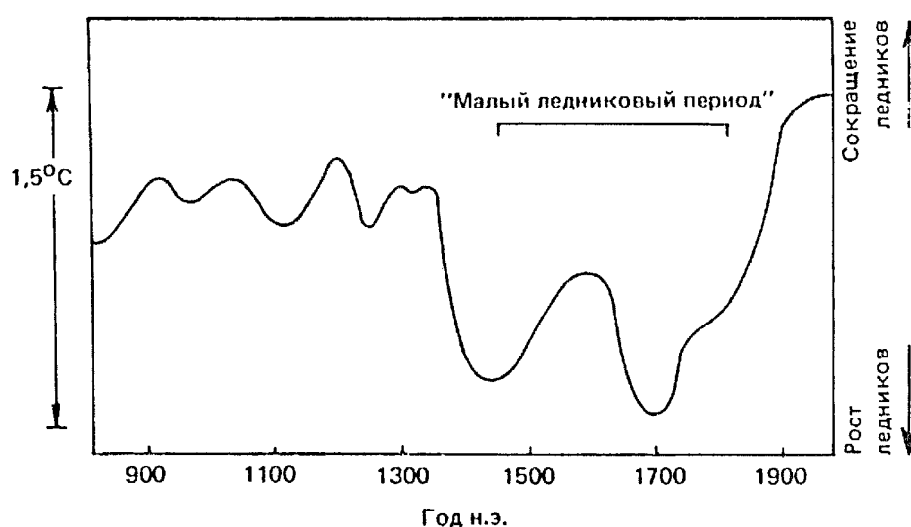


Рис. 3.23. Климат последнего тысячелетия. На графике представлены оценки зимних условий в Восточной Европе, основанные на анализе летописей и других исторических материалов. Во время «малого ледникового периода» (1450 – 1850 гг. н.э.) ледники повсеместно наступали, и их размеры значительно превосходили современные, по Х.Х. Лэму, 1969 (Имбри, 1988)

Данные о температурном режиме и характере осадков в Центральной Англии (рис. 3.24) также свидетельствуют о неоднократной смене климатических условий – похолоданий и потеплений, выделяется четыре наиболее характерных периода климатических условий для последнего тысячелетия (Борисенков, 1982): 1) сравнительно теплый период примерно в VIII–XIV вв.; 2) похолодание между XIV и XIX вв. – малый ледниковый период; 3) потепление, начавшееся во второй половине XIX в., с максимумом в 30 – 40-х годах XX в.; 4) похолодание после 30 – 40-х годов, которое еще продолжается с некоторыми колебаниями.

Потепление климата в VIII–XIV вв. (700 – 1350 гг.) – это малый климатический оптимум (рис. 3.23), когда температура была примерно на 1,5 °C выше, чем в последующее время, увеличивалось и количество осадков. Повышение температуры в это время, так же как и в период климатического оптимума голоцена, не обязательно сопровождается сухостью климата, хотя в ряде районов при более влажном климате при потеплении осадков было меньше. В малый климатический оптимум максимум потепления в разных регионах проявлялся не одновременно и отмечался (Борисенков, Пасецкий, 1983; Монин, Шишков, 1979): в Гренландии в VIII–XX вв.; в Исландии в XI–XII вв.; в Англии в XII–XIII вв.; в русской Арктике в VIII–XX вв.; в Японии в IX – начале X в. и др.

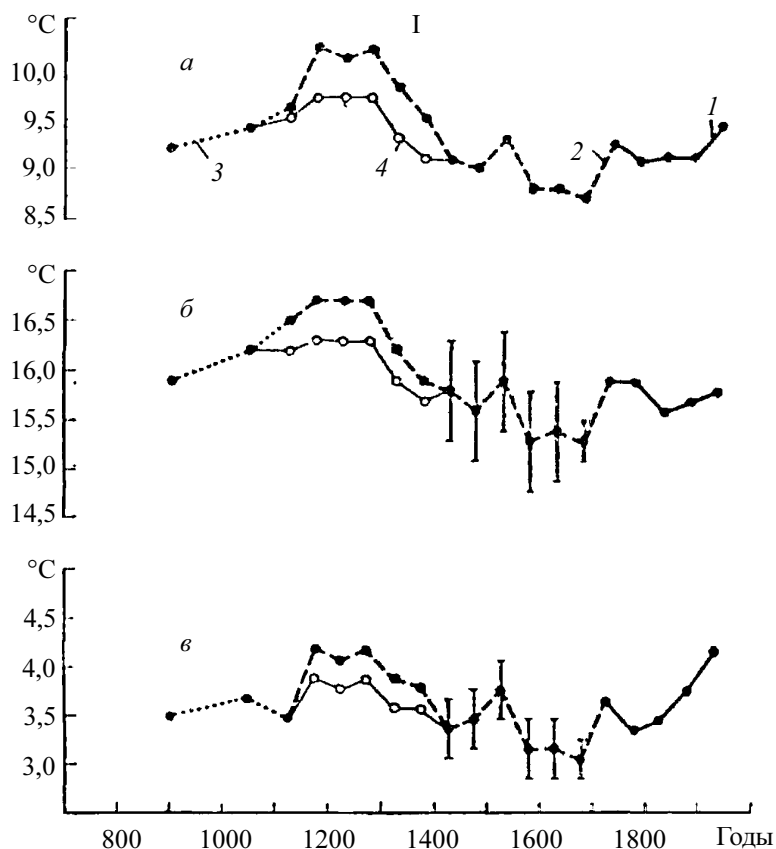


Рис. 3.24. Характеристика температурного режима (I) Центральной Англии за последнюю 1 тыс. лет по Г. Лэмбу (Борисенков, 1982): 1 – наблюдаемые величины температур; 2 – температуры, восстановленные по ботаническим данным; 3 – температуры, восстановленные по отрывочным данным; 4 – косвенные наблюдения; а – средние для года; б – летний сезон (июль–август); в – зимний сезон (декабрь – февраль)

В «малый климатический оптимум» были благоприятные условия в Арктике и в Северном полушарии в целом. Ирландские монахи в середине первого тысячелетия открыли Фарерские острова, Исландию. Норманнские викинги повторили их открытия и в конце этого тысячелетия заселили Фарерские острова, Исландию, Гренландию. С XI по XIII в. (период викингов) лето было настолько теплым, что северные моря были свободны ото льда и норвежцы могли повсюду плавать в небольших лодках (Флинт, 1978). Норманнские поселенцы в Гренландии помимо добычи зверя и рыбы занимались и скотоводством. Норманны заплывали далеко на север, о чем свидетельствуют каменные пирамиды, служившие им ориентирами, найденные на берегу залива Смита (79° с.ш.). На Руси до конца X в. климатические условия были не менее благоприятны: не было суровых зим и сильных засух, поэтому неурожаи отмечались редко (Лосев, 1985). Полинезийцы осваивали острова экваториальной зоны, происходил обмен культур народов.

При переходе к малому ледниковому периоду и во время его, особенно в 1500 – 1850 гг., повысилась циклоническая деятельность и участились штормы, наводнения, засухи. Переход к малому ледниковому периоду наметился между 1300 и 1450 гг., когда резко понизилась средняя температура, примерно на 1,3 – 1,4°, длина вегетационного периода сократилась почти на три недели, верхняя граница леса в горах Центральной Европы опустилась почти на 200 м. Похолодание продолжалось до середины XIX в., протекало оно несинхронно и отмечалось:

- в Японии и Китае в XI–XII вв., где оно и раньше закончилось;

- в Исландии (по ледовым данным) апогей похолодания относится к концу XVIII в., а окончание – к 90-м годам XIX в.;

- в США кульминация похолодания пришлась на 1700 г. и др.

Это похолодание получило название «*Малый ледниковый период*», «*эпоха малого оледенения*», «*малое оледенение*».

3.7.2. Малый ледниковый период и его причины

Понятие «*малая ледниковая эпоха*» впервые ввел американский гляциолог Мате, под которым понимал последние три-четыре тысячелетия общего похолодания климата и малого повторного оледенения. В 1932 г. австрийский гляциолог Кинзл, исследуя динамику ледника Фернау в Швейцарских Альпах, назвал «*стадией Фернау*» общее наступление ледников в период 1160 – 1850 гг. Позднее термин «*Малый ледниковый период*» (МЛП) стали использовать применительно к последнему этапу наступания ледников в течение 1550 – 1850 гг. По Дж. и К.П. Имбри (1982) – это период с 1450 по 1850 г.

МЛП носил глобальный характер, но временные границы его в большинстве случаев размыты. В связи с этим установить рубежи малого ледникового периода, как последнего значительного похолодания, довольно сложно. Л.Г. Полозова (1988), изучив мнения ученых разных стран мира о датах начала и продолжительности МЛП, пришла к выводу, что мнения эти значительно разнятся. Объясняется это различиями в определении степени и характера МЛП, так как за основу берутся то наступание ледников, то сокращение вегетационного периода, то ледовый режим рек и т.д.

В целом о временных границах МЛП имеется два представления: первое – расширенное, согласно которому МЛП проявился с XIII до первой половины XIX в., второе – узкое, когда МЛП ограничивается только 1550 – 1850 гг. с некоторыми колебаниями нижней возрастной границы (Жилина, 2004).

Таким образом, границы МЛП понимаются по-разному (табл. 3.7), что связано с его разновременным наступлением в различных районах земного шара.

Таблица 3.7

Границы МЛП по данным различных исследователей

Границы МЛП	Исследователи
1	2
1170 – 1790 гг.	1) В.А. Климанов, Т.П. Левина, Л.А. Орлова (1987) 2) Л.А. Орлова (1990)
1250 – 1350 гг.	В.С. Волкова, В.А. Бахарева, Т.П. Левина (1989)
1250 – 1650 гг.	В.А. Климанов (1989)
XVI – XVII вв.	А.А. Дучков, Г.Н. Поллак (2002)
С середины XV до середины XIX в.	Л.Г. Полозова (1988)
С 1480 по 1860 – 1930 г.	Д.Ю. Большиянов, М.В. Павлов (2004)
XIII – первая половина XIX в.	1) Н.А. Хотинский (1981) 2) Е.П. Борисенков, В.М. Пасецкий (1983) 3) В.М. Котляков, М.Г. Гросвальд, А.Н. Кренке (1985) 4) К.С. Лосев (1985) 5) С.Г. Шиятов (1986) 6) Дж. Имбри, К.П. Имбри (1988) 7) В.М. Котляков, М.Г. Гросвальд, К. Лориус (1991)
XVI – первая половина XIX вв.	1) А.В. Шнитников (1957) 2) П.М. Борисов (1962) 3) В.М. Синецын (1967) 4) Ле Руа Ладюри (1971) 5) А.А. Борисов (1975) 6) М.М. Чернавская (1988)

Окончание табл. 3.7

1	2
XVI – первая половина XIX в.	7) А.Н. Кренке, А.Н. Золотокрылин, В.В. Попова (1989) 8) В.П. Чичагов (1997) 9) Е.А. Золотарев, Ю.Г. Селиверстов, Е.Г. Харьковец (1999) 10) В.Ф. Старков (2001, 2002) 11) М.М. Наурзбаев, Е.А. Ваганов, О.В. Сидорова (2003)

Многочисленные исследования изменения границы леса в горах, динамики ледников, дендрологические, палинологические работы, применение геотермического метода, палеотемпературные исследования (изотопный метод), изучение озерных отложений и др. позволили восстановить основные черты природы МЛП в разных регионах мира. Приведем лишь ряд примеров. Анализ материалов по дендрологии Северной Евразии, проведенный палеогеографами Института географии АН СССР, показал, что отклонение температуры воздуха по 30-летним периодам от среднего значения этой величины за период 1441 – 1975 гг. изменялось от 1,3° до –1,2° (рис. 3.25, табл. 3.8).



Рис. 3.25. Отклонение средней температуры воздуха за 30-летия на севере Евразии от средней за период 1881 – 1975 гг., восстановленное по дендрохронологическим данным (по Кренке и др., 1989)

Таблица 3.8

Отклонение средней за 30-летия температуры воздуха на севере Евразии от средней за период 1441 – 1975 гг., восстановленные по дендрохронологическим данным (по Кренке и др., 1989)

Годы	Отклонение температуры, °С	Годы	Отклонение температуры, °С
1441 – 1470	–0,8*	1711 – 1740	–0,8
1471 – 1500	1,3*	1741 – 1770	–0,9
1501 – 1530	0,9*	1771 – 1800	–0,7
1531 – 1560	0,4	1801 – 1830	–1,0
1560 – 1590	–0,4	1831 – 1860	–0,4
1591 – 1620	–0,5	1861 – 1890	0,0
1621 – 1650	–1,0	1891 – 1920	0,0
1651 – 1680	–1,2	1921 – 1950	–0,4
1681 – 1710	–1,1	1951 – 1975	–0,1

Примечание. Звездочкой отмечены периоды с малым количеством наблюдений.

Подобные результаты были получены М.М. Чернавской (1988), но с некоторой оговоркой – по дендрохронологическим рядам севера Евразии четко выделяется вторая часть МЛП (с середины XVII до середины XIX в.) и его перерыв в XV и первой половине XVI в. Изучение пространственно-временной изменчивости радиального прироста деревьев в субарктической области Сибири, Урала и Скандинавского полуострова Евразии за последние 2000 лет позволило исследователям М.М. Наурзбаеву, Е.А. Ваганову и О.В. Сидоровой (2003) выделить в голоцене МЛП в границах – с начала XVI до начала XIX в.

Весьма отчетливо МЛП проявился в Исландии, где XVI – XVII столетия были временем тяжелых испытаний (рис. 3.26). В период между 1200 и 1800 гг. население этой страны сократилось вдвое, главным образом из-за голода. Во время сильных морозов зимой 1829/30 г. в Исландии вымерзли все до единого земноводные. С тех пор прошло более 150 лет, но на острове нет представителей этого класса (Олейников, 1987). В Скандинавии МЛП проявился в виде серии крайне суровых зим, подвижек ледников в горах, частых неурожаев и т.д.

Как известно, ледники являются хорошими индикаторами климата, они сохраняют материальные следы прошлых климатов. Так, малые ледники откликаются даже на его кратковременные флуктуации. Дж. Имбри, К.П. Имбри (1988) отмечают, что за 400 лет (1450 – 1850 гг. н.э.) в Альпах, на Кавказе, Аляске, в Новой Зеландии и Шведской Лапландии произошла активизация ледников, они продвинулись далеко за пределы их современных границ. Например, площадь ледника Барнс (о-в Баффинова Земля) в середине XVII в. была около 140 тыс. км², что в четыре раза больше современной, определяемой в 37 тыс. км² (Монин, Шишков, 1979).

Подвижки ледников отмечались и в других горных областях. Так, П.А. Окишев (1982), изучая динамику оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене, отмечает, что у ледников «отличались темпы наступания и сокращения, отличалась продолжительность экстремальных внутростадиальных положений ледникового языка, не было полной синхронности начала или окончания однонаправленного процесса...». Но тем не менее стадия XVII – XIX вв. характерна была для всех ледников этой горной страны, о чем свидетельствует конечно-моренный комплекс данной стадии. Подвижка ледников носила двукратный характер – в XVII и первой половине XIX в. (рис. 3.27). Депрессия снеговой линии в стадию XVII – XIX вв. составляла в среднем 70 м.

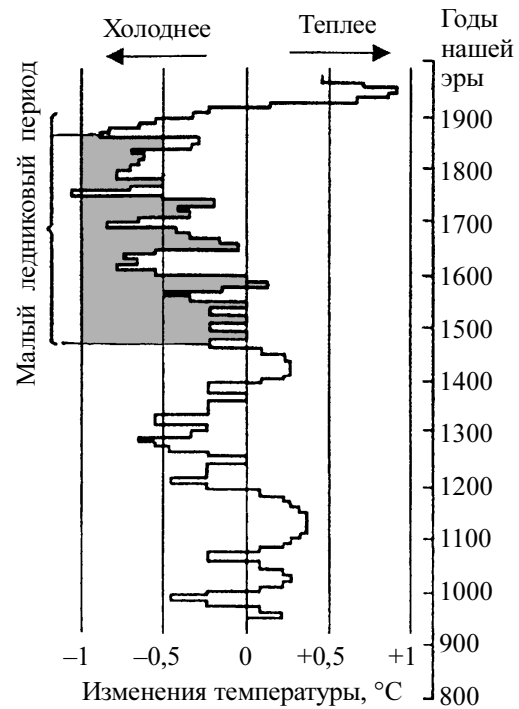


Рис. 3.26. Изменение температуры в Исландии (Джон, 1982)

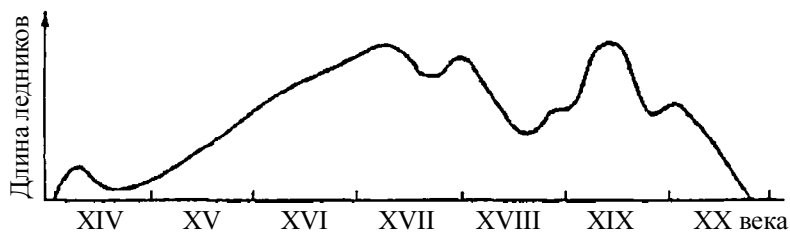


Рис. 3.27. Относительные изменения длины ледников в горах Алтая за период XIV – XX вв. (Окишев, 1982)

На Алтае выделяется ряд конечных морен, в расположении которых наблюдается отчетливая аналогия со стадийными моренами Кавказа и Альпийской горной системы (Тронов, 1953, 1966; Окишев, 1964; Ивановский, 1965), что также свидетельствует о глобальном проявлении МЛП. Так, М.В. Тронов (1953) отмечал: «...Интенсивность оледенения... выражалась в увеличении длины, мощности ледников, большим заполнением ими долин, в большом развитии ледников на склонах и снижении снеговой линии». Морены стадии Фернау фиксируются у ледников: Катунского (Катунский хребет, ледник Геблера) на расстоянии 880 – 1050 м от ледника; Маашей (Северо-Чуйские горы) – моренный вал на расстоянии 350 – 400 м от ледника; у Софийского (Южно-Чуйский хребет) на расстоянии 1,5 км от ледника.

П.А. Окишев (1982, с. 155) указывает, что полная синхронность в наступаниях ледников отсутствовала в связи с индивидуальными особенностями каждого из них. Различия заключались в темпах наступания и сокращения, продолжительности тех или иных положений. Но характерным для всех ледников являлась «всеобщность стадии XVII–XIX вв., и двукратная, в общем разномасштабная внутростадиальная подвижка ледников».

Согласно исследованиям П.А. Окишева и Ю.К. Нарожного (2000), со второй половины XIX в. начался энергичный процесс отступления ледников Алтая и продвижение лесной растительности вверх по склонам.

Данные о колебаниях климата и приросте деревьев на Алтае установлены на основе дендрологических исследований по спилам лиственницы сибирской, произраставшей в поясе горной тайги у ее верхнего предела в системе хребтов Бие-Катунского водораздела, северного склона массива Биш-Иирду, верховьев долин рек Актру и Корумду. Как известно, на ширину годовичного кольца оказывает влияние сумма летних температур (июня и июля). В результате выявлено, что в XIV – XVII вв. эта температура постепенно уменьшалась, достигнув минимального значения в первой половине XIX в., после чего началось ее значительное увеличение (рис. 3.28).

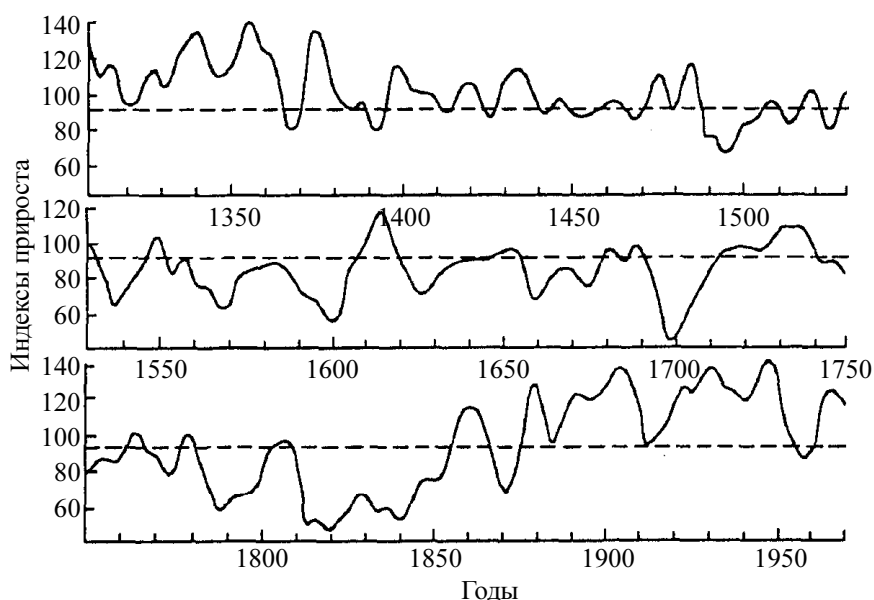


Рис. 3.28. Эталонная дендрошкала по осредненным пятилетиям (Окишев, Нарожный, 2000)

Низкий прирост древесины лиственницы отмечался во второй половине XVI – начале XVII в.; в конце XVII – начале XVIII в. и в конце XVIII – первой половине XIX в. Данные о колебаниях климата и приросте деревьев на Алтае согласуются с дендрологическими исследованиями на Кавказе и Полярном Урале.

Весьма интересные материалы о МЛП получены при изучении донных озерных отложений. Преимущества метода заключается в том, что озерные отложения накапливаются постоянно в течение значительного времени и сохраняют информацию о своем режиме в виде ленточных глин (варвов). В ходе совместных российско-германских исследований по проекту «Природная система моря Лаптевых» изучены донные отложения нескольких глубоких тектонических озер Арктики: озер Левинсон-Лессинга и Щель в горах Бырранга на полуострове Таймыр, оз. Лама на плато Путорана, оз. Большое Щучье на Полярном Урале. Цель исследования – определение изменения климата названных районов в течение последнего тысячелетия и особенно – реконструкция климата малого ледникового периода на основе комплексного изучения донных котловин и озерных отложений.

Д.Ю. Большаинов, М.В. Павлов (2004) выдвинули гипотезу, согласно которой прослой грубого обломочного материала в озерных отложениях Арктики образовались через определенные интервалы времени, завершавшие длительные этапы похолоданий. Во время изменений климата в сторону похолоданий в бассейнах озер скапливались массы льда и снега, их таяние приводило к отложению в озерах прослоев грубого обломочного материала. Катастрофические события стока в озера большого количества воды и обломочного материала за последние 530 лет, как отмечают Д.Ю. Большаинов и М.В. Павлов (2004), были характерны для интервалов от 460 до 360 лет и 80 – 40 лет назад. Материалы исследований подкрепляются спорово-пыльцевыми данными. В результате исследования приходят к выводу о различном времени наступления и окончания МЛП в рассматриваемых районах: начало этапа МЛП они определяют в 1480 г., окончание – 1860 – 1930 г. (рис. 3.29).

Дж. Имбри, К.П. Имбри (1988) отмечают, что в течение МЛП глобальный климат был на 1 °С холоднее современного. В горах Эфиопии практически ежегодно выпадал снег, в настоящее время там неизвестный. В Приложении 4 освещены основные события МЛП для ряда крупных регионов мира – Европы, Восточной Азии, Северной Америки, Антарктиды, Восточной Сибири, Урала, Казахстана, Кавказа.

Причины МЛП. Гипотез, объясняющих причины крупных оледенений, существует немало (Миланкович, 1939; Марков, 1951; Будыко, Васищева, 1971; Русин, Флит, 1971; Чижевский, 1976; Авенариус, Муратова, 1978; Лосев, 1985; Джон, 1982б; Имбри, 1988; Schwartwbach, 1963; Lamb, 1972; Gribbin., 1978 и др.), но най-

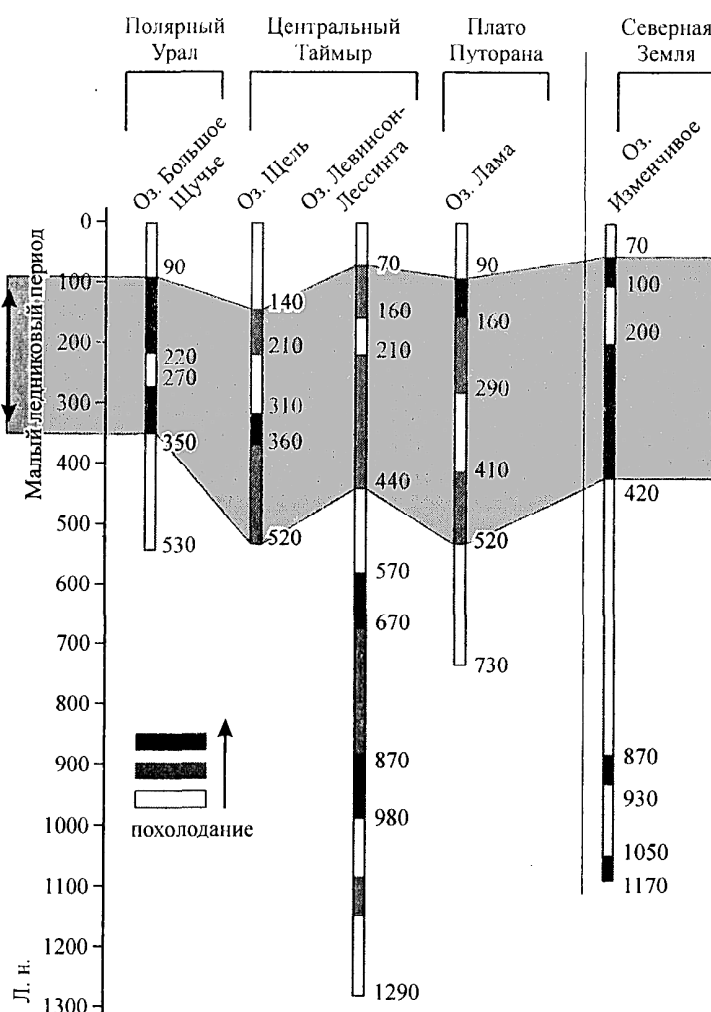


Рис. 3.29. Сводная схема палеоклиматических изменений в российской субарктике по данным изучения озерных отложений (Большаинов, Павлов, 2004)

ти причину незначительного (в масштабах геологической истории) похолодания, подобно-го МЛП, достаточно сложно. В основе этих гипотез лежат различные группы факторов: 1) астрономические, включающие изменение параметров земной орбиты, наклона земной оси и процессов на Солнце и в Солнечной системе; 2) геофизические, связанные со свойствами Земли как планеты; 3) циркуляционные, влияющие на климатический режим и его изменчивость через общую циркуляцию атмосферы.

Астрономические факторы. А.В. Шнитников (1949; 1953а, 1953б, 1957, 1963), основываясь на идее О. Петтерсона, предполагал о существовании 1850-летних ритмов, в связи с чем «...в процессе движения Земли вокруг Солнца и Луны происходит периодическое совмещение всех трех тел на одной прямой... Эти совмещения связаны с увеличением приливовообразующей силы, в эти эпохи она достигает своего абсолютного максимума. Такое совмещение происходит примерно через каждые 1800 – 1900 лет» (Шнитников, 1957, с. 290 – 291). Ритм в 1800 – 1900 лет состоит, по мнению А.В. Шнитникова, из двух фаз. Первая – быстро и энергично развивающаяся прохладно-влажная фаза, носящая характер революционного взрыва. Этой фазе отвечает энергичное распространение океанического и горного оледенения, увлажнение торфяников и болот, увеличение стока рек, повышение уровня озер и увеличение общей увлажненности материков. Продолжительность фазы составляет 300 – 500 лет. Вторая фаза – медленно развивающаяся, преимущественно сухая и теплая, это время сопровождается отступанием ледников, усыханием озер и уменьшением влажности материков. Последний раз совмещение выше названных небесных тел на одной прямой произошло в XV в., что способствовало интенсивному проявлению первой фазы ритма в XVI – первой половине XIX в.

В.М. Федоров (1999) предложил следующую гипотезу. Значительные колебания климата, по его мнению, происходят во время изменения положения кардинальных фаз в динамике орбитальных параметров планеты. Похолодание, начавшееся в XIII в., явилось следствием изменения наклона земной оси, линии узлов и линии апсид. Около 700 лет назад точка зимнего солнцестояния совпадала с перигелием земной орбиты, а точка летнего солнцестояния с афелием, что и послужило толчком к похолоданию в северном полушарии планеты (рис. 3.30).

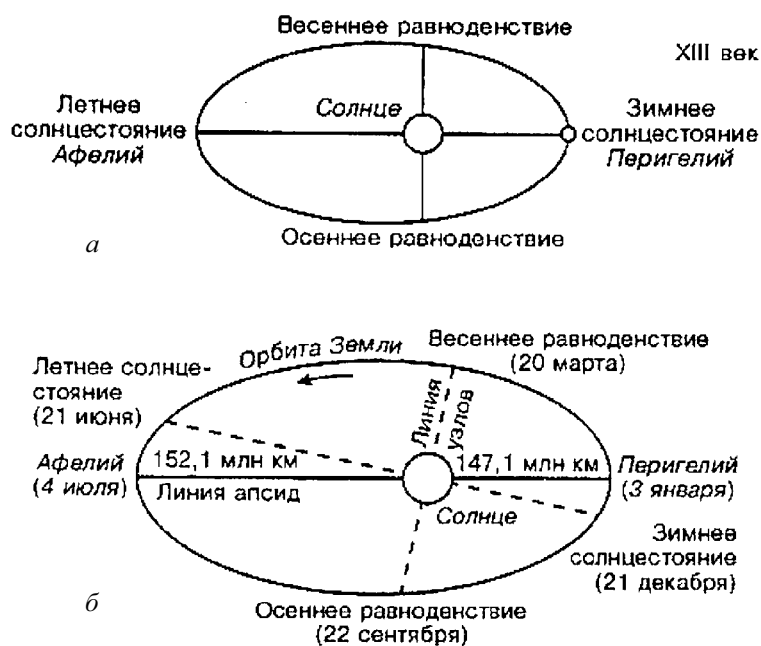


Рис. 3.30. Кардинальные соотношения линии апсид и линии узлов земной орбиты: а – в XIII в.; б – в современную эпоху (по Федорову, 1999)

Геофизические факторы. Масса, размеры, строение и скорость вращения планеты вокруг оси в рассматриваемый период не отличались от современных, поэтому эти факторы в качестве причин возникновения МЛП не рассматриваются. Но изменение состава атмосферы в связи с поступлением в нее вулканической пыли могло привести к похолоданию. Гигантское извержение Везувия произошло в 1631 г., после чего началась непрерывная его деятельность. Признаки высокой активности в 1679, 1783 и 1840 гг. проявили Этна и Большой Арарат (Максимов, 1968). В 1783 г. произошло извержение вулкана Асама (Япония). В Эдо (Токио), в 150 км от вулкана, при этом было совершенно темно. По В. Кёппену, в 1784 – 1786 гг. на всей Земле было отмечено похолодание на 1°C, которое было следствием выбросов в атмосферу вулканического пепла (Ладюри, 1971). В 1815 г. произошло извержение вулкана Тамбора (о. Сумбава, Индонезия). Оно было самым сильным за последние 500 лет (Котляков, 2000). В результате извержения в атмосферу поступило 150 – 180 км³ пепла и пемзы. Понижение температуры после извержения составило несколько градусов. Газ и пепел распространились в верхние слои атмосферы, создав завесу, которая стала экраном для излучения Солнца. Данное явление привело к глубокому охлаждению: в умеренных широтах северного полушария снег лежал до середины июня, а в Западной Европе уже в августе начались заморозки. В этом году совсем не было лета в Англии, в результате страна оказалась без урожая (Котляков и др., 1991). Но тем не менее влияние пыли, поступающей в атмосферу в результате вулканических извержений, на формирование климата всей планеты в целом не может оказаться решающим, потому как вулканическая пыль – это явление локальное и эпизодическое, непродолжительное (Борисов, 1975).

Циркуляционные факторы. Каждая новая эпоха сопровождается изменением условий циркуляции атмосферы (Чаплыгина, 1974). МЛП проявился как в северном, так и в южном полушарии, что объясняется общепланетарным тепло- и влагопереносом, определяющим оледенение обеих полярных областей (Архипов и др., 1992; Mercer, 1968). По Э. Ле Руа Ладюри (1971) в МЛП господствовал тип циркуляции с большими скоростями воздушных масс. Области зональной циркуляции и полярный фронт во времена МЛП смещались к югу, субтропические и средиземноморские широты подвергались воздействию циклонов. На севере наблюдалась тенденция к оледенению.

Многие исследователи (Визе, 1940а, Лэм, 1974, Адаменко, Ловелиус, 1976, Авенариус, Муратова, 1978, Адаменко и др., 1982, Сазонов, 1991) объясняют эпохи похолоданий, подобные МЛП, расширением околполярного вихря. В это время к югу распространялась зона западных ветров средних широт, происходило соответствующее перемещение депрессий, в том числе и перемещение траекторий циклонов. В фазы потеплений зональный вихрь сжимался вокруг полюса, северные траектории циклонов направлялись через Исландию и Шпицберген летом, через Балтику и Шотландию зимой. В полярных и умеренных широтах происходило потепление. Здесь, по нашему мнению, говорится скорее о следствии похолодания – расширении околполярного вихря, нежели о его причине – причине роста вихря.

Дж. Бьеркнес, основываясь на изучении карт давления атмосферы в июле и январе с 1760 по 1959 г., объяснял МЛП в пределах северного полушария аномалией взаимодействия между океаном и атмосферой (рис. 3.31). По мнению Дж. Бьеркнеса, в 1780 – 1820 гг. имелись три отдельных циклонических минимума (менее глубоких, чем современный Исландский минимум): между Гренландией и Лабрадором, Исландией и северной Норвегией и в районе Исландии. В районе Исландии циклонический вихрь был меньше и геострофический поток теплых вод слабее, поэтому воды в районе Исландии были холоднее, чем сейчас, и в них чаще появлялись арктические льды, блокировавшие берега острова. Во время МЛП центр антициклонического круговорота в Северной Атлантике, по мнению Дж. Бьеркнеса, был смещен к востоку, что вызвало замыкание в нем массы вод Гольфстри-

ма. Ветвь Гольфстрима, входящая в Норвежское море, в то время не была такой мощной, как современная, что способствовало распространению во всей северо-восточной Атлантике отрицательной аномалии температур. Насыщенные влагой прохладные воздушные массы циклонов способствовали росту ледников в Европе.

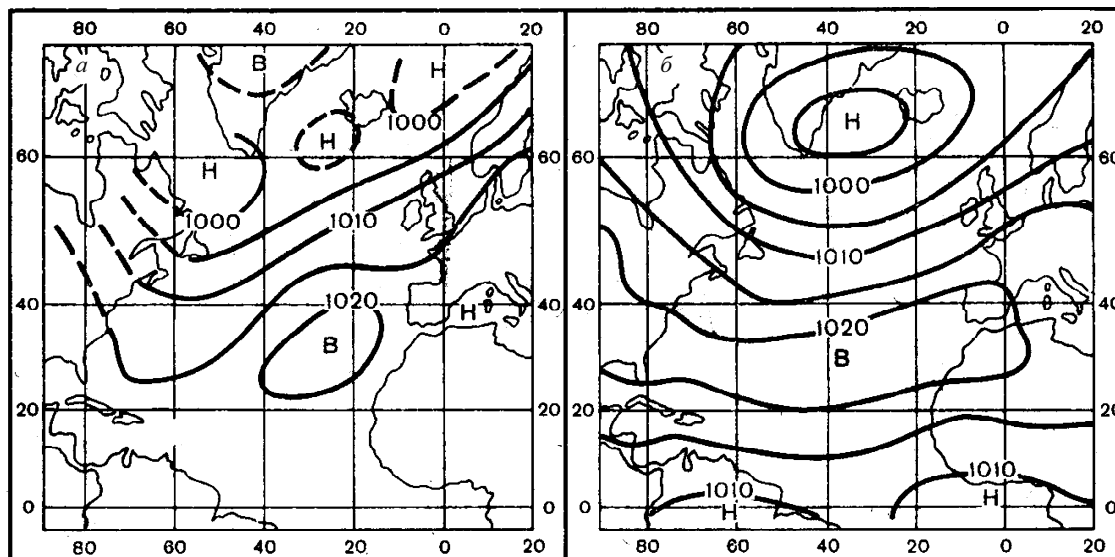


Рис. 3.31. Среднее атмосферное давление на уровне моря в Северо-Атлантическом секторе в январе в 1780 – 1820 гг. и 1900 – 1939 гг. по Дж. Бьеркнесу (Монин, Шишков, 1979)

В гипотезе подчеркнута положительная обратная связь между циркуляцией в атмосфере и в океане, которая теоретически могла привести к развитию значительного похолодания. Последующий за этим рост ледников способствовал бы увеличению альбедо и уменьшению количества солнечной радиации, поступающей на земную поверхность. Одной из причин, по которой МЛП не перерос в очередное мощное оледенение, Дж. Бьеркнес называет термохалинную океаническую циркуляцию, которая действует в обратном направлении. Эта циркуляция возникала в результате значительного охлаждения вод в Баффиновом море. Воды, становясь плотнее, опускались вниз и обращали существующую циркуляцию вспять. В МЛП воды, поступающие в Баффиново море, были более солеными, и требовалось небольшое охлаждение, для того чтобы они начали опускаться. Гипотеза Дж. Бьеркнеса не выявляет истинных причин возникновения и распространения МЛП на планете.

Среди имеющихся гипотез причин похолодания в МЛП нет всеобъемлющей и бесспорной. Астрономическими факторами объяснить похолодание в 300 – 500 лет достаточно сложно, изменение солнечной активности косвенно могло бы повлиять на распределение центров действия атмосферы. Ухудшение прозрачности атмосферы в результате вулканической активности к такого рода похолоданию, как МЛП, вряд ли могли привести, хотя оно могло оказать влияние на изменение климата в течение одного-двух лет на определенной территории. По нашему мнению, какой-то одной причиной появления МЛП и его глобальный характер объяснить вряд ли представляется возможным. Несомненно и влияние астрономических факторов (так как изменения климата, подобные МЛП, в течение голоцена отмечались неоднократно). Астрономические факторы могли послужить толчком к похолоданию. Но глобальность МЛП могла определяться уменьшением количества солнечного тепла, поступающего к поверхности планеты. Поэтому мы считаем, что сочетание астрономических факторов, уменьшение количества солнечного тепла, поступающего к Земле, и изменение центров действия атмосферы в совокупности могли породить МЛП.

Глава 4

ГОЛОЦЕН ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

4.1. Палеоклиматы и палеоландшафты голоцена Западно-Сибирской равнины

Западно-Сибирская равнина – одна из крупнейших низменных равнин земного шара. Ее площадь – 3,5 млн км², протяженность равнины с севера на юг более чем на 2400 км обуславливает четко выраженную природную зональность (рис. 4.1).

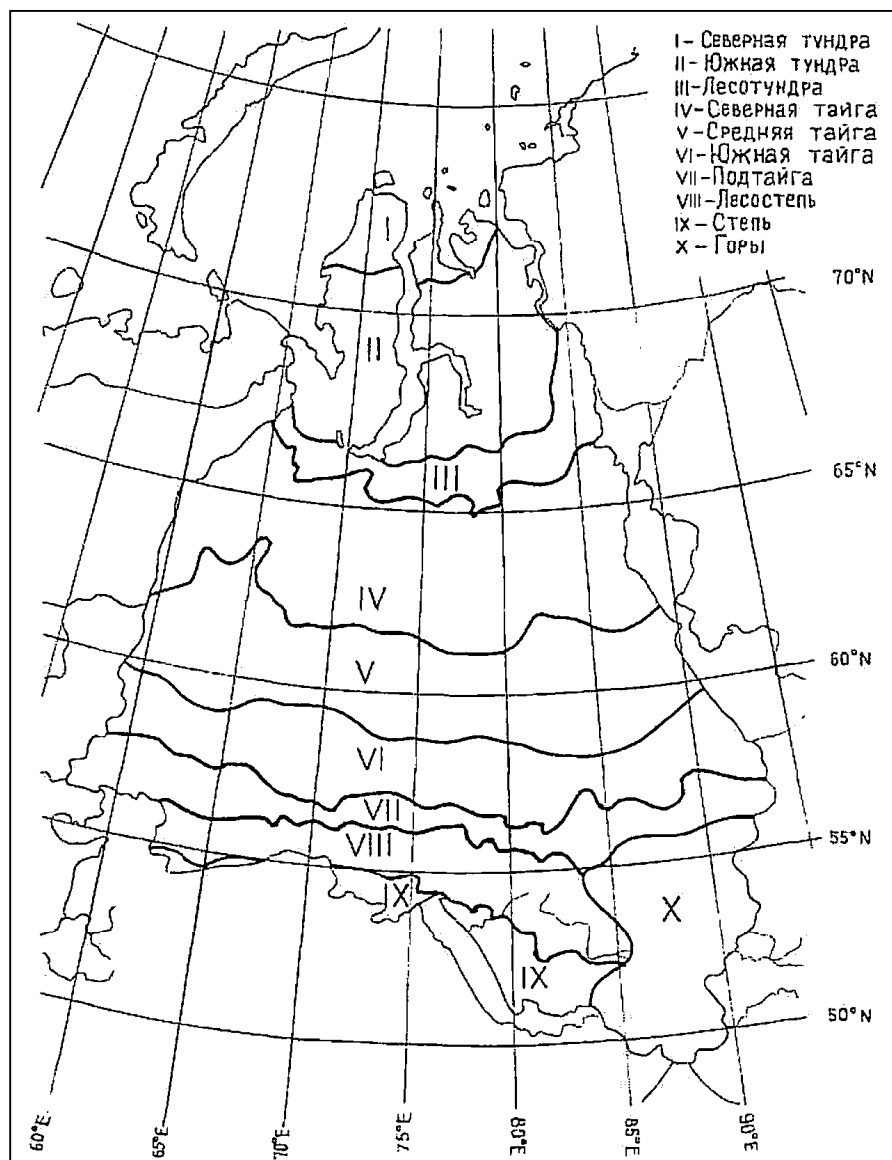


Рис. 4.1. Ландшафтные зоны и подзоны Западно-Сибирской равнины
(Лапшина, 2003)

Анализ палеоботанических, палеогеографических и других данных свидетельствует о значительных изменениях природных условий Западно-Сибирской равнины в течение плейстоцена и голоцена (Сукачев, 1922; Герасимов, Марков, 1939; Кац, 1948; Нейштадт, 1957, 1965, 1971 и др.; Глебов, Толейко и др., 1974; Левина, Никитин, 1973; Хотинский, 1977 и др.; Архипов и др., 1999; Орлова, 1990; Архипов, Волкова, 1994; Лисс и др., 2001; Лапшина, 2003 и др.). Это положение наглядно демонстрирует сравнительный анализ карты современных ландшафтных зон (рис. 4.1) и рис. 4.2, отражающего динамику ландшафтов и климата центральной части равнины в позднем плейстоцене и голоцене.

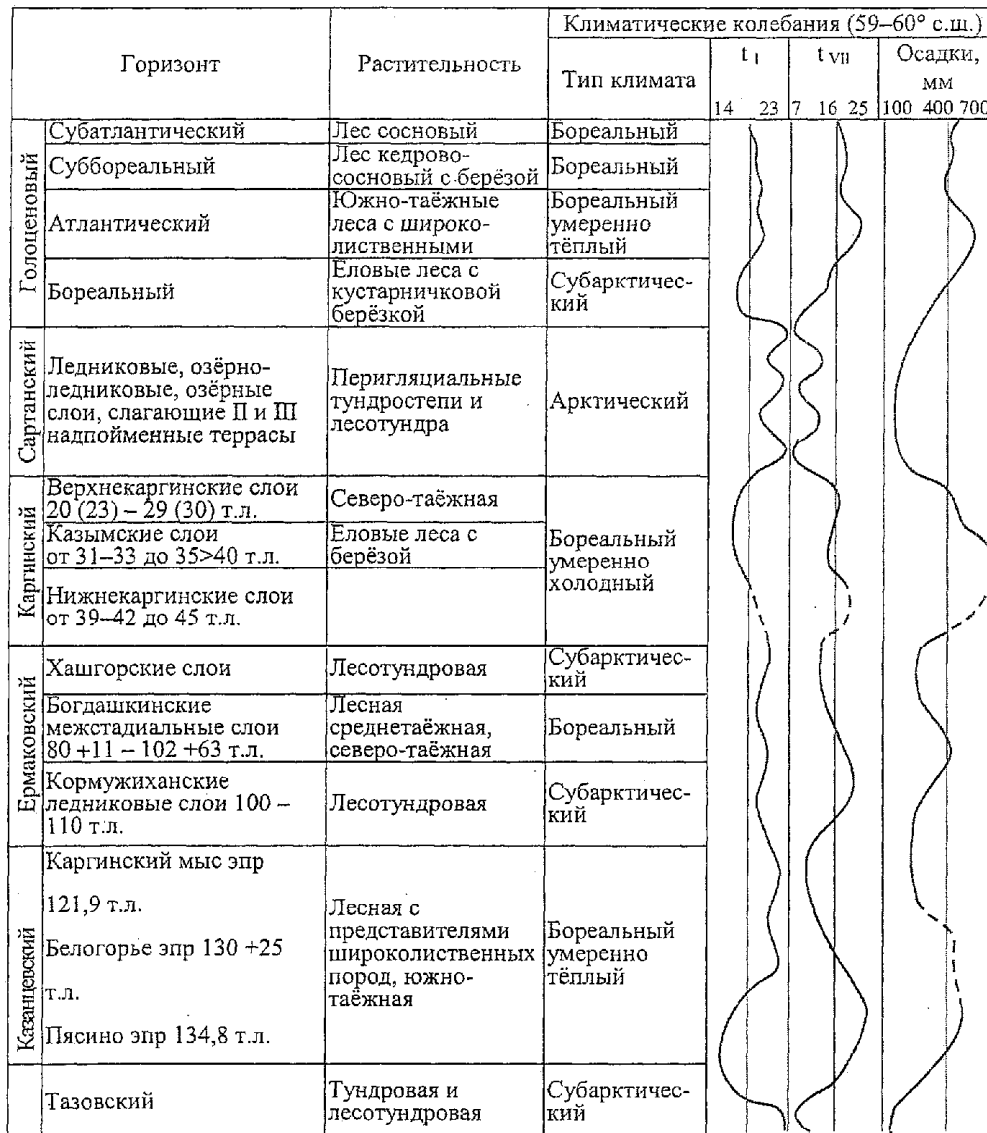


Рис. 4.2. Динамика ландшафтно-климатических условий в центральной части Западно-Сибирской равнины в позднем плейстоцене и голоцене, по В.С. Волковой (Архипов и др., 1999)

В данной работе основное внимание уделено изменению климата и ландшафтов равнины в голоцене. В настоящее время на исследуемой территории более 200 разрезов голоценовых отложений изучены спорово-пыльцевым методом и более 50 из них имеют радиоуглеродные датировки. Все вместе взятое позволяет осветить основные палеогеографические события на Западно-Сибирской равнине в голоцене.

В последнюю сартанскую фазу зырянского оледенения (22 – 10,6 тыс. лет назад) растительный покров равнины был представлен перигляциальными степями и тундрой. Лесная растительность в виде небольших фрагментов сохранялась в предгорной части и в долинах рек. В сартанское позднеледниковье (13 – 10 тыс. лет назад) происходили многократные и быстротечные смены климата и растительности. Так, на протяжении всего трех тысяч лет в центральных и, отчасти, в южных районах равнины на месте тундровых и лесотундровых ландшафтов в бёллинге и аллерёде за несколько сотен лет расселялась тайга. В дриасе во время похолоданий (рис. 1.34 и 4.3) тайга уступала место разнотравно-злаковым и маревопольным ландшафтам тундростепей (Архипов и др., 1999). Смена границ зон и растительных группировок происходила в голоцене и позднее.

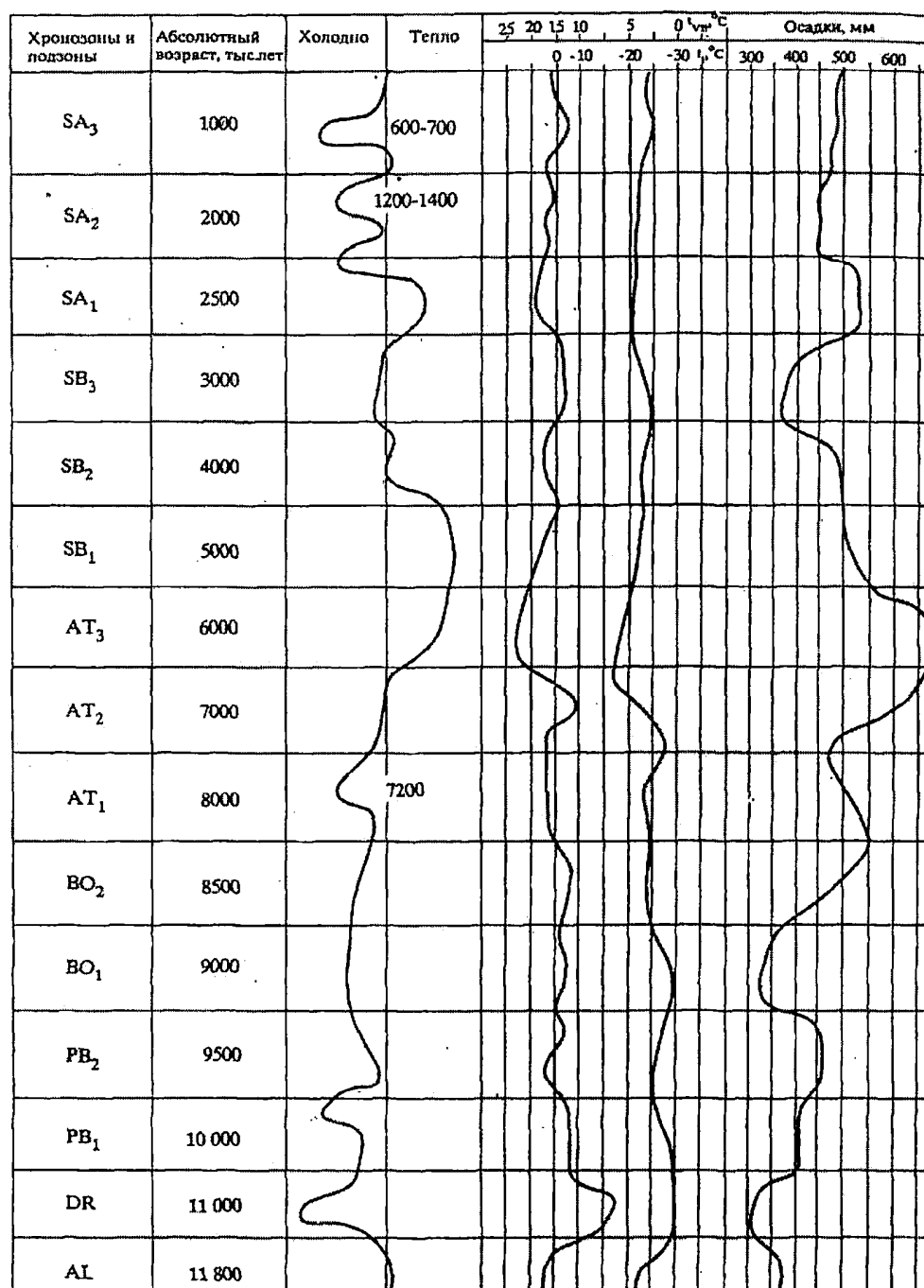


Рис. 4.3. Термические колебания в голоцене (по Архипову, Волковой, 1994)

Пребореальный период (10000 – 9000 лет назад). Природно-климатические условия в течение этого периода изменялись. Выделяются фазы холодного и влажного, холодного и сухого, теплого сухого и теплого влажного климата (рис. 4.3). Зональная структура растительности в центре равнины значительно отличалась от современной. Преобладающими типами ландшафтов Западной Сибири являлись тундровый и лесотундровый. Лесотундровые формации с севера на юг были представлены следующим образом: елово-лиственничными породами, далее к югу переходящими в лиственнично-березовые. На территории лесостепной зоны преобладали елово-березовые леса и сосново-березовые с елью и господством марево-полынных ассоциаций и ксерофитных злаково-полынных. Несмотря на относительное потепление, климат пребореального времени был несколько холоднее современного. Отклонения от современных температур июля и января в сторону понижения в центральных районах Западной Сибири составляли соответственно 13 и 7 °С. Понижение среднегодовой температуры воздуха составляло 1°С. Похолодание привело к продвижению к югу границы лесотундровой зоны на 400 км. В это время увеличивается количество осадков в степной и лесостепной зонах до 400 – 500 мм (Архипов, Волкова, 1994). О.Л. Лисс и др. (1981) отмечают, что в зоне олиготрофных болот Западно-Сибирской равнины самые древние очаги заболачивания возникли 10 – 12 тыс. лет назад. Такими очагами были многочисленные депрессии рельефа на разных геоморфологических уровнях – на междуречьях, в речных долинах. Пребореальный возраст (10300 – 9200 лет) имеют придонные слои торфа лишь отдельных болот, возникших в наиболее глубоких депрессиях, например, у сел Покур и Александровское Томской области (9200±70 лет); болото на террасе у пос. Сухово (9990±210 лет); у с. Горно-Слинкино на Иртыше (Тюменская область) (9900±100 лет) и др. (Лисс, Березина, 1982; Стариков, Жидовленко, 1987 и др.).

Бореальный период (9000 – 8000 лет назад). Климат был также холоднее современного (рис. 4.3, табл. 4.1)

Таблица 4.1

Климатические показатели бореального периода

Временные отрезки бореального периода	Средние температуры, °С		Среднегодовое кол-во осадков, мм
	января	июля	
Начало бореального периода (по Волковой В.С. и др., 1989)	–21 ... –23	13 ... 15	350 и менее
Вторая половина бореального периода (по Волковой В.С. и др., 1989)	–21 ... –25	13 ... 17	400 – 450
Хроносрез бореального периода (8500±300 лет назад) по С.С. Савиной и Н.А. Хотинскому (1982)	–16 ... –26	6 – 14 °С в северной половине равнины до 22 °С в южной (рис. 3.7 – 3.9)	400 – 700 мм в северной половине и 400 – 600 мм – в южной

Среднегодовая температура в начале бореального периода изменялась от –6,5 до –8 °С (Волкова и др., 1989). С бореальным периодом связано широкое расселение древесной растительности, пришедшей на смену перигляциальным формациям. С севера на юг установлена следующая смена растительности (Волкова, Левина, 1982):

1) на территории современной тундры была распространена арктическая пустыня, типичная тундра и ерниковая тундра в сочетании с полынно-маревыми группировками;

2) территория современной лесотундры была занята предтундровыми лиственнично-еловыми редколесьями, которые к югу от 66° с.ш. сменялись березово-еловыми разреженными лесами (редколесьями) с лиственницей и кустарничковой березой. Более дренированные участки были освоены еловыми лесами (Сибирские Увалы и территории, прилегающие к Уралу). Разреженные леса из березы и ели занимали весь юг Западно-Сибирской равнины. Большие пространства были покрыты сосново-березовыми лесами и елью;

3) лесостепная и степная зоны в бореальное время располагались за пределами равнины.

Бореальный период характеризовался чередованием фаз холодных влажных и сухих; теплых влажных и сухих, что, естественно, нашло свое отражение в структуре растительных формаций (Левина, Орлова, 1993). Четкое проявление холодной и влажной фазы (8710 лет назад) на юге Западной Сибири привело к развитию березово-сосновых редколесий с ольхой и кустарничковыми березками. Разнотравно-полюнные ассоциации с сосной и кустарничковыми березками получили распространение в холодную и сухую фазу 8480 лет назад (Архипов, Волкова, 1994).

Болотообразование и торфонакопление. На Западно-Сибирской равнине с середины бореального периода связано начало непрерывного торфонакопления. Зональная дифференциация болотных систем отсутствовала (рис. 4.4).

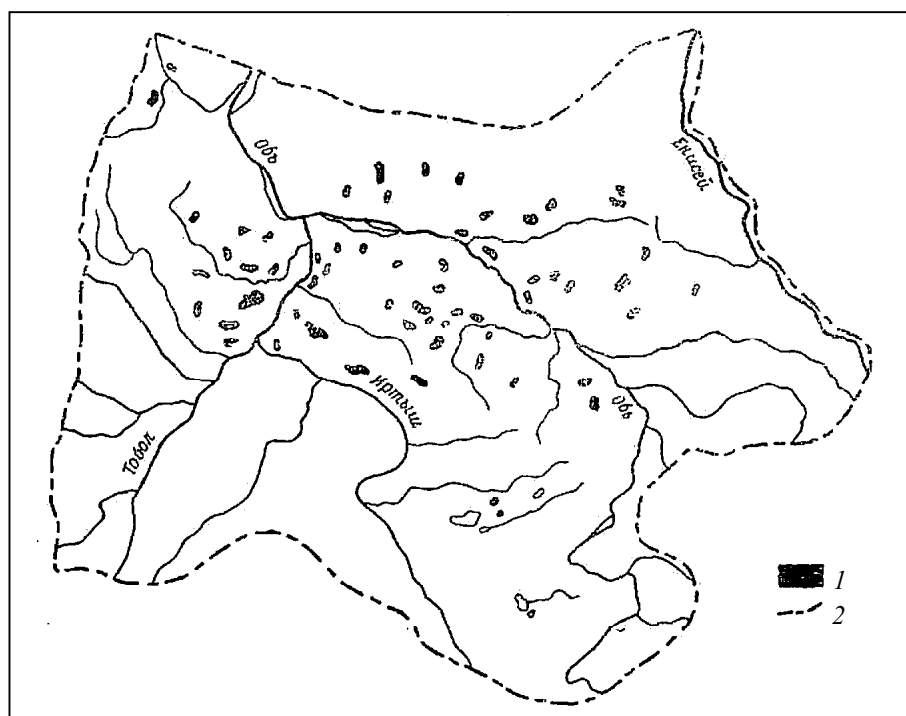


Рис. 4.4. Размещение болот в центральной части Западной Сибири в бореальном периоде 8000 – 9500 лет назад (Лисс и др., 2001): 1 – эвтрофные древесно-травяно-моховые и травяно-моховые болота; 2 – граница центральной части Западной Сибири

Это было обусловлено очаговым торфонакоплением и пребыванием болот в стадии грунтового питания. Заболоченность водораздельных пространств в северной, средней и южной тайге не превышала 5 %. В то же время в условиях достаточно тёплого и влажного климата скорость линейного прироста торфа, по сравнению с другими периодами голоцена, была наибольшей (рис. 4.5).

В бореальном периоде заболачивались ледниковые мелководные водоёмы, формировались эвтрофные древесно-травяно-моховые и травяно-моховые болота в ложбинах стока, в термокарстовых, суффозионных котловинах и в других депрессиях рельефа. Различия в особенностях водно-минерального режима, обусловленные разной литологией грунтовых толщ (песчаных к северу, глинистых и суглинистых к югу от широтного течения Оби), выразились в разной продолжительности пребывания болотных систем в эвтрофной стадии: в северной тайге оно было кратковременным. С продвижением в более южные широты продолжительность пребывания в эвтрофной стадии постепенно возрастала (Лисс и др., 2001).

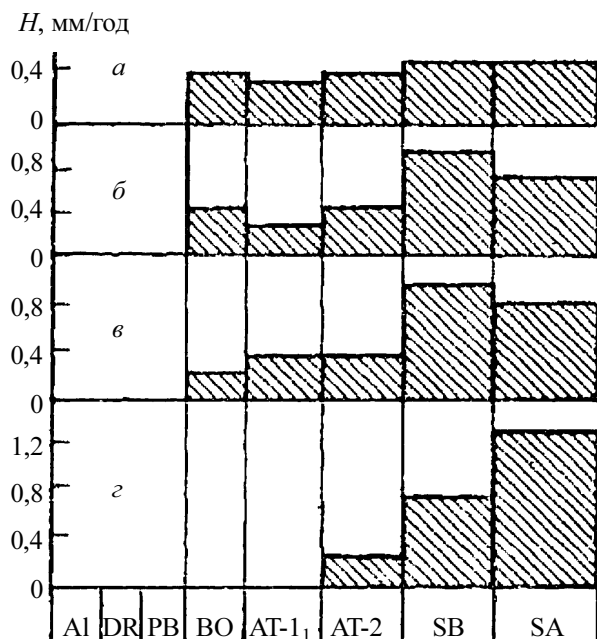


Рис. 4.5. Интенсивность торфонакопления в голоцене (Лисс и др., 1982): *a* – северная половина средней тайги, *b* – южная половина средней тайги, *v* – южная тайга, *z* – лесостепь (рямы). По оси ординат отложен прирост торфа

Отклонения от современных значений температуры воздуха в сторону увеличения в период атлантического оптимума составляли (табл. 4.2):

Таблица 4.2

Температурные условия атлантического оптимума

Широты	Июля	Января
75° с.ш. – Новая Земля	6 – 7 °С	Центральные части равнины – 2 °С, широта Павлодара – 3 °С
66,5° и 70° с.ш.	4 °С	
65 – 66,5° с.ш.	2 °С	
южнее 63° с.ш.	1 – 2 °С	

В Арктике потепление отмечалось и за счет зимних температур, превышавших современные на 1 – 2 °С. Изменение коснулось и количества осадков в сторону увеличения: от 50 мм в Арктике на широте Салехарда до 100 мм к югу от 66° с.ш. В центральной части равнины увеличение количества осадков было не столь значительно: 25 – 50 мм (см. рис. 3.14).

Атлантический период – время максимальной экспансии лесной растительности на север, где северная граница леса достигала морской береговой линии (рис. 4.6).

Так, в зоне современной тундры в районе мыса Каргинского произрастали ольхово-березовые леса. В начале атлантического периода в центральной части Западно-Сибирской равнины были распространены березово-сосновые леса с елью. Около 7500 лет назад после непродолжительного похолодания на Обь-Иртышском междуречье доминировали березовые леса с елью и пихтой. В долинах рек к ним примешивался вяз (*Vernus pumila*), который появился на юге равнины около 8300 лет и в оптимум атлантического периода по долине р. Оби продвинулся на север до 60° с.ш. В юго-западной части равнины в составе лесов присутствовали широколиственные породы – вяз, липа, дуб. В теплый и влажный период Барабы (6650 – 5480 лет назад) липа распространилась на территорию современной лесостепи.

Бореально-атлантический рубеж (8000 лет назад), соответствующий значительному изменению природных условий, является синхронным для всего северного полушария. Однако характер климатических изменений имел свои региональные особенности. В континентальном районе (Сибирь) с наступлением атлантического периода произошло понижение теплообеспеченности, сопровождаемое уменьшением годовой нормы осадков (см. рис. 3.14 – 3.18).

Атлантический период (8000 – 5000 лет назад). По данным С.А. Архипова и В.С. Волковой, в атлантический оптимум (6000 – 5500 лет назад) климат Западно-Сибирской равнины был значительно теплее современного. На широте Омска (55° с.ш.) среднегодовая температура была выше современной на 1°. Она возрастала к северу и в лесной северо-таежной полосе составляла +3°, а в зоне тундры +9°. Отклонения температур в июле и январе также наиболее сильно проявились в высоких широтах. От-

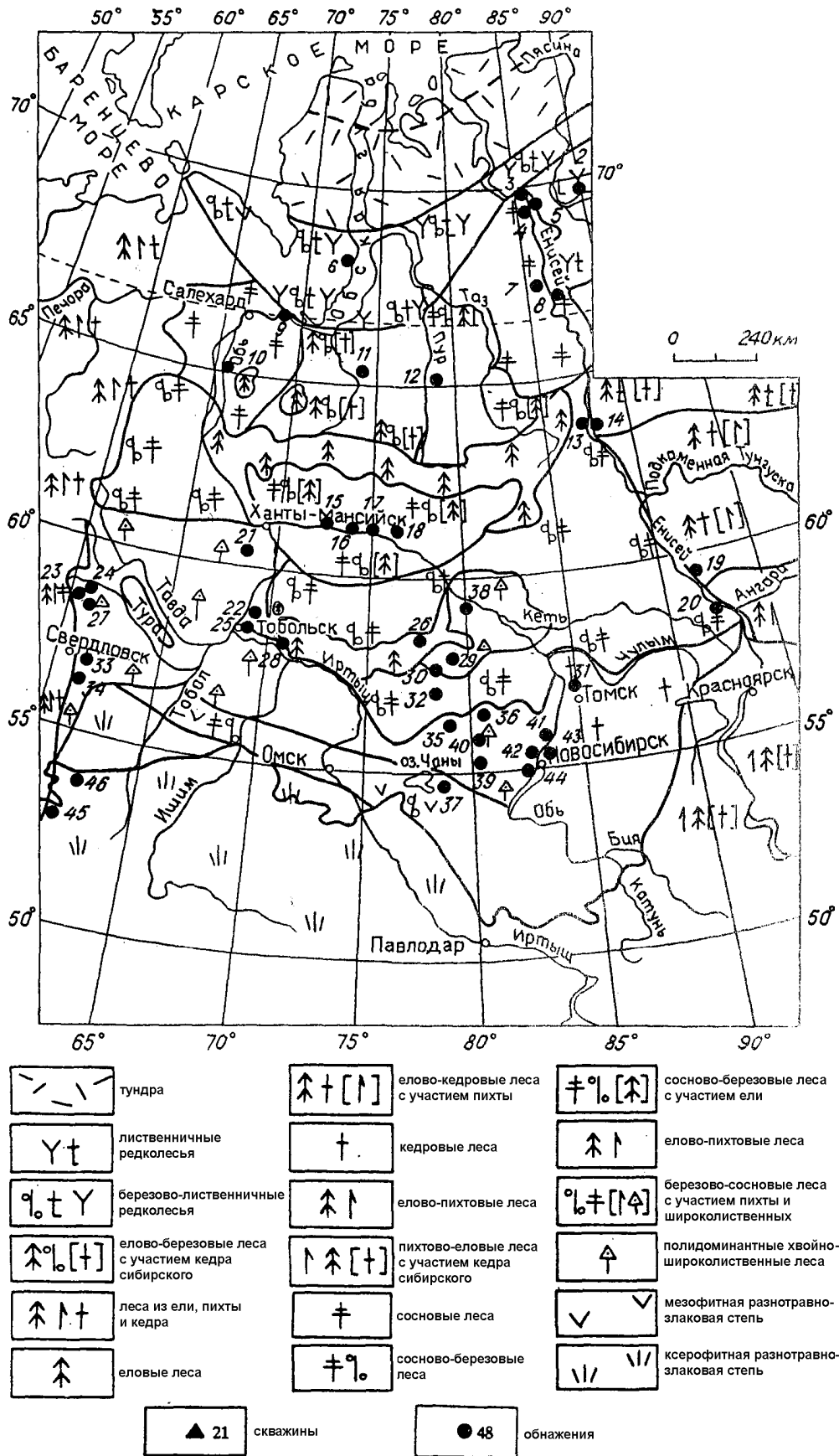


Рис. 4.6. Карта-схема растительности атлантического оптимума голоцена (Архипов, Волкова, 1994)

На песчаных почвах речных террас сформировались интразональные сосновые леса, которые с этого времени не претерпевали существенных изменений (Бляхарчук, 2000). Максимальное распространение темнохвойных – кедра, пихты, ели и широколиственных пород – липы, дуба, вяза пришлось на конец атлантического – начало суббореального времени (6000 – 4500 лет назад).

На юге Западно-Сибирской равнины в климатический оптимум доминировали мезофитные и ксерофитные разнотравно-злаковые степи (рис. 4.6).

Болотообразование и торфонакопление. Понижение теплообеспеченности и увлажнения Западно-Сибирской равнины в первой половине атлантического периода вызвало уменьшение линейной скорости торфонакопления. Потепление и увеличение влажности во вторую половину атлантического периода вызвало новую волну усиления болотообразовательного процесса, который в подзонах северной, средней и южной тайги из локального превратился в локально-региональный: усилилась трансгрессия болот из очагов заболачивания на окружающие территории. Центры заболачивания, первоначально изолированные, но сравнительно близко расположенные, постепенно сливались между собой и превращались в обширные болотные системы. Средняя заторфованность территории возросла до 15 – 20 % (рис. 4.7).

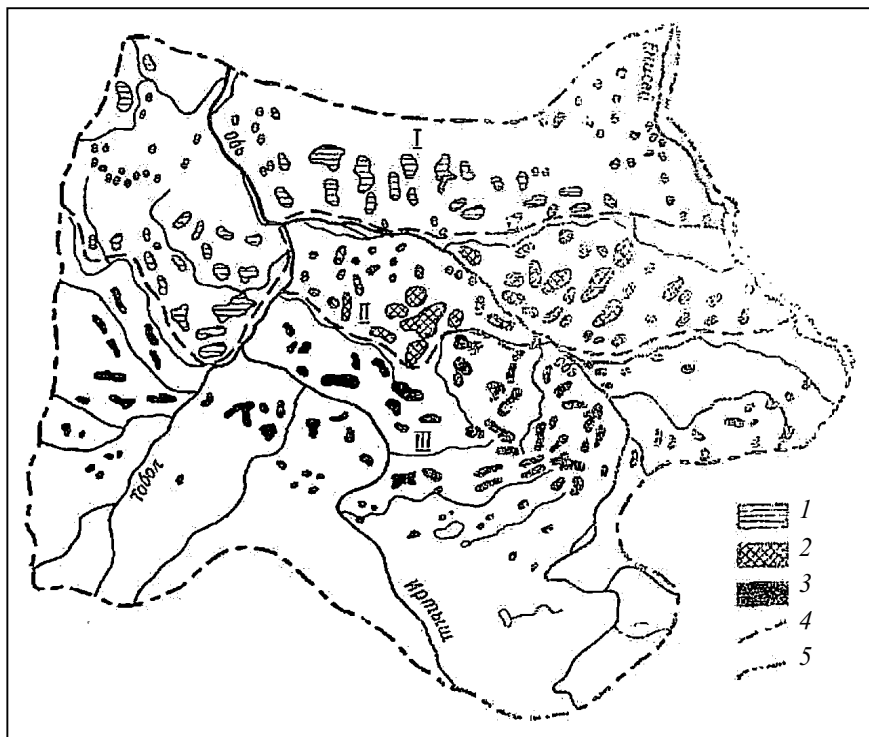


Рис. 4.7. Размещение болот в центральной части Западной Сибири в атлантическом периоде – 8000 – 4500 лет назад (Лисс и др., 2001). Провинции: I – северотаёжных бореально-атлантических слабовыпуклых олиготрофных сфагновых болот (1); II – среднетаёжных бореально-атлантических слабовыпуклых олиготрофных сфагновых, плоских мезотрофных и эвтрофных древесно-травяно-моховых и травяно-моховых (2); III – южнотаёжных бореально-атлантических плоских эвтрофных древесно-травяно-моховых, травяно-моховых и травяных (3). Границы: 4 – болотных провинций, 5 – центральной части Западной Сибири

На большей части современной таёжной зоны биогеоценозы эвтрофного травяно-мохового и древесно-травяно-мохового типа по мере накопления торфяной толщи и изменения в связи с этим водно-минерального режима развивались в мезотрофные и олиготрофные. В первой половине атлантического периода олиготрофные болота представляли

собой сочетания обводнённых биогеоценозов сфагнового, шейхцериево-сфагнового и осоково-сфагнового типа. Более дренированные биогеоценозы сосново-кустарничково-сфагнового типа ещё не имели широкого распространения. Обводнённые биогеоценозы травяно-мохового и мохового типа постепенно развивались в биогеоценозы кустарничково-сфагнового, сосново-пушицево-сфагнового типа, наконец, в биогеоценозы наиболее дренированного сосново-кустарничково-сфагнового типа (рямы) или непосредственно в комплексы биогеоценозов грядово-мочажинного типа. Комплексы биогеоценозов грядово-мочажинного типа формировались и в результате дифференциации поверхности рямов на гряды и мочажины.

В атлантическом периоде в пределах современных границ северной тайги и северной части средней тайги формировались плоские болота, в основном представленные биогеоценозами олиготрофного сфагнового, травяно-сфагнового и сосново-кустарничково-сфагнового типов, в меньшей степени комплексами биогеоценозов грядово-мочажинного типа. В южной части средней тайги, наряду с биогеоценозами олиготрофных типов, значительные площади ещё занимали биогеоценозы мезотрофного и эвтрофного древесно-травяно-мохового, травяно-мохового и травяного типов. На болотах в южной тайге доминировали биогеоценозы эвтрофных древесно-травяно-моховых, травяно-моховых типов. Таким образом, в атлантическом периоде в северной тайге и на большей части средней тайги в основном завершилась трансформация болотных систем из эвтрофной и мезотрофной стадий в олиготрофную, в южной части средней тайги – из эвтрофной в мезотрофную. В южной тайге болота ещё оставались в эвтрофной стадии развития (рис. 4.7).

В атлантическом периоде процесс заболачивания охватил и современную территорию подтайги, где болота развивались в условиях относительно постоянного гидрологического режима, что подтверждается однообразным строением торфяной залежи и несущественными колебаниями ботанического состава и показателей свойств торфяных отложений, представленных в основном низинным осоково-гипновым торфом.

Суббореальный период (5000 – 2500 лет назад). Климат суббореального периода в целом был близок к современному. В течение этого периода наблюдались холодные и влажные фазы, чередующиеся с потеплениями (см. рис. 4.3). В периоды потеплений средние температуры января и июля имели существенные различия (табл. 4.3).

Таблица 4.3

Температурные условия суббореального периода (по Волковой и др., 1989)

Фазы климата	Средние температуры, °С		Среднегодовое кол-во осадков, мм
	января	июля	
Похолодание	-21 ... -25	13 ... 15	350 – 400
Потепление	-19 ... -24	до 17	до 500

Холодные и влажные фазы приходятся на рубежи 4870 и 3840 лет назад. В периоды похолодания температуры июля в низовьях Оби были ниже современных на 2 – 1,5 °С, а января – на 3 °С. Количество осадков сокращалось на 100 мм (Архипов, Волкова, 1994). Фазы похолодания разделялись потеплениями, наиболее заметное потепление проявилось на рубеже 3500 лет назад, известное как суббореальный термический оптимум (Архипов, Волкова, 1994). Температура июля в оптимум на широте 66 – 56° с.ш. (Ишим, Омск, Барабинск, Колывань и др.) была близка к современной (16 – 20 °С). К северу она повышалась, и отклонения июльских температур от современных достигали к северу от 66° с.ш. 2,5 – 3 °С. Отклонения январских температур были в пределах 0 – 1 °С.

Состав растительности и южная граница лесной зоны изменялись за колебаниями климата: в периоды потеплений в составе растительности увеличивалась роль широколиствен-

ных пород – липы, дуба, вяза в долинах рек (особенно в термический оптимум). Южная граница леса в фазы похолоданий мигрировала к югу на 200 – 300 км. На рубеже 4500 лет назад во время похолодания на севере равнины в зоне современной тундры исчезли леса и распространились березовые редколесья с кустарничковыми березами, ольховником, верескоцветными. В центральной части равнины леса сохранились, но в их составе резко уменьшилось участие кедра, исчезла пихта. Позднее, при потеплении климата, пихта вновь получила широкое распространение и по долинам рек продвинулась на север почти до 66°30' с.ш. (Волкова, Левина, 1982).

Во вторую половину суббореального периода (4000 – 3000 лет назад) северо-таежные леса занимали всю территорию современной северной и большую часть средней тайги. Южная граница их проходила примерно по 63° с.ш. Южнее еловых лесов располагались березово-сосновые леса. Кедровые формации разместились в предгорьях Салаира и Алтая. Лесостепь заняла современную зону степей, последняя располагалась за пределами Западно-Сибирской равнины, в Казахстане. К концу суббореального периода в лесах южных районов равнины сократилась роль широколиственных пород (от 4,5% в оптимуме голоцена до 0,5 % в суббореале), кроме липы, которая занимала тот же ареал, что и в атлантический период (Волкова, Левина, 1982).

Болотообразование и торфонакопление. Болотообразовательный процесс, несмотря на довольно существенные климатические изменения, в силу саморазвития болотных систем стал общерегиональным явлением. Он охватил водораздельные равнины, высокие и низкие террасы, поймы рек. Например, в средней тайге заторфованность возросла с 30 до 40 %, в южной – с 20 до 30 %, в подтайге – с 10 до 20 %. Увеличение теплообеспеченности отразилось лишь на уменьшении скорости линейного прироста торфа и увеличении его степени разложения (см. рис. 4.5).

В северной тайге широкое распространение получили комплексы биогеоценозов озерково-грядово-мочажинного типа, в средней тайге – грядово-мочажинного типа. В южной тайге значительные площади ещё были заняты болотными биогеоценозами мезотрофного и эвтрофного древесно-травяно-мохового типа. На болотах подтайги существенно расширились площади, занимаемые биогеоценозами эвтрофного осоково-гипнового типа, постепенно вытеснившие болотные биогеоценозы травяных типов (рис. 4.8).

С суббореальным периодом связано появление очагов заболачивания и в лесостепи, несмотря на неблагоприятные для этого процесса соотношения элементов водного и теплового балансов. Причинами развития болотообразовательного процесса на этой территории послужило наличие бессточных малодренированных пространств с разнообразными отрицательными формами рельефа. Высокая степень засоленности лёссовых, глинистых и песчаных грунтов обусловила начало заболачивания исключительно с эвтрофной стадии. Обширные депрессии, заполненные слабо минерализованными водами, стали местами образования вогнутых эвтрофных травяных болот (займищ), в которые в настоящее время вкраплены сильно выпуклые олиготрофные сосново-кустарничково-сфагновые острова (рямы). В развитии займищ выявлена чёткая закономерность: нередко наблюдалось опреснение отдельных, наиболее обводнённых участков, затем начиналось постепенное вытеснение эвтрофных видов мезотрофными и олиготрофными. Формирование рямов среди займищ намечилось преимущественно в суббореальном периоде. Оно происходит и в настоящее время.

Противоположный случай представляет собой заболачивание депрессий и водоёмов с высокой концентрацией солей. Здесь обычно образовывались болота, покрытые тростником с солончаковой растительностью по периферии. В южной части лесостепи, где прирост торфа ничтожен и нет изоляции от воздействия сильно минерализованных грунтовых вод, в развитии займищ доминирует стадия осоковых кочкарников, иногда подвергающихся ос-

тепнению. В её северной половине осоковые кочкарники сменялись осоково-сфагновыми болотами, на которых господствуют корневищные осоки. В небольших плоских западинах формировались колючные болота. В некоторых из них, благодаря прогрессивному обводнению и опреснению, появлялись небольшие сфагновые сплавины из *Sphagnum teres* и образовывались условия для перехода болот из эвтрофной стадии развития в мезо- и олиготрофную стадии (Лисс и др., 2001).

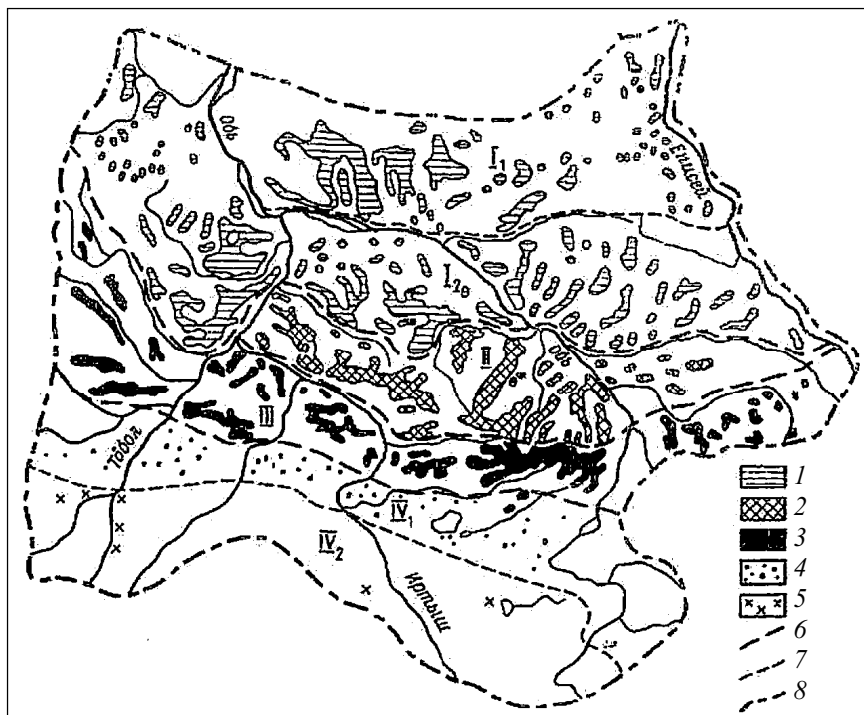


Рис. 4.8. Размещение болот в центральной части Западной Сибири в суббореальном периоде – 4500 – 2500 лет назад (Лисс и др., 2001). Провинции: I₁ – северотаёжных бореально-атлантических выпуклых олиготрофных озерково-грядово-мочажинных, грядово-мочажинных и сосново-кустарничково-сфагновых болот (1); I₂ – среднетаёжных бореально-атлантических выпуклых олиготрофных грядово-мочажинных и сосново-кустарничково-сфагновых (2); II – южнотаёжных бореально-атлантических выпуклых олиготрофных сфагновых, плоских мезотрофных древесно-травяно-моховых и травяно-моховых, эвтрофных древесно-травяно-моховых, травяно-моховых и травяных (3); III – подтаёжных атлантико-суббореальных плоских эвтрофных травяно-моховых (4); IV – лесостепных атлантико-суббореальных вогнутых эвтрофных травяных болот (5). Границы: 6 – областей, 7 – провинций, 8 – центральной части Западной Сибири

Начиная с суббореального периода, наметилась тенденция оформления современной территориальной дифференциации болотных систем. Леса по соотношению пород в древесном ярусе тоже приблизились к современным. В северной и средней тайге в составе древостоев возросло присутствие сосны и кедра, в южной тайге – кедра, в подтайге сохранилось господство сосново-берёзовых лесов. В лесостепи начали формироваться сосново-берёзовые редколесья.

Субатлантический период. За последние 2500 лет на планете, как и в Западной Сибири, происходили неоднократные колебания климата. Похолодания отмечались на рубежах 2370±70, 1400 – 1200 и 600 – 800 лет назад. На севере и в центральной части Западной Сибири периоды похолоданий приводили к понижению температуры июля на 2 и 1,5 °С соответственно. Отклонение температур января шло в таком же направлении. Среднегодовая сумма осадков была выше на 100 мм.

В субатлантическом периоде отмечался малый климатический оптимум (1000 – 1100 лет назад), когда среднегодовая температура воздуха в центральной части равнины была выше на 1 – 1,5 °С, а количество осадков примерно равное их современному значению.

Наиболее сильным было похолодание около 600 – 800 лет назад (600 – 700 лет назад по Климанову, Никифоровой, 1982), известное как малый ледниковый период и имевшее глобальный характер (см. главу 3, разд. 3.7.2).

В периоды потеплений в центральной части равнины широко распространялись кедровые, кедрово-березовые леса с участием широколиственных пород по долинам рек. На юге лесной зоны произрастали березовые и сосново-березовые леса с участием ели и пихты, а на крайнем юго-востоке – пихтовые (Бляхарчук, 2000). Кроме того, здесь росли березово-сосново-лиственничные леса.

Ухудшение климата вызвало обеднение состава древесной растительности на севере равнины (Волкова, Левина, 1982), на юге – обусловило распространение березово-сосновых редколесий с кустарничковыми березами. Современные сосново-березовые лесостепи появились примерно 550 лет назад, что, возможно, отражает наступление нового цикла, вызванного потеплением и аридизацией.

Палинологические данные по Барабе позволили В.С. Волковой (1994) составить детальную климатическую кривую для Западной Сибири и установить 10 тысячелетних ритмов, по объему отвечающих подзонам шкалы Блитта – Сернандера (см. табл. 1.1). Каждый ритм включает четыре фазы – две холодные (влажная и сухая) примерно одинаковой продолжительности (250 – 300 и 200 – 300 лет) и две теплые. Около 200 лет длилась теплая и влажная фаза, теплая и сухая – более продолжительна. Каждое потепление в целом охватывало 500 – 600 лет. Эти данные хорошо согласуются с материалами, полученными для Шотландии и Финляндии, а также с данными Е.В. Максимова (1986), установившего в каждом 1850-летнем ритме по четыре интервала (ХВ, С, ТС и ТВ) примерно той же продолжительности, что и в Западной Сибири.

Болотообразование и торфонакопление. Динамика климатических условий в субатлантическом периоде менее всего проявилась в тенденциях болотообразовательного процесса в пределах таежной зоны (рис. 4.9).

В северной и средней тайге болотообразовательный процесс сохранил направленность в сторону увеличения площадей, занимаемых биогеоценозами более обводненными. В южной тайге продолжился процесс трансформации биогеоценозов эвтрофного и мезотрофного типов в биогеоценозы олиготрофного типа. Одновременно биогеоценозы дренированного сосново-кустарничково-сфагнового типа вытеснялись более обводненными комплексами биогеоценозов грядово-мочажинного типа. В подтайге перелом в развитии болот намечился в середине субатлантического периода. К этому времени слои торфяных отложений достигли 2,5 м и создались условия для перехода болот в стадию атмосферного питания: биогеоценозы эвтрофного осокового и осоково-гипнового типа постепенно трансформировались в биогеоценозы мезотрофного осоково-сфагнового, сфагнового и, наконец, сосново-кустарничково-сфагнового типа. Современная тенденция в развитии подтаёжных болот – дальнейшая олиготрофизация. На протяжении второй половины голоцена средняя заторфованность в этой зоне возросла с 17 до 25 % (Лисс и др., 2001).

В лесостепи сохраняется тенденция трансформации эвтрофных травяных болот (займищ) в олиготрофные сосново-кустарничково-сфагновые (рямы).

Примерно 300 лет назад начался современный этап, характеризующийся общим потеплением и аридизацией климата (Жуков, 1977). Е.Д. Лапшина (2003) указывает, что в настоящее время на юге лесной зоны Западно-Сибирской равнины наблюдается уменьшение водности болот, что выражается в залесении ранее открытых торфяников и др.

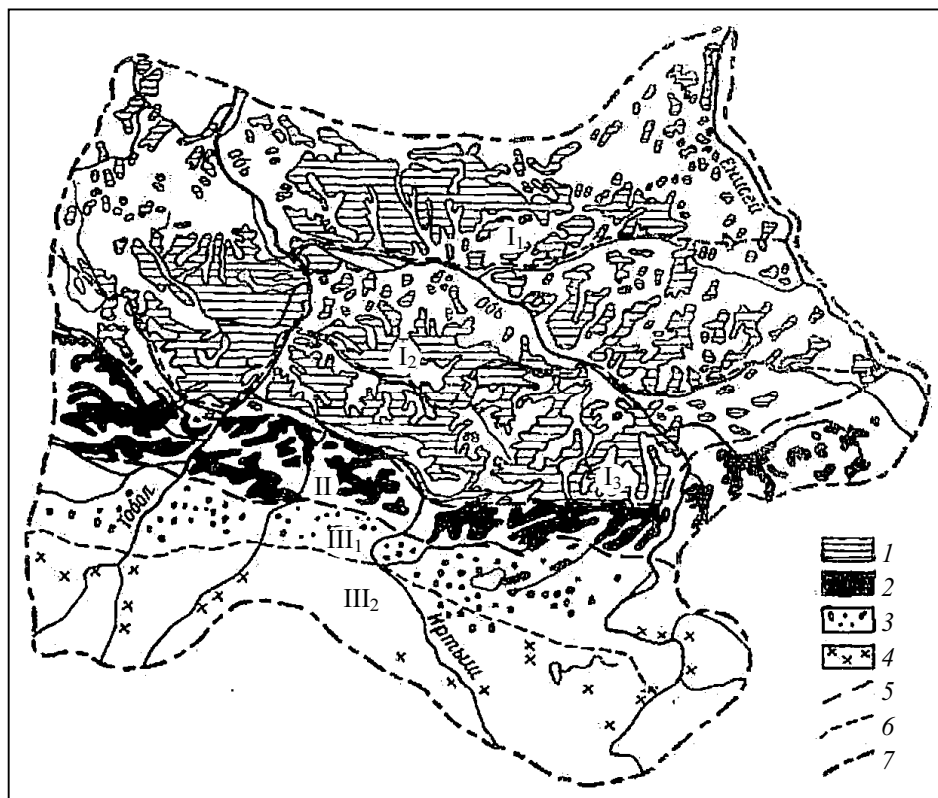


Рис. 4.9. Размещение болот в центральной части Западной Сибири в субатлантическом периоде – 2500 лет назад – настоящее время (Лисс и др., 2001). Области: I, II – таёжных бореально-атлантических выпуклых олиготрофных моховых (сфагновых) болот активного заболачивания; I₁ – северотаёжных бореально-атлантических олиготрофных озерково-грядово-мочажинных и сосново-кустарничково-сфагново-кладониевых; I₂ – среднетаёжных бореально-атлантических олиготрофных грядово-мочажинных и сосново-кустарничково-сфагновых болот; I₃ – южнетаёжных бореально-атлантических олиготрофных сосново-кустарничково-сфагновых и грядово-мочажинных, мезотрофных и эвтрофных сосново-берёзово-осоково-гипновых (или сфагновых); II – подтаёжных атлантических эвтрофных осоково-гипновых болот с рядами; III – лесостепных атлантико-суббореальных эвтрофных травяных. Границы: 5 – области, 6 – провинций, 7 – центральной части Западной Сибири

Последнее существенное похолодание климата 600 – 800 лет назад, известное как малый ледниковый период, зафиксировано в различных источниках, что позволяет охарактеризовать особенности его проявления на территории Западно-Сибирской равнины.

4.2. Малый ледниковый период

МЛП явился одним из кратковременных похолоданий климата в истории Земли. Переход к нему наметился после климатического оптимума. В разных регионах северного полушария переход к МЛП происходил не одновременно (Глава 3). Из всех элементов природной среды климат изменяется быстрее всех остальных. Рельеф, почвы, растительность – это компоненты, более устойчивые к изменениям, и реагируют они только на длительные климатические изменения (Авенариус, Муратова, 1978). МЛП не привел к существенному изменению ландшафтов, но тем не менее проявился достаточно ярко. Признаков похолодания в это время было несколько: увеличилась ледовитость Северной Атлантики и морей Азиатского сектора Арктики, понизилась среднегодовая температура воздуха, раньше замерзали и позднее вскрывались реки, граница многолетней мерзлоты продвинулась к югу, в это же время сезонная глубина протаивания грунтов уменьшилась, отмечался рост ледников.

Прежде чем рассмотреть признаки проявления МЛП на Западно-Сибирской равнине, необходимо охарактеризовать его влияние на европейский сектор Арктики, поскольку природные условия равнины весьма сильно зависят от последнего.

Усиление ледовитости арктических морей (евроазиатский сектор Арктики). Наиболее ярко проявление МЛП выразилось в росте ледовитости арктических морей. Имеется немало свидетельств увеличения ледовитости арктических морей европейского сектора Арктики. Льды у побережья Исландии и Гренландии отсутствовали до X – XI вв. Но в XIV в. площадь их в Северной Атлантике увеличивается, и льды достигают 60° с.ш. В XV – XVI вв. наблюдается некоторое отступление паковых льдов. В XVII – XIX вв. отмечалось наибольшее распространение льдов у побережья Гренландии (рис. 4.10). Льды огибали юг острова, и граница их смещалась вдоль юго-западного побережья на север, где до этого времени они не встречались.

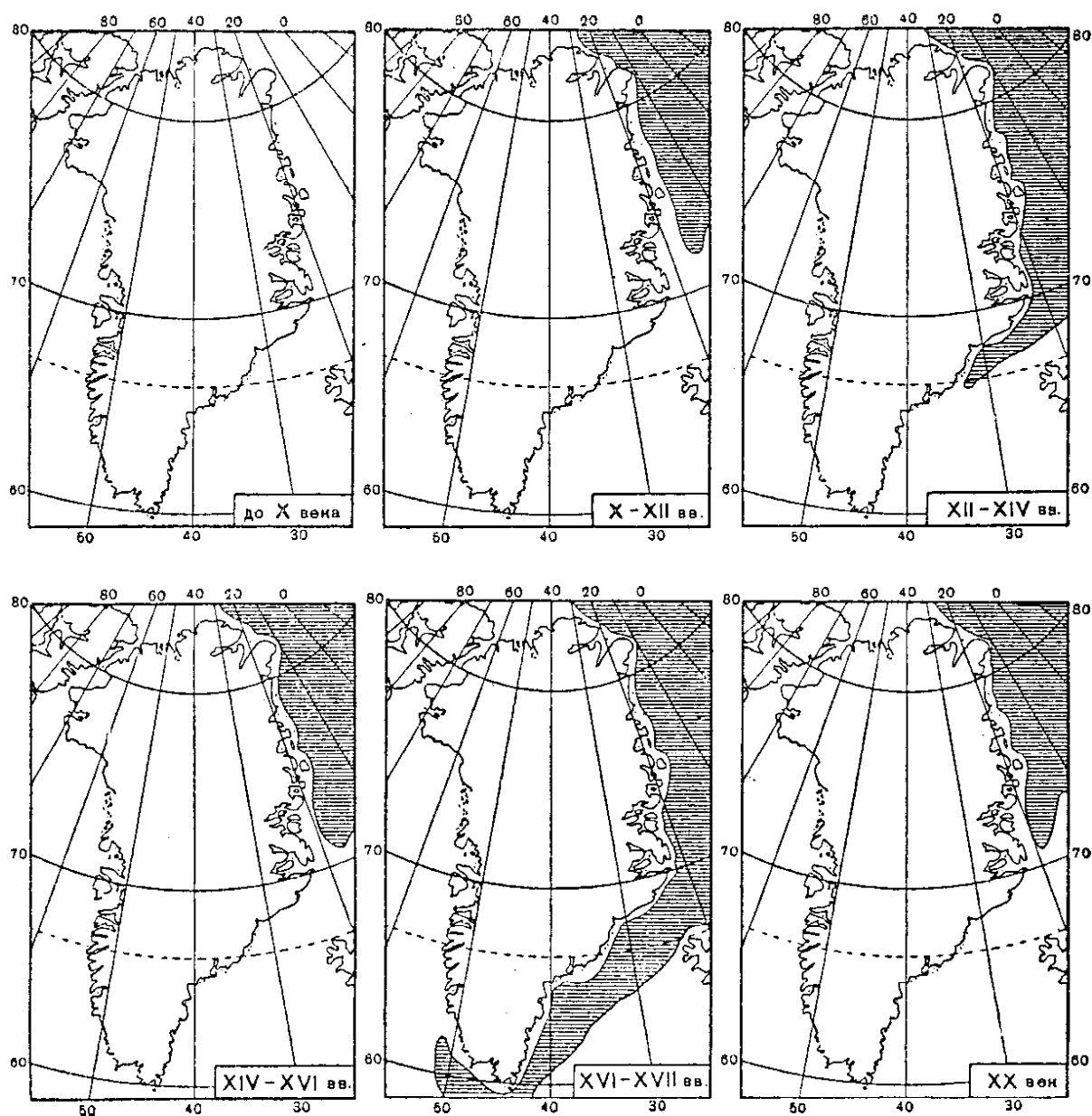


Рис. 4.10. Изменение ледовитости Гренландского моря за историческую эпоху: по Л. Коху (Бадигин, 1956; Шнитников, 1957)

Особенно значительное увеличение площади ледового покрова отмечалось с начала XVII в. Исландские берега были блокированы льдом до 16 недель в году в начале XVII столетия; в период с 1740 по 1750 г. – от 18 до 19 недель; в 1780 – 1800 гг. – около шести месяцев (Монин, Шишков, 1979). Изменение ледовой обстановки у берегов Гренландии подробно описано Л. Кохом (Бадигин, 1956; Шнитников, 1957). В конце XVIII в. сложная ледовая обстановка являлась причиной множества кораблекрушений (Твинг, 1953).

Русскими мореплавателями (поморами) было положено начало в освоении Полярного бассейна. В XIV и XV вв. ледовая обстановка благоприятствовала плаваниям поморов к западу от Северной Двины, в результате морской путь устья этой реки в Западную Европу становится настолько хорошо известен, что вслед за русскими им стали пользоваться датчане (История..., 1956). Осваивается и морской путь из Северной Двины на восток к Железным Воротам (пролив Карские Ворота), на морские острова и на Новую Землю (История..., 1956). Также ледовые условия в районе Шпицбергена в конце XV в. благоприятствовали судоходству, что способствовало его открытию и освоению (Фрумкин, 1957: История..., 1956; Обручев, 1964).

В XVI в. относительно благоприятные ледовые условия способствовали регулярным плаваниям русских через Карское море в Обь и далее в Мангазею (Боднарский, 1926; Визе, 1934; Английские..., 1938; Берг, 1943; Копылов, Полевой, 1968; Буторин, Воробьев, 1970; Архипов и др., 1992; Старков, 2001). В первой половине XVII в. ледовые условия были крайне нестабильными для плавания, благоприятные и неблагоприятные фазы сменяли одна другую (Старков, 2002). Тем не менее в первой четверти столетия предполагается освоение русскими промышленниками северных берегов Таймырского полуострова, о чем свидетельствуют найденные в 1940 г. на острове Фаддея и на берегу залива Симса вещи погибшей здесь экспедиции (Визе, 1948; Окладников, 1957; Сидоров, 1957).

Со второй половины XVII в. количество плаваний в северных морях заметно уменьшилось. Причины прекращения плавания состояли не только в оскудении запасов пушного зверя, уменьшении запасов «заморского рыбьего зуба», но и вследствие того, что складывались более тяжелые ледовые условия в арктических морях (Карелин, 1947; Старков, 2002). В конце XVII и начале XVIII в. льды почти постоянно блокировали и побережье Сибири. Сплошной лед явился преградой для экспедиции Д. Вуда в 1676 г. (Боднарский, 1926). Хотя отмечались и годы с благоприятной ледовой обстановкой. Так, в 1664 г. Флагманн нашел совершенно чистое море к северу и востоку от Новой Земли (Литке, 1948). К началу XVIII в. каботажное плавание, по-видимому, совершенно прекратилось (Карелин, 1947). Ухудшение ледовой обстановки в Баренцевом и Карском морях в начале XVIII в. осложнили работу отрядов Великой Северной экспедиции. В период с 1734 по 1736 г. Обь-Енисейскому отряду под руководством Д.Л. Овцына льды препятствовали выходу из устья Оби, пройти из устья Оби в устье Енисея отряд смог лишь в 1737 г. (Лесгафт, 1913; Визе, 1940б). Другие восточные отряды Великой Северной экспедиции также столкнулись со сложными ледовыми условиями.

Плавания на Новую Землю в начале XIX в. сопровождалась сложностью ледовой обстановки: неудачная экспедиция А. Лазарева в 1819 г.; Ф.П. Литке в 1821 – 1823 гг.; П.К. Пахтусова в 1832 – 1833 гг. (Визе, 1934; Черняковский, 1957).

На основе анализа материалов по истории освоения морей Северного Ледовитого океана Т.Н. Жилиной (2004) построена карта-схема распространения средней границы паковых полей (август) для Баренцева и Карского морей на XVIII – первую половину XIX в., где также отмечена и граница льдов на 1985 г. согласно Атласу Арктики (1985). Карта подтверждает изменение ледовитости в морях и указывает на большее распространение льдов в XVIII – первой половине XIX в. по сравнению с 1985 г. (рис. 4.11).

Со второй половины XIX в. в Арктике отмечалось потепление.

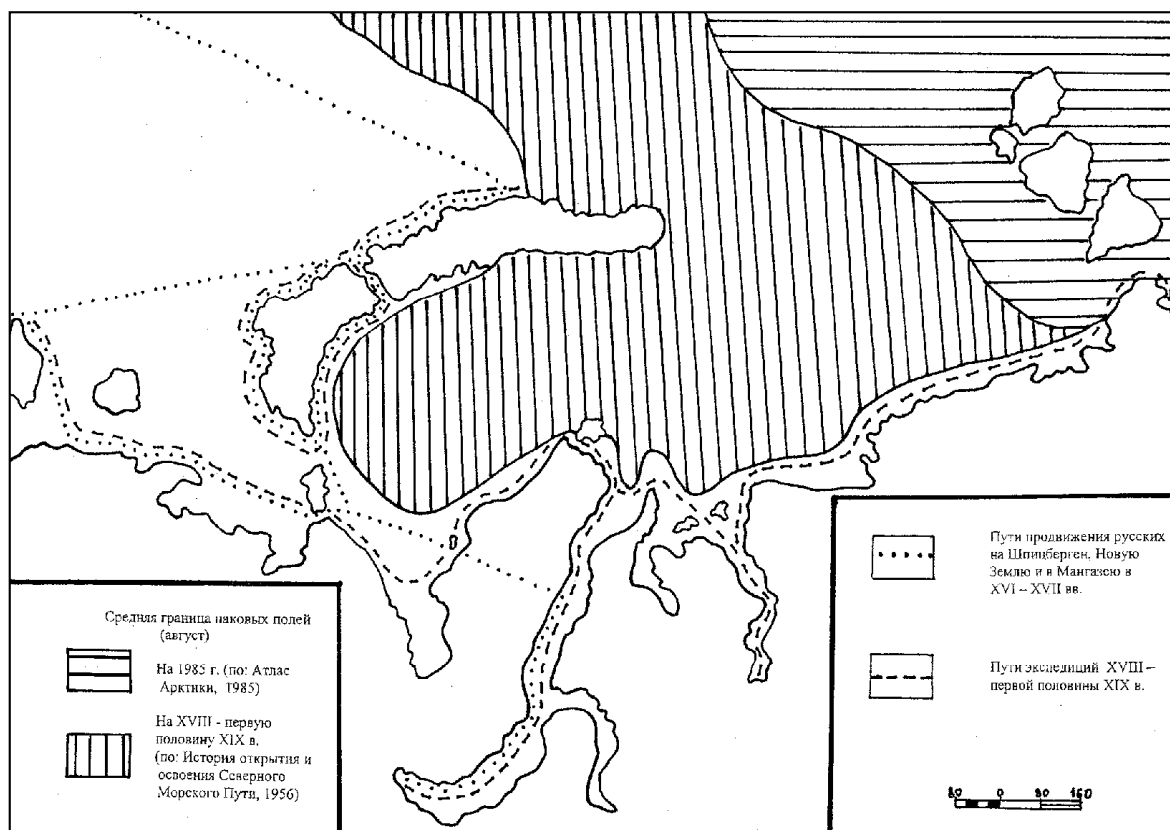


Рис. 4.11. Изменение ледовитости Карского и Баренцева морей (Жилина, 2004)

Температурный режим. О температуре воздуха в Западной Сибири в МЛП данных немного, так как систематических наблюдений в то время не велось, имеются только разрозненные замеры и косвенные данные (сообщения путешественников, крестьян о неурожайных годах и пр.). По этим данным трудно в деталях выявить особенности погодных условий МЛП, но, дополнив их другими источниками информации, можно воссоздать общую картину.

Первая попытка проведения систематических метеорологических наблюдений в Сибири была сделана в 1730 г. по заданию участников Великой Северной экспедиции (Хргиан, 1959; Слуцкий, 1998). Наблюдателями за погодой были назначены в Тобольске «боярский сын» Яков Миревич, в Томске – казак Петр Саломатов (Тихомиров, 1929; Слуцкий, 1998). Результаты наблюдений, к сожалению, не сохранились.

В МЛП выделяется три фазы, различающиеся по тепло- и влагообеспеченности и особенностям сезонов: 1) нисходящая ветвь (от тепла к холоду) – 1550 – 1600 гг.; 2) ядро – 1600 – 1800 гг.; 3) восходящая ветвь (от холода к теплу) – 1800 – 1850 гг. (Малолетко, 2003).

Во вторую фазу МЛП понижение температуры в Западной Сибири коснулось как ее зимних, так летних и среднегодовых значений. Январская температура воздуха в 1772 г. в Томске, по наблюдениям И.П. Фалька (1854), была значительно ниже, чем средняя за период наблюдений 1881 – 1960 гг., составляющая $-19,2$ °С (Фальк, 1854, С. 539; Справочник по климату, 1965б).

Третья фаза отличалась нестабильностью условий и резкими их колебаниями. Г. Спасский (1814, с. 85) отмечал суровость зимы 1811 г., когда в январе температура значительно колебалась от $-18,8$ до -50 °С. О необычно рано наступившей весне в Барнауле упоминали в 1822 г. К.Ф. Ледебур, а в 1826 г. – А.А. Бунге (Ледебур и др. 1993, с. 157). На

неустойчивость зим в переходный период указывают следующие сведения: в Ишимском округе Тобольской губернии зима 1823 г. была одной из жестоких – до 37° по Реомюру (–46,25 °С), хотя зима следующего 1824 г. относится к числу умеренных. В 1837 г. зима отличалась поздним началом, и до половины декабря ездили на колесах. Летние температуры в переходный период были несколько выше, чем в среднем за период наблюдений 1881 – 1960 гг., когда отмечалась температура 17,4 °С (Черняковский, 1843). В Барнауле температура в июне 1812 г. колебалась от 25 до 37,5 °С (Спасский, 1814). Высокая осенняя температура 1842 г. отмечена в Салаире 9 сентября, когда термометр показывал 18° в тени. Для этого времени года высокой температура была и на Убинских равнинах (Чихачев, 1974, с. 351).

Таким образом, в переходное время (от холода к теплу) январские температуры воздуха были ниже, чем в среднем за последующий период наблюдений, в северных районах они были ниже на 1,8 – 3,1 °С (Миддендорф, 1862).

Изменение температуры в сторону снижения оказало влияние на режим рек, которые, по выражению А.И. Воейкова, являются продуктом климата.

Ледовый режим рек. Возникновение, развитие и разрушение ледяных образований на реках в основном зависит от температуры воздуха, поэтому сведения о ледовом режиме рек могут быть использованы для реконструкции сроков сезонов года.

Режим рек в зимний сезон имеет специфический характер, связанный с переходом части, а в некоторых случаях и всех русловых масс воды из жидкой фазы в твердую. Формы и продолжительность становления, существования и разрушения ледяного покрова в сочетании с изменениями уровней, расходов воды и тепловых запасов представляет сложный комплекс явлений, резко выделяющих зимний сезон среди остальных сезонов года. Зимний сезон на реках рассматривается как их режимное состояние, свойственное холодной части года. Реки равнинной территории Западной Сибири по зимнему режиму относятся к группе рек с устойчивым ледоставом (Панов, 1960).

Разновременность вскрытия больших рек определяется климатическими, гипсометрическими и гидрологическими факторами, в число которых входит характер и размер питания грунтовыми водами. Для рек, протекающих в меридиональном направлении, первостепенное значение имеет климатический фактор, для водотоков, стекающих с больших высот, – гипсометрический (Панов, 1960). За рассматриваемый период времени (1550 – 1850 гг.) самый продолжительный ряд наблюдений за вскрытием и замерзанием рек имеет р. Обь у Барнаула – 1750 – 1800 гг. и 1837 – 1850 гг. Для более раннего периода времени имеются отрывочные сведения.

Сибирские летописи первой половины XVII в. содержат информацию о долгом (до середины лета) лежании снега в низовьях и устье Оби (Полное собрание..., 1987). В мае 1675 г. экспедиция Н.Г. Спафария встретила препятствие во льдах на Оби в районе современного г. Ханты-Мансийска (Спафарий, 1960. С. 42 – 45). В 1734 г. отряд Великой Северной экспедиции под руководством Дмитрия Овцына достиг Обдорска (ныне Салехард) 11 июля, льды помешали дальнейшему продвижению, 21 сентября встала Обь у Обдорска (История открытия..., 1956), что раньше среднего на 38 дней (Ресурсы..., 1975).

Сведения по вскрытию и замерзанию рек на территории Российской империи, собранные К. Веселовским (1857) и М.А. Рыкачевым (1886), использованы Т.Н. Жилиной для построения графиков вскрытия и замерзания рек Западной Сибири. Кроме того, проведено сравнение со средними значениями дат замерзания и вскрытия рек за последующие периоды наблюдений (рис. 4.12 и 4.13).

В замерзании рек Западной Сибири в МЛП отмечалась следующая тенденция: на юге Обь у Барнаула замерзала в сроки, примерно близкие к среднему значению за последующее

время наблюдений, при движении на север сроки замерзания рек становятся ранними. В результате предполагается, что осень в этих районах была несколько короче, а зима за ее счет была более продолжительна.

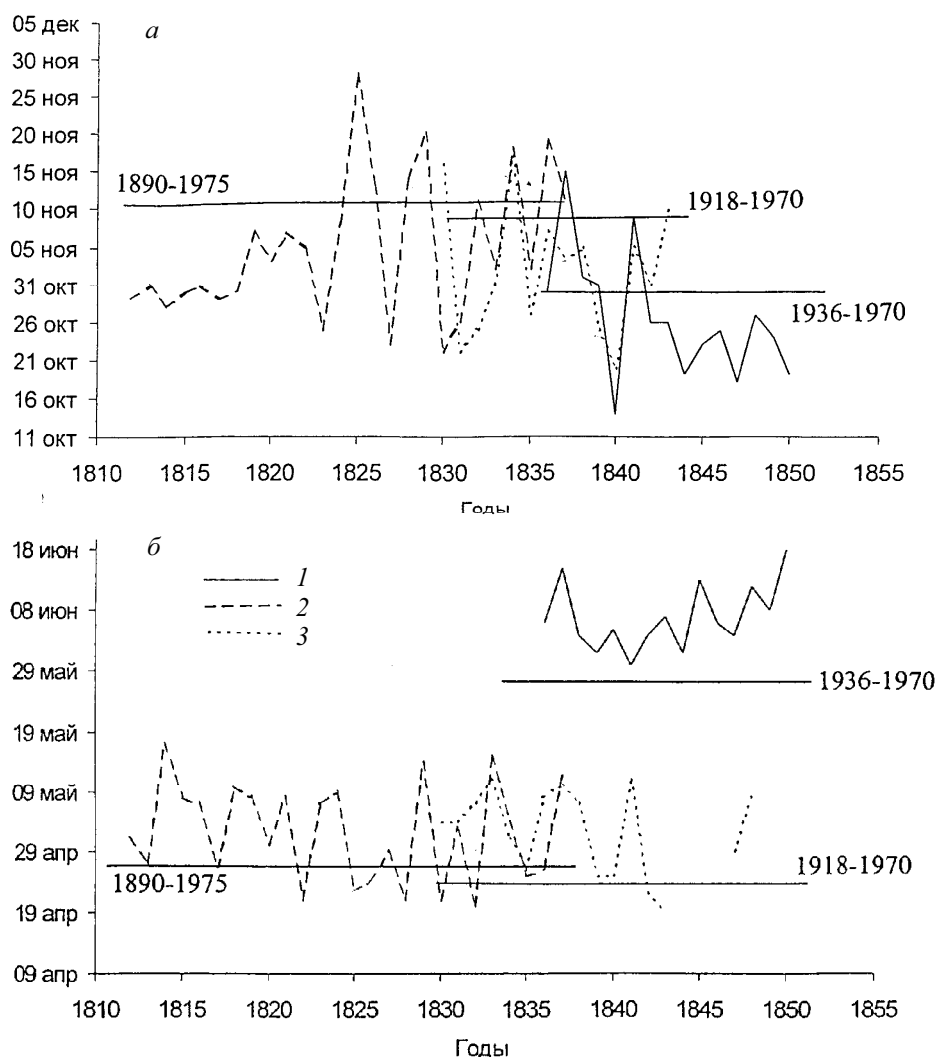


Рис. 4.12. Графики замерзания (а) и вскрытия (б) рек: 1 – Обь у Салехарда; 2 – Иртыш у Тобольска; 3 – Томь у Томска. Горизонтальная линия – средняя дата за указанные годы (по Веселовскому, 1857; Рыкачеву, 1886; Ресурсы..., 1975). Составила Т.Н. Жилина (2004)

На протяжении более 3000 км своего пути р. Обь течет к северу, разница в сроках вскрытия верховий и низовий (от Барнаула до Салехарда) обычно около 20 дней (Панов, 1960), по другим данным (Ресурсы..., 1975) – 36 дней. В табл. 4.4 представлены показатели за 1838 – 1850 гг. (в скобках отмечена разность во времени относительно среднего значения).

Исходя из данных, представленных на графиках и в таблице, можно высказать предположение, что на исходе МЛП разница в сроках вскрытия Оби у Барнаула и у Салехарда изменялась в довольно широких пределах. В результате можно сделать вывод, что для завершающей фазы МЛП было характерно более значительное понижение температуры воздуха на севере, что способствовало более позднему вскрытию рек, а на юге эти изменения были не столь значительны, хотя и отличались непостоянством.

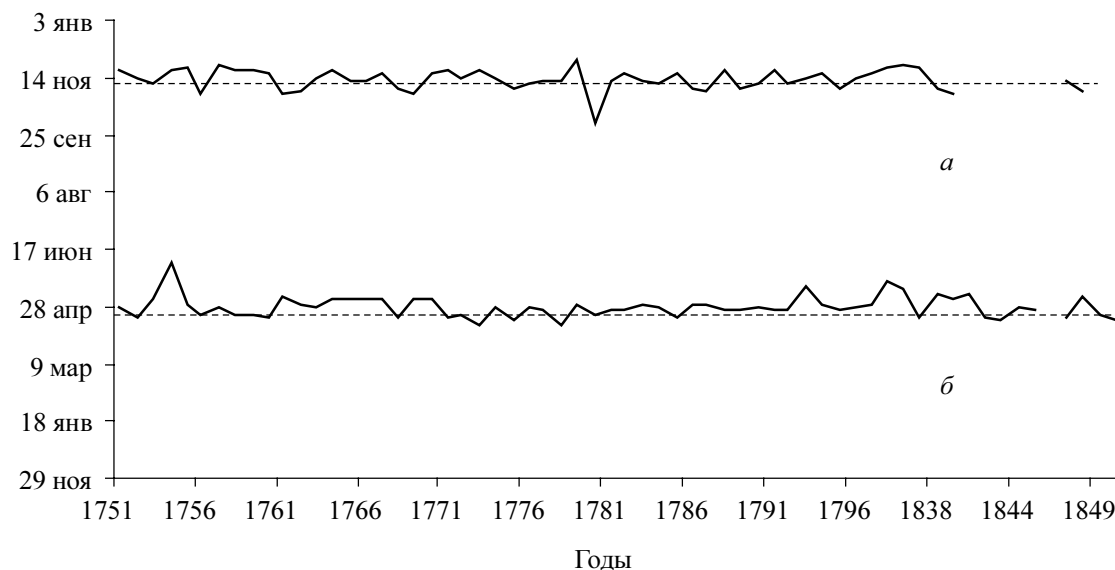


Рис. 4.13. Заморозание (а) и вскрытие (б) Оби у Барнаула и средние показатели за 1751 – 1849 гг. (горизонтальная линия) (по Веселовскому, 1857; Рыкачеву, 1886; Ресурсы., 1975)

Таблица 4.4

**Вскрытие Оби у Барнаула и у Салехарда и их разность в днях (Рыкачев, 1886).
Даты указаны по новому стилю**

Годы	Обь у Барнаула	Обь у Салехарда	Разность (дни)
1838	V/8 (позже на 17 дней)	VI/4 (позже на 8 дней)	27
1839	V/4 (позже на 13 дней)	VI/1 (позже на 5 дней)	30
1841	V/10 (позже на 19 дней)	V/30 (позже на 3 дня)	20
1842	IV/19 (раньше на 2 дня)	V/14 (позже на 13 дней)	25
1843	IV/16 (раньше на 5 дней)	VI/7 (позже на 20 дней)	31
1844	IV/27 (позже на 6 дней)	VI/1 (позже на 5 дней)	35
1845	IV/23 (позже на 2 дня)	VI/13 (позже на 17 дней)	41
1847	IV/19 (раньше на 2 дня)	VI/4 (позже на 8 дней)	46
1848	V/16 (позже на 5 дней)	VI/12 (позже на 16 дней)	37
1849	IV/21 (в те же сроки)	VI/8 (позже на 12 дней)	48
1850	IV/16 (раньше на 5 дней)	VI/18 (позже на 22 дня)	63
1893 – 1970	IV/21		37
1936 – 1970		V/27	

В МЛП наблюдалась дружная весна, которая приводила к интенсивному снеготаянию, что вызывало высокие половодья. Объясняется это глубоким промерзанием почвогрунтов в суровую зиму. Очевидно, в начале зимы снег ложился уже на мерзлую почву. Отчасти причиной могли быть заторные явления, которые возникали в тех случаях, когда в верховьях начиналось интенсивное половодье, а в среднем течении и в низовьях рек сохранялся ледостав. Наводнения происходили чаще в южных районах региона. Так, в мае 1793 г. Барнаульский и Павловский заводы сильно пострадали от большого наводнения рек Барнаулки и Касмалы (Юдин, 2001). Наводнения также отмечены в Томске в 1804, 1820, 1841 и 1843 гг. (Зайков, 1954).

Низкие зимние температуры вызывали не только глубокое промерзание почвогрунтов, но и более широкое развитие многолетней мерзлоты.

Режим атмосферных осадков. Отличительной особенностью МЛП являлась характерная динамика осадков. Сообщения о количестве осадков и их распределении по территории и во времени немногочисленны.

Многие сообщения содержат указания на многоснежность зим и засушливость летних сезонов (табл. 4.5):

Таблица 4.5

Примеры многоснежных зим и засушливых летних сезонов

Годы	События	Источник
Многоснежность зим		
1736	Сибирь	Татищев, 1950, с. 55
1784	Тобольское наместничество	Описание..., 1982, с. 307
1826	В Змеиногорске: «...здесь ежегодно выпадает много снега... что все улицы и дома...покрываются сугробами до верхушек крыши, и жителям приходится проделывать ходы в снегу»	К.Ф. Ледебур, 1993, с. 27
Засушливость летних сезонов		
1627	По сообщениям Тобольского воеводы	Шунков, 1946
1769	В Исетской провинции	Паллас, 1786 б, ч. 2
1772	В Далматовском и Шадринском округах	Кондрашенков, 1969, с. 97
1789	В Среднем Прииртышье	Кондрашенков, 1969, с. 233
1791	Тобольское наместничество	ТФ ГАТО Ф. 341, Оп. 1. Д. 150. Лл. 9 – 45
1795	Пространство от Тюмени до Рудного Алтая: «стояла летом такая засуха, что земля потрескалась, а трава и хлеб в поле совсем засохли, погибли»	Миненко, 1991, с. 13
1820 – 1825	Отмечалась особая засушливость как для Европейской территории России, так и Западной Сибири	Раунер, 1979

Особенности сезонов Западной Сибири в МЛП. Структура погод и особенности сезонов года в МЛП различались в зависимости от фаз МЛП. Для нисходящей ветви МЛП данных по температуре, режиму осадков и зимнему режиму рек для Западной Сибири нет. Но дендрологические, спорово-пыльцевые и изотопные данные фиксируют эту фазу в регионе. О синхронности проявления МЛП на европейской территории России и в Западной Сибири говорить сложно, но именно со второй половины XVI в. на Руси учащается количество экстремальных природных явлений и их непостоянство (раннее наступление холодов, суровость зим, поздние весны, наводнения и т.д.).

Для второй фазы МЛП свойственна максимальная суровость и относительная стабильность погодных условий сезонов. Осень отличалась ранним наступлением холодов, о чем свидетельствуют челобитные крестьян, жалующихся на неурожай хлеба. Причинами неурожая служило раннее наступление морозов и выпадение снега (Бояршинова, 1952; Описание..., 1982). В это время раньше замерзали реки. Вскрытие рек происходило позже как на севере, так и на юге. Зима была более длительной (за счет ее распространения в сторону весны и, реже, за счет раннего наступления холодов осенью), многоснежной и отличалась особой суровостью. О «студеной зиме» сообщается в челобитных томских крестьян в середине XVII в. Устойчивый снежный покров формировался раньше, чем в среднем за более поздний период наблюдений. В 1734 г., по наблюдениям С.П. Крашенинникова, в Томске устойчивый снежный покров установился 20 октября, что ранее на 10 дней, чем в среднем за более поздний период наблюдений (1838 – 1978 гг.). Весна была короткая, сдвинута в сторону лета, теплая, чем вызывала быстрое таяние снегов, о чём свидетельствуют многочисленные сообщения о высоких половодьях на реках (Зайков, 1954). Лето было непродолжительным, засушливым, часто даже жарким.

В третью фазу сезоны отличались нестабильностью погодных условий. Морозные зимы чередовались с относительно теплыми, характеризовались многоснежностью и нередкими суровыми буранами, продолжавшимися иногда в течение нескольких суток. Погодные условия весны также отличались нестабильностью. Весна наступала в это время (1800 – 1850 гг.)

несколько раньше, чем в «ядре» МЛП, но позже, чем ныне. Лето было жарким и часто засушливым. Особенно засушливыми были 1810 – 1812, 1820 – 1832 гг. (Раунер, 1979). Но в иные годы проявлялись черты, свойственные сути периода: летом выпадал иней или погода была холодная и дождливая. Осень отличалась ранним началом и довольно быстрым переходом к зиме. Санный путь в первой половине XIX в. устанавливался раньше, чем ныне. В 1842 г. П.А. Чихачев (1974) отмечал, что в начале сентября в Томске устанавливался санный путь. Контрастность метеоусловий в последующем в Западной Сибири проявлялась вполне определенно.

В столь суровых природных условиях МЛП происходили освоение Западной Сибири русскими и адаптация пришлого населения к условиям региона.

4.3. Колебания уровня степных озер

Периодические изменения климата в голоцене – чередование влажных и сухих фаз – сказывалось на уровне озер Западно-Сибирской равнины. Видимо, наиболее значительными эти колебания были в лесостепной и степной зонах, где сосредоточено большое число озер, достаточно равномерно распределенных по площади. Повсеместно преобладают небольшие мелководные озера с площадью зеркала до 1 км² и глубинами 1 – 3 м. Крупные озера, площадь зеркала которых более 100 км², сосредоточены в южных лесостепных и степных районах Обь-Иртышского и Иртыш-Ишимского междуречий (озера Чаны, Убинское, Кулундинское, Ик, Салтаим и др.). Водно-солевое питание озер осуществляется за счет атмосферных осадков, поверхностного и подземного стоков. Сведения о водном балансе некоторых наиболее крупных озер юга Западно-Сибирской равнины приведены в табл. 4.6.

Анализ табл. 4.6 показывает, что для большей части озер основным видом питания (особенно степных озер) являются атмосферные осадки, выпадающие в пределах бассейнов озер. Подобные результаты получены А.В. Шнитниковым (1957), В.Н. Адаменко и др. (1982).

Таблица 4.6

Водный баланс озер юга Западной Сибири по данным ГГИ, 1977 г. (Ресурсы..., 1991)

Озеро	Площадь, тыс. км ²		Составляющие водного баланса, мм					Подземный приток с водосбора		Расход подземного притока в озеро, м ³ /с
	Водосбора	Зеркала озера	Осадки на зеркало озера	Испарение с зеркала озера	Суммарный приток на зеркало	Поверхностный приток на зеркало	Подземный приток на зеркало	мм	л/с·км ²	
Бол. Бердюжье	0,007	0,001	440	650	210	67	143	30	0,95	0,007
Кулундинское	24,1	0,73	360	750	390	266	124	3,8	0,12	2,86
Тандово	1,2	0,09	440	600	160	160	0	0	0	0
Карачи	0,023	0,003	420	510	90	60	30	3,7	0,12	0,003
Чаны	23,6	2,0	415	635	220	220	0	0	0	0
Кучукское	3,2	0,18	360	600	240	165	75	4,2	0,13	0,42
Сартлан	2,0	0,24	440	610	170	119	51	6	0,19	0,38
Убинское	3,0	0,44	490	560	70	70	0	0	0	0
Эбейты	2,0	0,08	390	595	205	72	133	5,5	0,17	0,35
Шарбакты	0,1	0,007	300	840	540	31	509	33	1,06	0,11
Салтаим и Тенис	5,7	0,3	410	610	200	144	56	2,6	0,08	0,47
Силетитениз	23,4	0,78	380	730	350	180	170	5,6	0,18	4,18
Теке	4,2	0,27	385	700	315	128	187	12,0	0,38 ^x	1,57
Кызылкак	2,3	0,19	380	647	267	120	147	12,0	0,38	0,88
Жалаулы	2,4	0,14	370	665	295	126	169	10	0,32	0,77

Реконструкций колебания уровней озер степной зоны Западно-Сибирской равнины пока немного. Так, на основе изучения исторических материалов (конец XVII в. – середина XX в.) А.В. Шнитниковым (1949 – 1982), А.Г. Поползиным установлено, что водный режим их неустойчив. Колебания уровня озер имеют различную продолжительность: сезонные, годовые, кратковременные, внутривековые, вековые и многовековые (Шнитников, 1957). В 1987 г. Л.А. Орловой и В.А. Панычевым (1987) проведена палеогеографическая реконструкция озера Чаны в голоцене по данным радиоуглеродного датирования.

Озеро Чаны – крупнейший внутренний водоем Западно-Сибирской равнины. Это бессточное солоноватое озеро в Барабинской степи, расположенное в пределах Омской тектонической впадины. Чаны – реликтовое озеро в стадии деградации (Зятыкова, Лесных, 2004). Площадь озера варьирует от 1900 до 2600 км², глубина – до 10 м. Исследования Л.А. Орловой, В.А. Панычева показали, что в течение голоцена озеро Чаны испытывало неоднократные колебания уровня – регрессии и трансгрессии.

Наиболее древняя из регрессий относится к атлантическому периоду голоцена: проба торфа, характеризующая эту регрессию, датирована в 5530±210 лет. Уровень озера в это время был ниже современного не меньше чем на 2 м, видимо, единый бассейн озера Чаны распался на ряд изолированных друг от друга мелких, засоленных озер. О достаточно продолжительном низком положении уровня озера свидетельствуют и следы затопленных береговых линий, прослеживаемых по аэрофотоснимкам в районе острова Тюменский. Вторая регрессия совпадает с потеплением на рубеже суббореального и субатлантического периодов (см. рис. 4.3). Прослой гумусированной супеси, накопившийся во время регрессии, датируется интервалом времени от 2265±50 лет назад. Третья регрессия по времени совпадает с малым климатическим оптимумом голоцена, зафиксированным во многих районах Северного полушария в интервале времени 1000 – 1100 лет назад. Эта регрессия маркируется горизонтом торфяно-болотной почвы с датировками от 1035±40 до 1180±50 лет назад (субатлантический период).

Рассмотренные регрессии озера Чаны в голоцене чередовались с этапами высокого стояния уровня озера. Наиболее значительной из них была трансгрессия, датированная в 3170±30 лет назад, т.е. в суббореальный период. Уровень озера в это время был выше современного на 3,5 – 4,0 м и достигал абсолютной отметки 109,5 – 110,0 м. Подъем уровня вызвал затопление огромных пространств, прилегающих к современной озерной впадине. Во время этой трансгрессии озеро Чаны имело связь с озером Сартлан и обширной Сумы-Чебаклинской низменностью и образовало на ней ряд крупных озер.

Анализ строения разреза озерной террасы показывает, что это был последний этап высокого стояния уровня озера. Позже общая увлажненность территории снизилась, и уровень озера Чаны падает. Тем не менее на фоне постепенного обмеления происходило чередование эпох относительно высокого и относительно низкого стояния уровня озера. Выводы Л.А. Орловой и В.А. Панычева согласуются с данными работ А.В. Шнитникова, В.Н. Адаменко и др.

На фоне многовекового явления многоводности озер выделяется несколько внутривековых периодов колебания уровней степных озер. Такие явления, как «оскудение» (усыхание) и «смок» (обводнение), были давно отмечены местным населением. Продолжительность таких циклов от максимума до максимума или от минимума до минимума, как указывает А.В. Шнитников (1957. С.11), составляет 25 – 45 лет. Последствия циклов оказывали влияние на условия жизни местного населения, они вызывали в засушливый период недостаток питьевой воды, гибель лесов и садку соли, или заливали и приводили к порче земли, снижали уровень добычи соли в многоводный период. На основе изучения исторических материалов А.В. Шнитников выделил несколько циклов в колебании степных озер Западной Сибири (рис. 4.14).

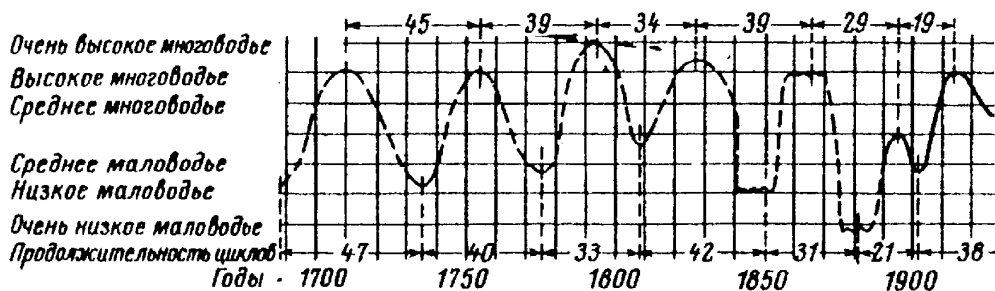


Рис. 4.14. Внутривековые колебания уровня степных озер между Уралом и Обью (Шнитников, 1957). Сплошной линией обозначено состояние уровня на основе систематических наблюдений, прерывистой – расчетные уровни

Конец XVII в. относится к числу сухих циклов, начало XVIII в. – к числу влажных, максимум которого наступил в 1710-е гг. В последующем уровень начинает падать, достигая минимума в 1730 – 1735 гг. Подъем уровня отмечался в 1740 – 1750-е гг., с максимумом около 1750 – 1755 гг., следующий спад – 1755 – 1760 гг. Период с 1751 по 1760 г. являлся теплым, что привело к снижению уровня озер и садке соли в летнее время.

В 70-е годы XVIII в. наступает очередной многоводный цикл исключительной мощности, в результате чего к 1785 г. сильно разливается озеро Чаны и заполняются водой котловины некогда высохших озер Абышкан и Сумы-Чебаклы (Шнитников, 1957, 1982). На крупномасштабной карте, составленной в 1770 г. подпоручиком Поповым (см. рис. 4.15), показана группа чановских озер: Чаны, Абышкан, Сумы, Сартлан, Молоки. Размеры озер были больше современных.

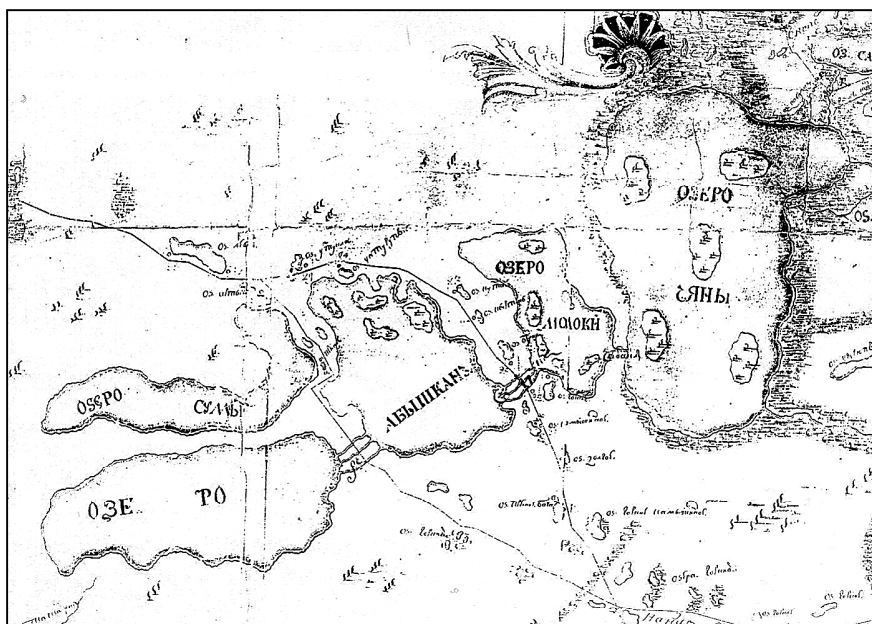


Рис. 4.15. Фрагмент карты барабинских озер в 1770 г. (ЦХАФ АК. Ф. 50. Оп. 18. Д. 438)

Многоводье озер способствовало увеличению рыбных ресурсов, что отмечено при ответах на вопросы анкеты Тобольского наместничества за 1784 г.: «озеро Чаны... достойно замечания по своей величине и изобилию в рыбной ловле, ибо почти во все здешние наместничества Колыванскую губернию и Пермские наместничества, в Екатеринбургскую область и заводы ловимая из онога рыба для продовольствия жителями доставляется в немалом количестве» (Описание..., 1982, с. 26).

В подтверждение значительной увлажненности в 70 – 80-х годах XVIII в. выступают сообщения о крупных наводнениях и разливах рек в рассматриваемый период. В 1790 г. наблюдался максимум многоводья (Зайков, 1954; Шнитников, 1957; Чемоданов, 1953), сопровождавшийся опустошительными наводнениями на Тоболе, Иртыше и Ишиме (1781, 1784, 1793, 1794 гг.). Период высоких половодий (1781 – 1794 гг.) совпадает с холодными годами, что подтверждает общность процессов высокой увлажненности и холодного времени на территории степей Западной Сибири.

Маловодье было характерно для 1805 – 1810 гг., когда оно достигло своего пика. На Ямышевском озере садка соли и ее добыча производилась до 1812 г., после чего добыча прекратилась. Начало XIX в. ознаменовалось сильными весенними и летними наводнениями в бассейнах всех рек Западной Сибири. Наиболее сильными наводнения были в 1818 – 1820 и 1822 гг., но упоминания о них встречаются вплоть до 1832 г. Сильная увлажненность этого периода способствовала поднятию уровня воды в озерах и длительному ее сохранению.

Период наивысшего уровня приходится на начало 30-х годов XIX в., когда повышается уровень озер, прекращается садка соли, но возрастает роль озер в рыболовстве. Свидетельством тому является ходатайство сибирского генерал-губернатора Капцевича в 1823 г. об отдаче «в оброчное пользование рыболовных озер Сибири – Чаны, Сумы, Чебаклы» на содержание проектируемого сибирского университета, т.е. озера были многоводны и их рыбные богатства предполагалось использовать на частичное содержание университета (Шнитников, 1957).

Но вскоре картина изменилась. Если П.А. Словцов (1844) отмечал, что в Ялutorовском уезде в 1816 г. насчитывалось 329 озер, 180 из них – рыбные, то к 1842 г. не осталось ни одного. Со второй половины 30-х годов XIX в. наступает устойчивая тенденция понижения уровня озер (рис. 4.16). Об озерах Барабинской и Ишимской степи начала 1840-х гг. А.В. Шнитников (1957) приводит сведения о том, что в 1841 – 1845 гг. Барабинская степь совершенно пересохла, исчезли все степные речки и ручьи и другие источники воды, свирепствовали степные пожары, уничтожавшие редкие лесонасаждения.

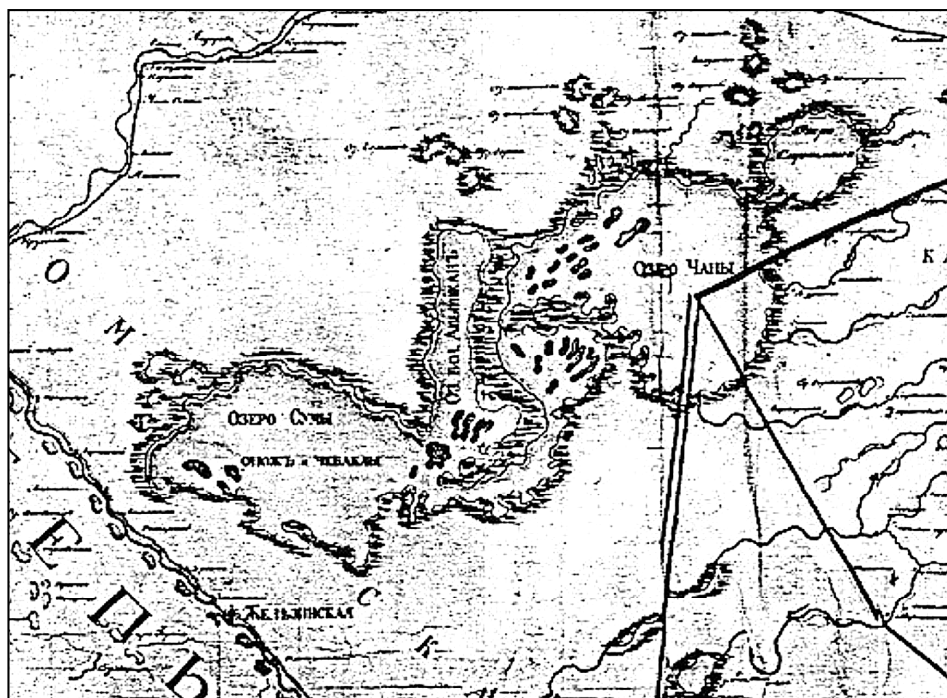


Рис. 4.16. Фрагмент карты барабинских озер в 1825 г.
(ЦХАФ АК. Ф. 50. Оп. 12. Д. 267)

Озера Тобольской губернии и группа озер района Чанов, по словам Денисова «в продолжении засушливого периода в 1841 и 1845 гг., когда при бездожде осенью и малоснежности зимой, большая часть степных речек пересохла и пресная вода посредством их в горькие озера не вливалась... и много образовалось совершенно новых озер, с годной для употребления в пищу соли» (цит. по Шнитникову, 1957, с. 28).

В Ишимском округе Тобольской губернии в 1841 г. «более 360 усохших озер... днища многих озер поросли травой и превратились в луга, на которых ставилось сено, а иные возделывались под посевы хлеба и льна» (Весин, 1892, с. 118). Общая картина изменения площади озер в сторону уменьшения, в последующем, приведена на рис. 4.17.

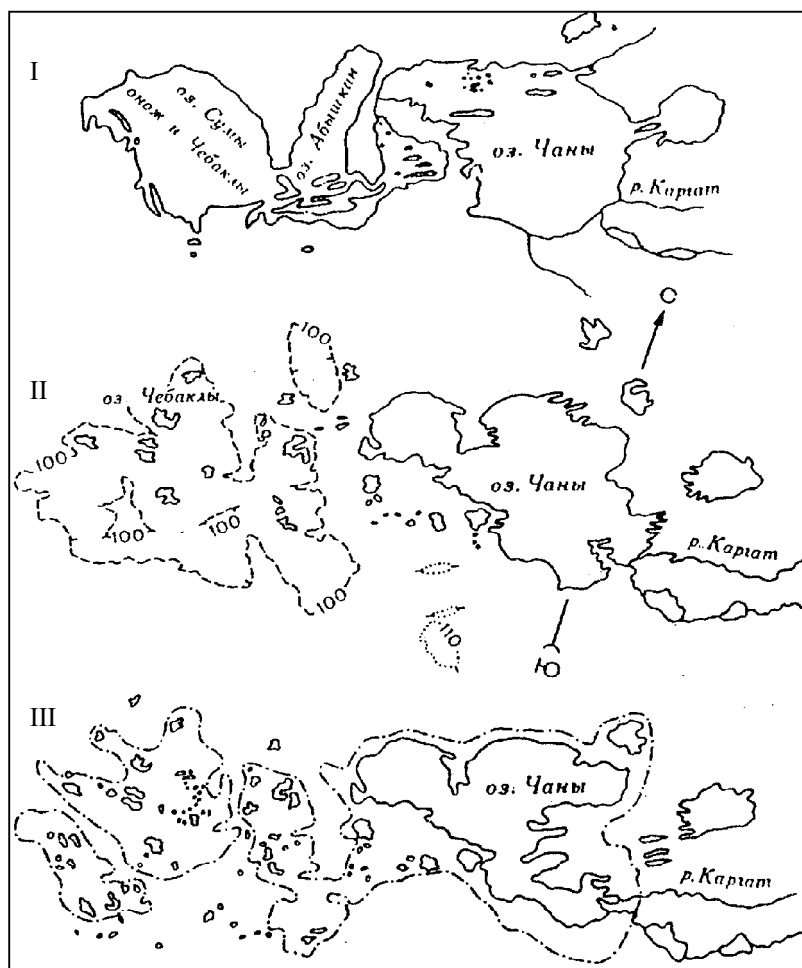


Рис. 4.17. Схема озера Чаны и Причанской низменности: I – по картам Кольванского наместничества 1878 г.; II – по топографической карте 20-х годов XX столетия; III – по геологической карте 40-х годов XX столетия; в настоящее время оз. Чаны мелеет (Шнитников, 1982)

Материалы по Западной Сибири, особенно по её южной части, свидетельствуют о том, что эпохи похолодания сопровождаются возросшим увлажнением, теплые – аридизацией. Однако это правило не является обязательным для планеты. Если в средних и высоких широтах в эпохи похолодания отмечался режим повышенной увлажненности, то в низких широтах (тропики и субтропики) отмечалась аридизация климата (Мурзаева, 1988). В эпохи потепления (например, голоценовый оптимум) картина была обратной (Борисенков, Пасецкий, 1983).

Следовательно, не может быть единой, для всей планеты, характеристики соотношения увлажненности и температуры типа «похолодание – увлажнение» или «похолодание – аридизация». Это соотношение было различным для средних и высоких широт (похолодание – увлажнение) и низких (похолодание – аридизация).

Более того, и в МЛП микрофлуктуации климата не были синхронными. В Калифорнии 1770 – 1790 гг. были очень теплыми, а в Европе и на восточном побережье Северной Америки эти же годы отличались очень морозными зимами.

Запаздывание палеогеографических событий характерно и для территорий, расположенных рядом, например гор Алтая и внеледниковой (южной) части Западно-Сибирской равнины.

О метахронности развития природы

Стратиграфические и хронометрические данные последних лет показывают, что несмотря на разновременность кульминаций последнего оледенения в Сибири и в Европе общий ход палеоклиматических изменений (включая колебания уровня моря) принципиально одинаков (рис. 4.18).

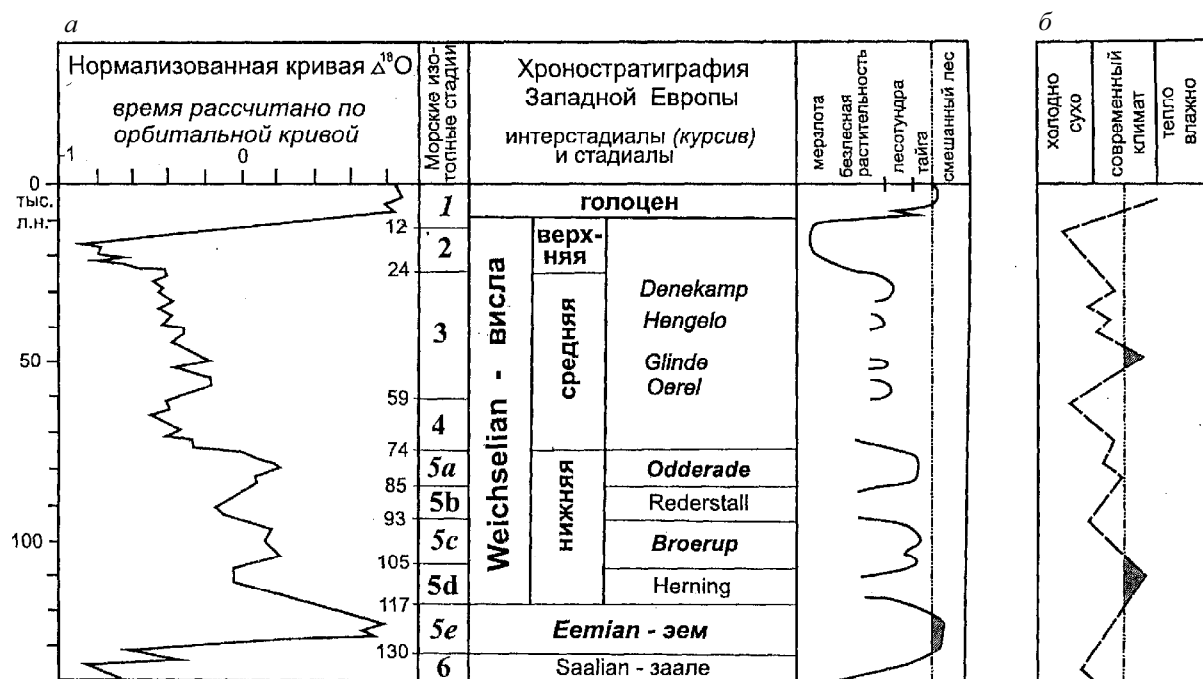


Рис. 4.18. Сравнение климатической хронологии позднего плейстоцена на севере Западной Европы (а – по Mangerud, 1989) с качественным графиком климатических событий Сибири (б – по С.А. Архипову и В.С. Волковой, 1994). Зачернены интервалы плейстоцена с климатом теплее современного (Астахов, 2009)

Это позволяет скоррелировать главные события позднего неоплейстоцена в обоих регионах (Астахов, 2009):

- покровное оледенение Сибири соответствует концу ранней – началу средней Вислы (см. рис. 4.17);
- среднему пленигляциалу¹ Западной Европы (МИС-3) синхронна не тепловодная каргинская трансгрессия, а нижняя часть лессовидного покрова с ледяными жилами;
- верхняя часть лессовидного покрова с наиболее «ожесточенной» мерзлотой соответствует поздневислинскому ледниковому максимуму эпохи МИС-2 (см. рис. 4.17).

¹ Пленигляциал (от лат. *plenus* – полный, мощный, большой, *glacies* – лед) – наиболее холодная часть плейстоценовой (вюрмской, вислинской, валдайской) ледниковой эпохи (Четырехязычный..., 1980).

П.А. Окишевым (1984) проведена меридиональная корреляция позднеплейстоценовых ледниковых и флювиальных процессов для гор Алтая и юга Западной Сибири (автором принят вариант палеогеографических реконструкций с образованием подпрудных бассейнов).

В горах Алтая берут начало главные истоки Оби – Катунь и Бия. Их водность и режим стока существенно зависели от динамики горного оледенения и, в свою очередь, влияли на формирование стока Оби. Русловая деятельность в долине Оби зависела от динамики ледникового щита на севере Западно-Сибирской равнины, в результате чего складывались сложные пространственно-временные соотношения ледниковых и флювиальных процессов в одном из крупнейших речных бассейнов мира в позднеледниковье и голоцене. Согласно П.А. Окишеву (1984), на рубеже 23 – 22 тыс. лет назад началась позднезырянская фаза (сарганская) оледенения. На севере ледниковый щит прогрессировал интенсивно и около 20 – 18 тыс. лет назад уже достиг максимума для данной фазы. Южная граница позднезырянского ледникового покрова местами проходила южнее Северного полярного круга (в низовьях р. Надым), а на востоке равнины опускалась до устьев рр. Турухан – Нижняя Тунгуска (Развитие..., 1993). В результате были подтоплены значительные территории: образовался Мансийский приледниковый бассейн. На Алтае увеличение размеров ледников следовало за похолоданием и прекратилось около 13 тыс. лет назад (рис. 4.19).

В связи с позднезырянской активизацией оледенения и увеличившейся консервацией атмосферных осадков в ледниках сток горных рек сократился. Во внеледниковой части горных долин донная эрозия сменилась медленным накоплением аллювия I надпойменной террасы. Одновременно процесс речной аккумуляции начался на предгорной равнине и в долине верхнего течения Оби. Однако в последней на отметках ниже 130 м над ур. м. русловые процессы скоро сменились седиментацией осадков в условиях ингрессировавшего сюда залива Мансийского приледникового бассейна. Еще раньше его возникновение нашло отражение в формировании отложений I надпойменной террасы в среднем течении Оби.

В горах и на предгорной равнине накопление русловых отложений продолжалось до 13 – 12 тыс. лет назад и сменилось врезом рек с началом деградации горных ледников. В долине Верхней Оби 18 – 17 тыс. лет назад ингрессивный залив стал сокращаться и одновременно с этим в формировании долины все большее значение приобретали русловые процессы.

В период максимального уровня Мансийского бассейна из долины Верх. Оби возобновился периодический сброс воды через Обь-Иртышское междуречье на юго-запад к долине Иртыша. По-видимому, в это время закончилась флювиальная фаза в формировании гривного рельефа Барабы и Кулунды.

В среднем течении Оби процесс накопления аллювия сменился седиментацией озерных осадков около 22 тыс. лет назад. Их накопление продолжалось до 15 – 14 тыс. лет назад, когда в связи с деградацией оледенения и спуском вод Мансийского озера по всему бассейну Оби началась фаза донного вреза.

Интенсивность донного вреза во внеледниковой части горных долин постепенно затухала по мере сокращения ледников и около 5 тыс. лет назад сменилась боковым размывом с незначительной аккумуляцией аллювия. На предгорной равнине врез прекратился уже около 11 тыс. лет назад. Одновременно с донным размывом в горах здесь в период 11 – 5 тыс. лет назад формировались отложения I надпойменной террасы. Ниже по течению Оби после окончания вреза около 12 тыс. лет назад началось формирование поймы. Выделение верхней поймы, а также I надпойменной террасы на предгорной равнине, вероятнее всего, является боковой миграцией русла.

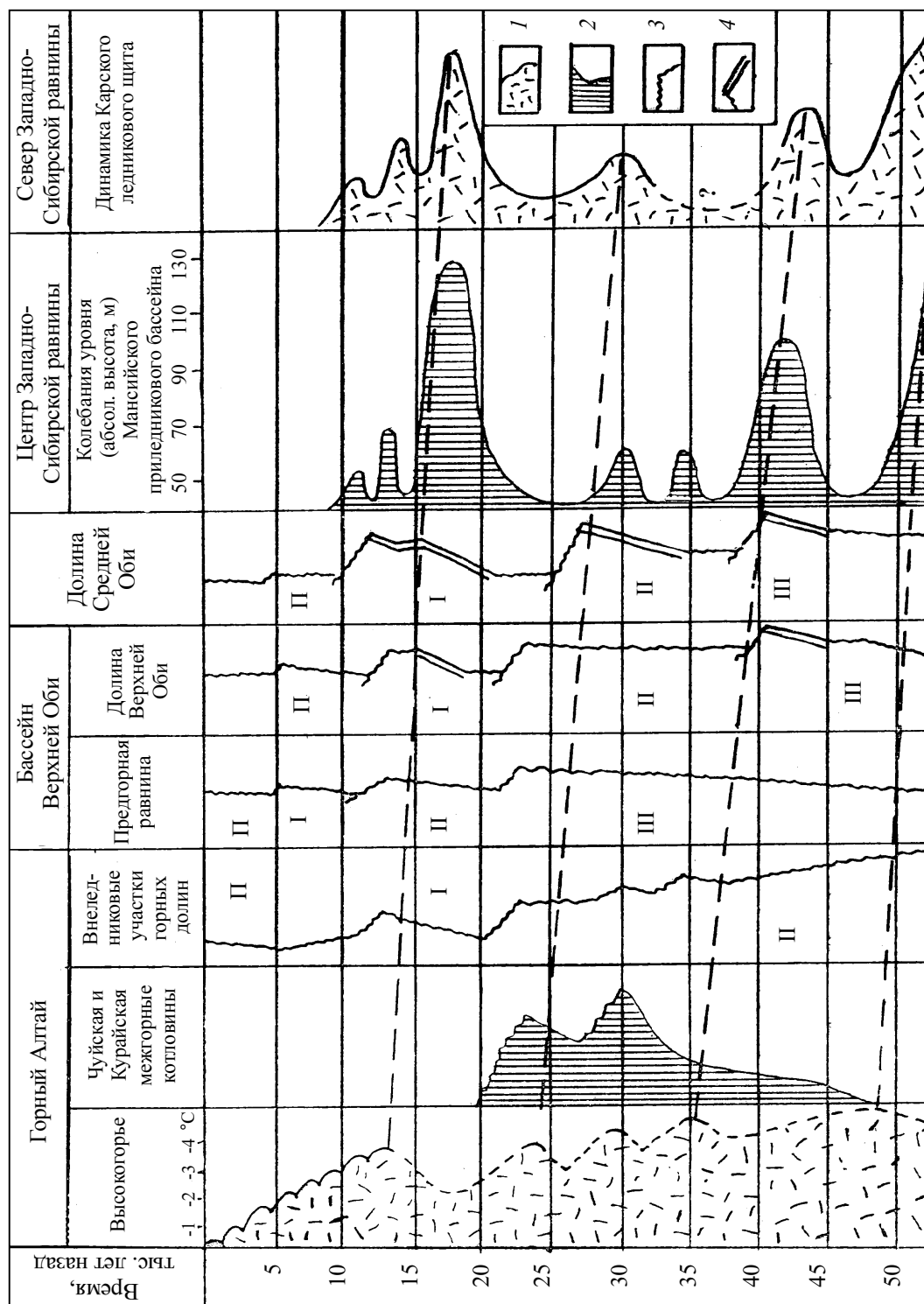


Рис. 4.19. Схема меридиональной корреляции позднеплейстоценовых ледниковых и флювиальных процессов в Западной Сибири: 1 – динамика ледников; 2 – динамика ледниково-подпрудных бассейнов; 3 – эрозионно-аккумулятивные процессы; 4 – аккумуляция озерных осадков. Римскими цифрами обозначены надпойменные террасы; прямыми пунктирными линиями показана корреляция ледниковых эпизодов (Окишев, 1984)

4.4. Палеогеографическая обстановка, вечная мерзлота и ее динамика в конце позднего плейстоцена и голоцене

Многолетнемерзлые породы являются характерной особенностью территории Западной Сибири. В связи с климатическими изменениями их площадь, мощность и температура неоднократно изменялись (Земцов, 1958б; Кац, 1989; Баулин и др., 1989). В настоящее время многолетняя мерзлота занимает более 50 % территории Западно-Сибирской равнины.

Отличительной особенностью мерзлоты в центральных частях региона является ее двуслойность (Земцов, 1958б). Первый (верхний, залегающий близ поверхности) слой представлен многолетнемерзлыми породами, происхождение которых связано с современным климатом, второй слой – реликтовые многолетнемерзлые породы, соответствующие климату прошедших эпох, кровля их находится на глубине 60 – 150 м, кроме того, на равнине повсеместно распространена сезонная мерзлота.

Границы распространения многолетнемерзлых пород. А.А. Земцов (1976) выделил следующие зоны многолетней мерзлоты в Западной Сибири (рис. 4.20): I – зона сплошной многолетней мерзлоты; II – зона двухслойной многолетней мерзлоты; III – зона многолетнемерзлых пород; IV – зона распространения реликтовых просадочных форм рельефа по ледяным клиньям. В МЛП многолетняя мерзлота получала значительное распространение.

Первая зона (Заполярье) характеризуется сплошным распространением многолетней мерзлоты, которая развита с поверхности практически на всех элементах рельефа. Мощность мерзлых пород здесь составляет около 200 м.

Вторая зона между Полярным кругом и Сибирскими увалами характеризуется двуслойным строением мерзлой толщи, кровля нижнего слоя находится на глубине 60 – 100 м. На этой обширной территории прерывистого распространения многолетнемерзлых пород выделяется две части – северная и южная (Трофимов и др., 1989). Граница между различными по распространению многолетней мерзлоты частями проводится по линии пос. Саранпауль – пос. Новые Теги – истоки рек Полуя и Надыма – пос. Харампур – долина р. Хасельки – пос. Красноселькуп – гор. Туруханск – долина р. Курейки.

Севернее этой линии многолетнемерзлые породы занимают более 50 % площади, южнее многолетняя мерзлота имеет меньшее распространение и приурочена к обширным безлесным или слабооблесенным торфяникам и большим по площади участкам хвойных (лиственничных и еловых) лесов с мощным моховым покровом.

На морских и озерно-аллювиальных равнинах Полуя-Надымского, Надым-Пуровского, Пур-Тазовского и Таз-Енисейского междуречий мерзлые толщи, залегающие с поверхности, занимают значительные территории. На расчлененных, хорошо дренированных и зеленых междуречьях (верховья р. Таз, Казым-Полуйское междуречье, бассейн Северной Сосьвы) многолетнемерзлые породы встречаются реже, что объясняется малой заторфованностью территории. В пределах центральной наиболее возвышенной и наименее заболоченной части Сибирских Увалов многолетнемерзлые породы встречаются в густых темнохвойных лесах на возвышенных и расчлененных участках (Трофимов и др., 1989). Среднегодовые температуры пород здесь значительно выше, чем на севере, но и их пространственное изменение в связи со сложной структурой ландшафтов довольно значительно.

Третья зона многолетнемерзлых пород занимает пространство между 62 и 58° с.ш. Реликтовая мерзлота здесь выклинивается, южная ее граница проходит примерно по широте 60°30' (Земцов, 1958б). Для данной зоны характерно сокращение площади многолетнемерзлых пород, которые приурочены к краевым частям торфяных массивов, покрытых березово-кедровым лесом, на западе и востоке области. Южная граница распространения многолетнемерзлых пород, залегающих с поверхности, проходит приблизительно по линии: верховья р. Пелым – верховья р. Тапсуй – долина р. Висим – верхнее течение р. Мал.

Сосьва – устье р. Назым – среднее течение р. Бол. Салым – устье р. Мал. Юган – Нижневартовск – долина р. Вах – устье р. Дубчес (Трофимов и др., 1989). Южнее этой границы располагается четвертая зона реликтовых просадочных форм рельефа по ледяным клиньям в отложениях плейстоцена (Земцов, 1976).

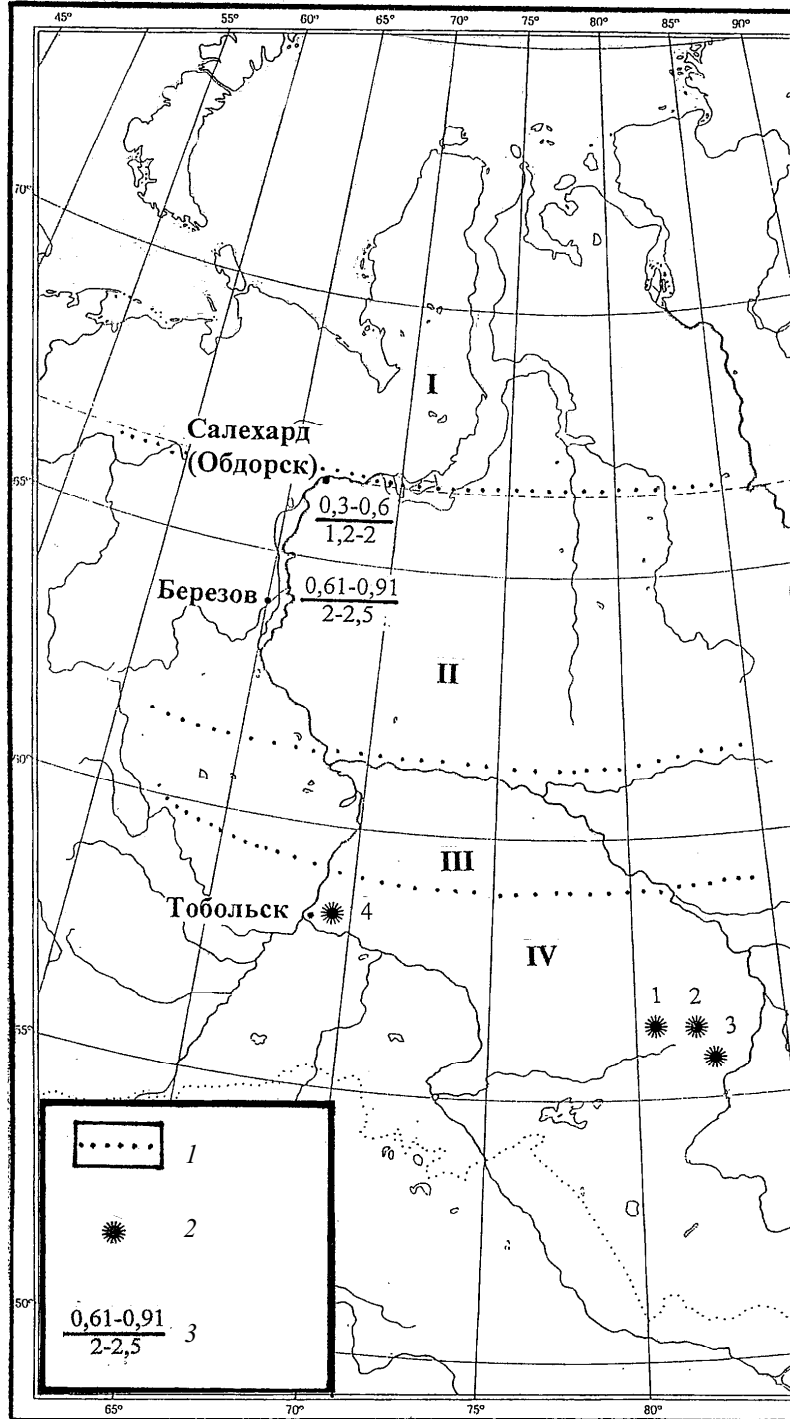


Рис. 4.20. Зональность многолетней мерзлоты: 1 – границы зон многолетней мерзлоты (Земцов, 1976); 2 – свидетельства наличия многолетней мерзлоты: 1 – Кенгинское, 2 – Бакчарское, 3 – Иксинское болота (по: Рубчевский, 1909), 4 – в районе Тобольска (Миддендорф, 1862); 3 – глубина сезонного оттаивания многолетней мерзлоты на 1844 – 1845 гг. в числителе (Миддендорф, 1862) и в знаменателе на 1989 г. (Баулин и др., 1989)

Температура многолетнемерзлых пород. Среднегодовые температуры пород в пределах Западно-Сибирской равнины изменяются в широких пределах: от $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ на Крайнем Севере до $6\text{ }^{\circ}\text{C}$ на юге (Трофимов и др., 1989). В первой зоне (Заполярье) наиболее низкие температуры ($-9,5 \dots -8,5\text{ }^{\circ}\text{C}$) свойственны породам островов Карского моря, севера полуостровов Ямала и Гыданского. В целом, температура пород в Заполярье изменяется от -9 до $-7\text{ }^{\circ}\text{C}$ на севере зоны, до $-3 \dots -5\text{ }^{\circ}\text{C}$ на юге, в подзоне кустарничковой тундры и зоне лесотундры. На покрытых кустарничком участках температуры пород повышаются до $-1 \dots -2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. К югу от Северного полярного круга (вторая зона) среднегодовые температуры пород в целом значительно выше, но пространственное их изменение более пестрое, чем на севере по причине разнообразия ландшафтов. В северных районах второй зоны распространения многолетнемерзлых пород на большей части мерзлых участков пойм температура $-0,5 \dots -1\text{ }^{\circ}\text{C}$; в пределах морских и озерно-аллювиальных равнин от -4 до $-0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$, на остальной территории этой зоны преобладают породы с температурой от $-1,5$ до $-2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. В третьей зоне к югу от Сибирских увалов и до южной границы распространения многолетнемерзлых пород среднегодовые температуры изменяются от -1 до $-0,3$.

Реконструкции палеогеографических событий Западно-Сибирской равнины в конце позднего плейстоцена и голоцене

Сартанская эпоха – самая холодная эпоха плейстоцена (с максимумом похолодания 20 – 18 тыс. лет назад). В это время регрессия моря достигла своего максимума – был осушен почти весь Арктический шельф до изобаты 110 – 130 м (Атлас..., 1991). Климат установился резко континентальный, осадков выпадало мало, эпоха отличалась большой сухостью (Величко, 1973 и др.).

Проблемы палеогеографии. Для территории Западно-Сибирской равнины характерна неоднозначность пространственных палеогеографических построений квартера. Это объясняется как недостаточностью конкретных данных, так и объективным состоянием методологии и отдельных методов. Существует ряд концепций и гипотез, происходят дискуссии. В качестве одного яркого дискуссионного вопроса можно привести существование взаимоисключающих реконструкций природной обстановки во время максимума последнего (сартанского) оледенения – 20 – 18 тыс. лет назад (Величко, 1993; Лаврушин, Кузьмин, 2009 и др.). В центре дискуссии оказались структура и распространение покровного оледенения, в том числе и для позднелепистоценовой ледниковой эпохи. В настоящее время преобладают две точки зрения.

Первая точка зрения. В максимум позднелепистоцкого (сартанского) оледенения ледники покрывали всю северную часть Западной Сибири и блокировали сток в Карское море (Волков, 1978; Архипов, 1993; Зольников и др., 2009). Согласно С.А. Архипову (1993), южная граница максимальной стадии позднелепистоцкого оледенения (22 – 17 тыс. л.н.) начиналась у восточного склона Полярного Урала (примерно в верховьях рек Лабьеган и Войкар), далее проходила по линии – южнее г. Лабытнанги – Салехардские Увалы (на правом берегу Оби) – правый берег Полуя – верховья р. Ярудей – низовья Надыма – пос. Танлово – правый берег р. Правая Хетта – р. Пур в районе Салехурга – р. Таз – нижнее и среднее течение р. Турухан – р. Енисей – и далее в сторону Среднесибирского плоскогорья.

Уровень Мирового океана к максимуму позднелепистоцкого оледенения снизился на 130 м. Южнее полосы льдов по И.А. Волкову и др. (1978), Палеогеография...(1980) – существовали три крупных самостоятельных приледниковых бассейна: на востоке – Енисейский, севернее Сибирских Увалов – Пуровский, а в центральной части равнины – Мансийский (рис. 4.21). Енисейский бассейн имел наивысший уровень и сбрасывал избыток вод по сквозной Кас-Кетской долине и иным ложбинам Обь-Енисейского междуречья в Мансийское озеро.

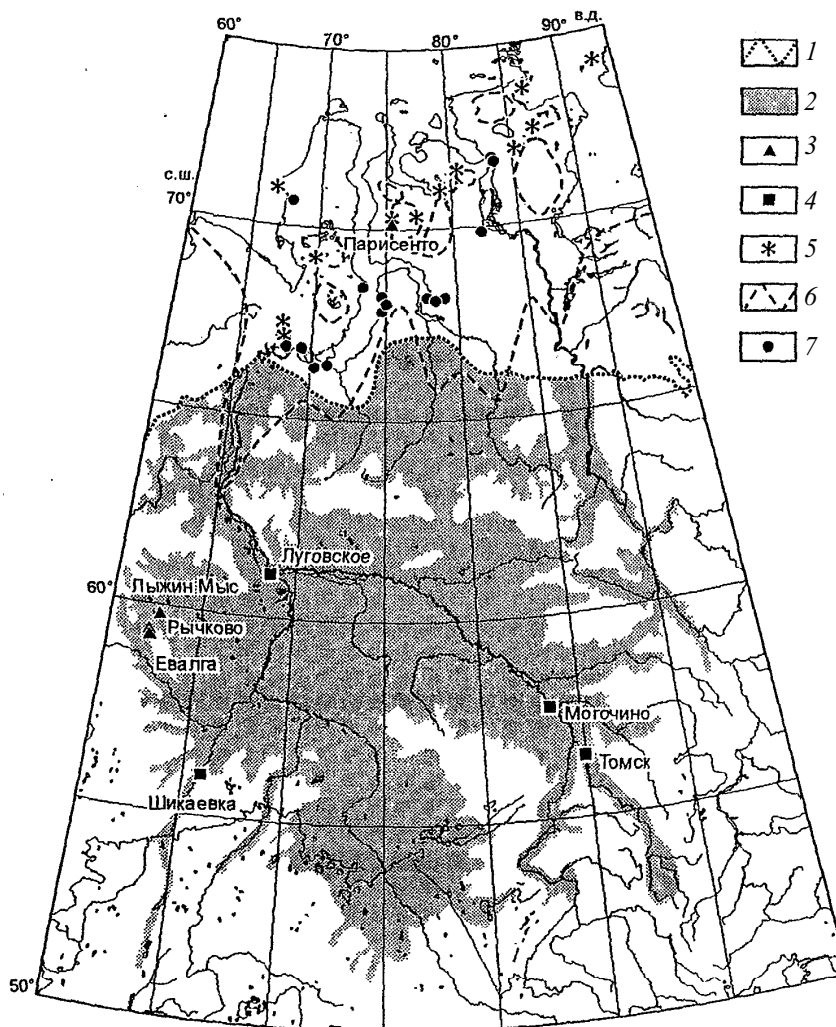


Рис. 4.21. Противоречия в палеогеографической реконструкции покровного сартанского оледенения Западной Сибири с обширным подпрудным бассейном: 1 – граница сартанского покровного оледенения; 2 – подпрудный озерный бассейн сартанского времени (по Волкову и др., 1978, см. Зольников, 2003). Ключевые даты с точками сартанского возраста максимума озерно-ледниковой трансгрессии: 3 – по местонахождениям мамонтов; 4 – по стоянкам древнего человека; 5 – местонахождения мамонтов с датами Каргинского возраста из толщ, не перекрытых ледниковыми образованиями на приморских низменностях; 6 – контуры казанцевской морской трансгрессии; 7 – ключевые местонахождения каргинских морских отложений в низовьях Оби (по Зольникову и др., 2003)

По берегам приледниковых бассейнов, на приподнятых междуречьях развивались субаэральные процессы и формировался покров субаэральных, главным образом эоловых и снежно-эоловых осадков.

На юге Западно-Сибирской равнины было много сухих замкнутых котловин и впадин. На дне их были активны эоловые процессы, формировались эоловые формы рельефа. Таковы районы озера Чаны, группа озер Салтаим. Пик аридизации климата был несколько позже максимума продвижения ледников и развития позднезырянской озерной трансгрессии и приходится на время между 17 и 15 тыс. лет назад (Архипов, 1993).

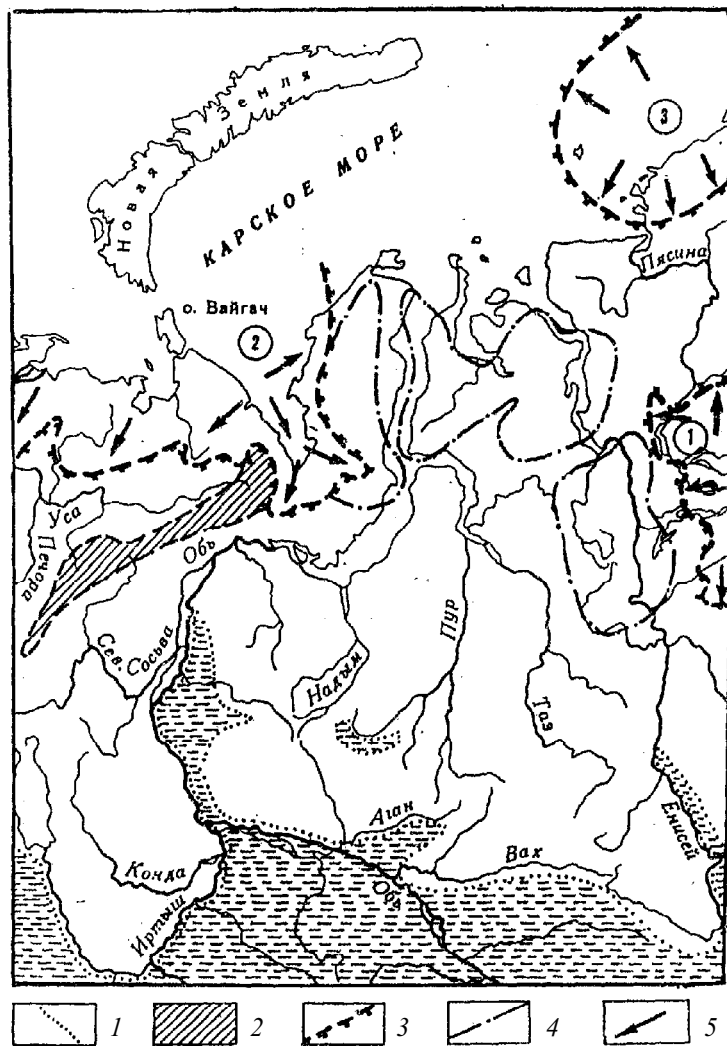
В максимум распространения сартанского оледенения существовали три зональных типа растительности: 1) перигляциальная тундростепная растительность распространялась к югу от ледника по берегам подпрудных озерных бассейнов до 63 ° с.ш., частично занимая север

Сибирских Увалов; 2) к югу от Сибирских Увалов до 56° с.ш. расселялись различные ассоциации арктической тундры; 3) южнее 56° с.ш. в прибрежных частях равнины и по южным берегам приледниковых бассейнов располагалась растительность, близкая к лесотундре.

Климат в максимум позднезырянского оледенения был исключительно холодный и сухой. Среднегодовые температуры воздуха были ниже современных на $9 - 10^\circ$ (Архипов, 1993).

Вторая точка зрения. Об ограниченном распространении сартанского оледенения высказывались В.Н. Сакс, К.К. Марков, а позднее в А.А. Величко (Арктический шельф..., 1987), В.И. Астахов (1993, 2009) и др. Так, В.И. Астахов (1993) приводит палеогеографическую схему Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения (рис. 4.22).

Рис. 4.22. Палеогеографическая схема Западной Сибири в максимум зырянского (поздневалдайского) оледенения (Астахов, 1993): 1 – область распространения лёссовидных суглинков значительна (более 2 м); 2 – область горнодолинного оледенения Урала; 3 – граница позднезырянских ледниковых покровов; 4 – мертвый лед предшествующего оледенения, покрытый золо-во-абляционным чехлом; 5 – направление растекания ледниковых покровов. Цифрами в кружочках на карте обозначены ледниковые покровы: 1 – Путоранский; 2 – Западно-Карский, 3 – Восточно-Карский



В.И. Астахов (2009) отмечает, что позднезырянский возраст последнего сплошного оледенения Арктики опирался на гипотезу Мансийского подпрудного озера. Для проверки этой гипотезы был изучен опорный разрез перигляциальных образований в центре равнины вдоль широтного отрезка Оби, где гипотетическое дно приледникового озера в настоящее время находится на отметках $+40 - 50$ м (рис. 4.23).

Оказалось, что в интервале ^{14}C возраста $33 - 10$ тыс. лет назад залегают в основном суб-аэральные толщи: лёссовидные алевроиты с погребенными почвами, криотуртациями и остатками наземных животных, местами сменяющиеся древними дюнами. Вместо глубоководных озерных глин регулярно встречаются лишь локальные скопления песчано-алевроитовых ритмитов – продуктов голоценовой инверсии термокарстовых озерков, образующих бугристые повышения на псевдотеррасовых поверхностях. Береговой линии Мансийского озера не обнаружено. Выводы В.И. Астахова подтверждаются данными А.В. Шпанского (рис. 4.24, табл. 4.7).

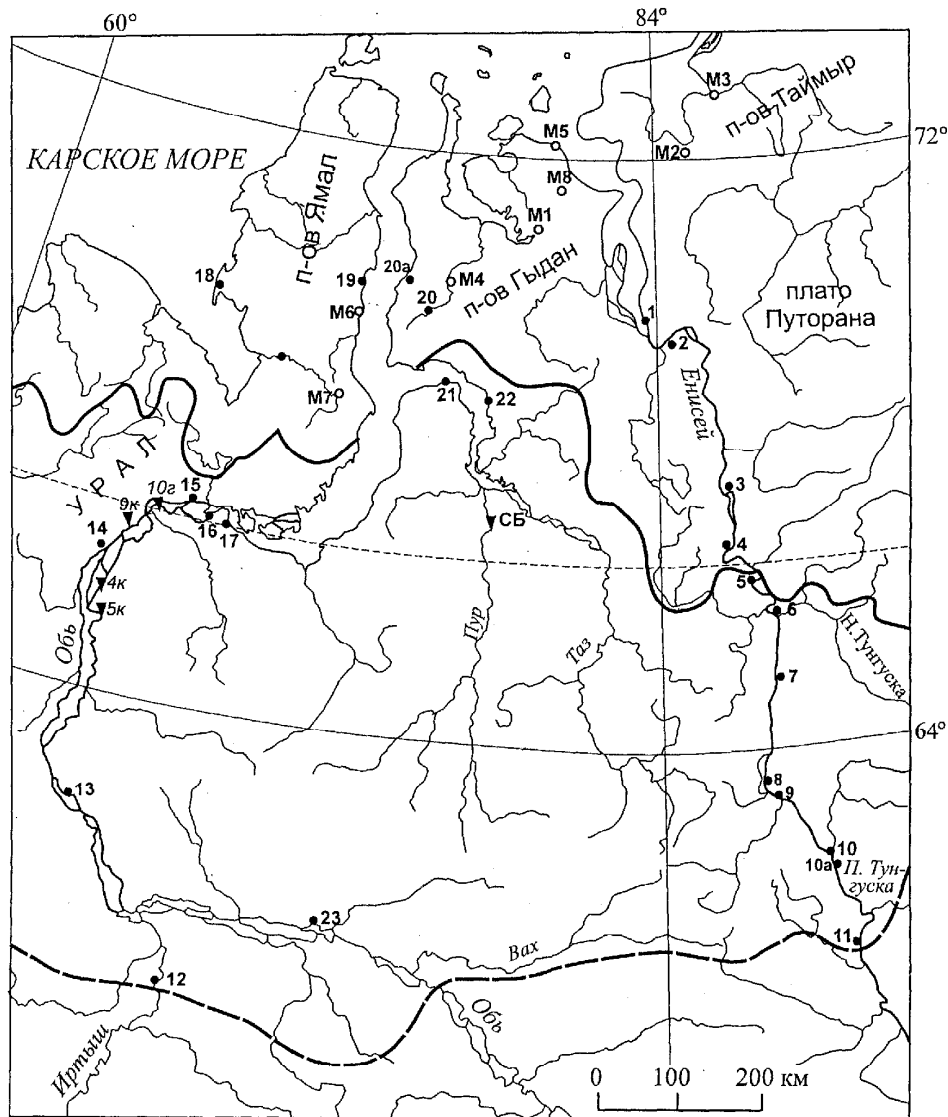


Рис. 4.23. Расположение указанных в тексте объектов (Астахов, 2009). Границы покровных ледников: прерывистая линия – плейстоценового максимума, сплошная – позднелепистоценового максимума. Радиоуглеродный возраст залегающих с поверхности мерзлых тканей мамонтов: М1 – $33,5 \pm 1$ тыс. лет назад (л.н.), мамонт Шмидта у оз. Ямбуто; М2 – $35,8 \pm 1,2$ тыс. л.н., мамонт на р. Моховая; М3 – $25,1 \pm 0,5$ тыс. л.н., Пясинский мамонт; М4 – 10 тыс. л.н., Юрибейский мамонт (Сулежинский, 1997); М5 – $30,1 \pm 0,3$ тыс. л.н., нога мамонта на мысе Лескина (по Ф.А Каплянской и Л.Д. Сулежинскому (Astakhov, 1998)); М6 – $39,1 \pm 1,4$ тыс. л.н., мамонтенок Маша (Томирдиаро, Тихонов, 1999); М7 – 41,9 тыс. л.н., мамонтенок Люба; М8 – 17 тыс. л.н., Монгоченский мамонт (М7 и М8 – неопубликованные сообщения AMS ^{14}C лаборатории Гронингенского университета, Нидерланды). Опорные разрезы среднего и верхнего неоплейстоцена (Архипов, Матвеева, 1964; Левина, 1964; Зубаков, 1972; Архипов и др., 1977, 1992; Каплянская, Тарноградский, 1974; Кинд, 1974; Астахов, 1989; Сухорукова и др., 1991; Васильчук, Котляков, 2000; Астахов и др., 2005; Астахов, Мангеруд, 2005, 2007; Назаров, 2007; Forman et al., 2002): 1 – мыс Каргинский, 2 – Малая Хетта, Никитинский Яр, 3 – Игарка; 4 – Полой, 5 – Конощелье, 6 – Большой Шар, 7 – Пупково, 8 – Канготово, 9 – Алинское, 10 – Бахта, 10а – Мирное, 11 – Хахалевка, 12 – Семейка и Чембакчино, 13 – Кормужиханка, 14 – Шурьшкары, 15 – Сангомпан, 16 – Харсоим, 17 – Пяк-Яха и Пичугуй-Яха, 18 – Марресале, 19 – Сеяха, 20 – Юрибей 2, 20 – 20а – р. Талибей Яха, 21 – мыс Наблюдений, 22 – Белая Яра и ННюнтеда-Яха, 23 – Мега. Скважины: 5к – Лохкари, 4к – Хашгорт, 9к – Катравож, 10г – Салехард, СБ – Самбург

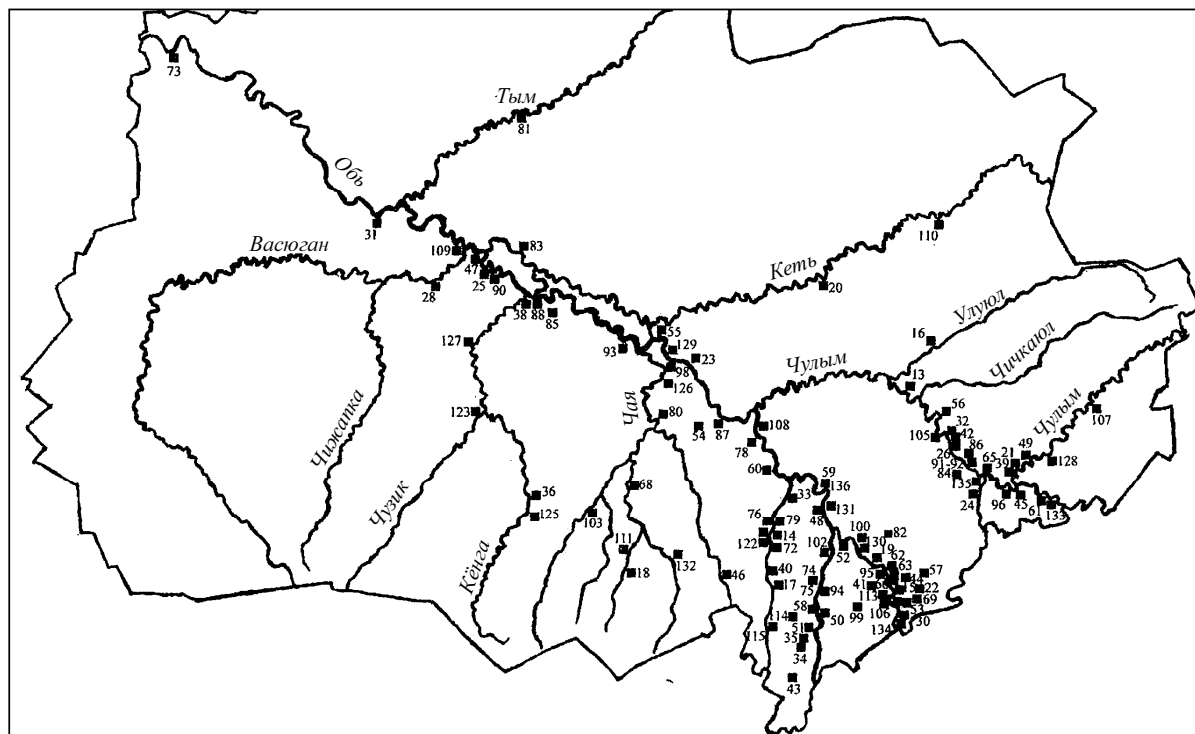


Рис. 4.24. Местонахождения остатков млекопитающих позднего неоплейстоцена на территории Томской области (по Шпанскому А.В., 2003)

Таблица 4.7

Каталог местонахождений остатков млекопитающих позднего неоплейстоцена на территории Томской области (по Шпанскому А.В., 2003)

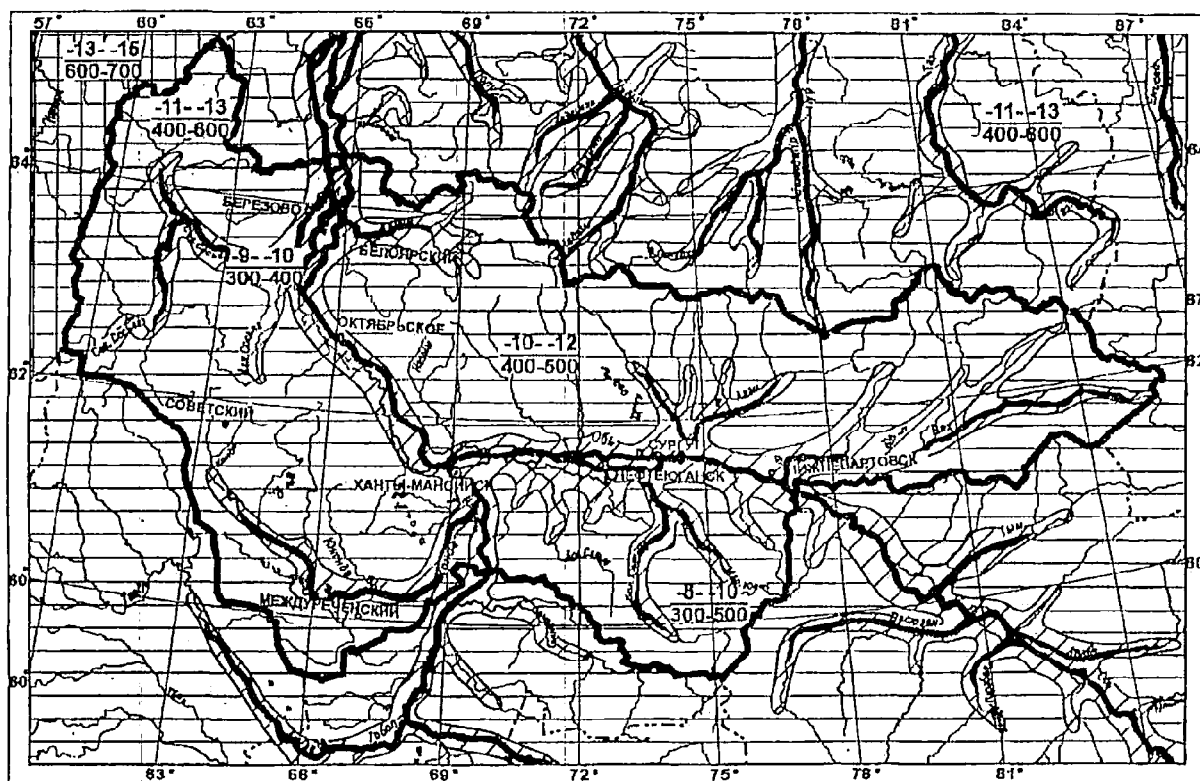
13. Альмяково	44. Заварзино	73. Медведово	104. Северск
14. Анастасьевка	45. Зырянское	74. Мельниково	105. Сергеево
15. Аникино	46. Икса	75. Мельниково	106. Синий Утес
16. Аргат-Юл	47. Каргасок	76. Михайлово	107. Сосновка
17. Бабарыкино	48. Карнаухово	77. Михайловская роща	108. Старое Молчаново
18. Бакчар (р. Галка)	49. Каштаково	78. Молчаново	109. Старый Каргасок
19. Белобородово	50. Киреевск	79. Монастырка	110. Степановка
20. Белый Яр	51. Кожевниково	80. Мушкино	111. Сухое
21. Бихтулино	52. Козюлино	81. Напас	112. Таразла
22. Богашево	53. Коларово	82. Наумовка	113. Тахтамышево
23. Большая Саровка	54. Коломинские Гривы	83. Ново-Ильинское	114. Тека
24. Большедорохово	55. Колпашево	84. Новокусково	115. Терсалгай
25. Большой Исток	56. Комсомольск	85. Новосельцево	116. Томск
26. Борисова Гора	57. Корнилово	86. Новый	117. Томск
27. Варюхин волок	58. Красный Яр	87. Обской Яр	118. Томск
28. Васюган	(Кожевниковский район)	88. Парабель	119. Томск
29. Васюган	59. Красный Яр	89. Парусинка	120. Томск
30. Вершинино	(Кривошеинский район)	90. Пашня	121. Тугулино
31. Вислов Яр	60. Кривошеинский Яр	91. Первомайское	122. Тызырачево
32. Вознесенка	61. Кубидат	92. Первомайское	123. Усть-Чузык
33. Володино	62. Кудровский карьер	93. Петропавловка	124. Ушайка
34. Вороновский Яр I	63. Кузовлево	94. Победа	125. Центральный
35. Вороновский Яр II	64. Кулайка	95. Попадейкино	126. Чажемто
36. Вялово	65. Куяново	96. Причудымский	127. Чановка
37. Гидронамыв	66. Лагерный сад	97. Протопопово	128. Чердаты
38. Голощекино	67. Лебединка	98. Прохоркино	129. Черниговское
39. Городок	68. Лось-Гора	99. Рыбалово	130. Чернильщицоао
40. Гынгазово	69. Лучаново	100. Самусь	131. Чингары
41. Держинский	70. Малые Кулманы	101. Сарафаново	132. Чумакаевка
42. Ежи	71. Мангалы	102. Саргат	133. Шиняево
43. Екимово-Еловка	72. Маркелово	103. Светло-Зеленое	134. Ярское 135. Яя

Формирование вечной мерзлоты. В истории формирования вечной мерзлоты на Западно-Сибирской равнине В.В. Баулиным и др. (1989) выделяется четыре крупных этапа (см. Приложение 5). В данном разделе рассмотрены события позднеледниковья и голоцена.

Развитие мерзлоты в конце позднего плейстоцена и голоцене. Согласно данным Н.А. Шполянской и Н.А. Королевой (2004), ледниковые покровы на территории ХМАО отсутствовали. Установился меридиональный тип циркуляции атмосферы, создававший при низких температурах воздуха достаточно однородные условия на всей территории российской Субарктики. Природные зоны практически отсутствовали (Величко, 1973, Развитие..., 1993).

Температура воздуха понизилась на 8 – 9° по сравнению с современной. Маломощный (из-за сухости климата) снежный покров не мог играть заметную утепляющую роль, а потому температура грунтов приближалась к температуре воздуха.

На территории ХМАО имела место сплошная вечная мерзлота. Температура мерзлых пород опускалась до –10...–13 °С на водораздельных равнинах и до –13...–15 °С в пределах Уральских гор; мощность вечной мерзлоты достигала соответственно 400 – 500 и 600 – 700 м (рис. 4.25). В речных долинах криолитозона имела несколько более высокие температуры и меньшую мощность.



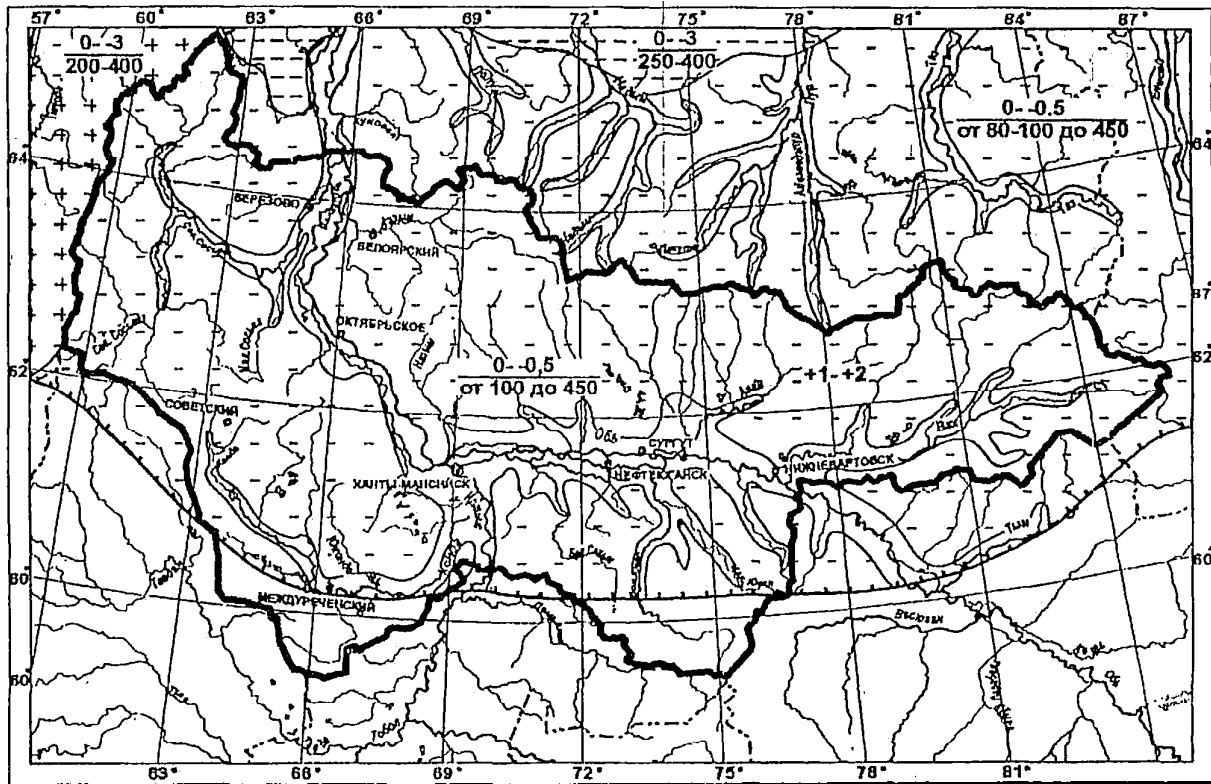
геоморфологические районы	области состояния вечной мерзлоты			
	стабилизация	активное промерзания	деградации	не промерзающие горные породы (освобожденные от моря и ледникового покрова)
горы, низкорья				
водораздельные равнины				
крупные речные долины				

	Морской бассейн: а) трансгрессивная фаза, б) ингрессивная фаза	0	Среднегодовая температура мерзлых пород, °С
	Область опеденения	300-400	Мощность мерзлых пород, м
	Область взаимодействия ледника и моря	+0.5-+1.5	Среднегодовая температура протаявших и не промерзающих горных пород, °С
	Талики под руслами крупных рек	-----	Граница вечной мерзлоты

Рис. 4.25. Криолитозона в эпоху сартанского оледенения.

Поздний плейстоцен. Ш₄, максимум похолодания, 20 – 18 тыс. л.н. (Шполянская, Королева, 2004)

Голоцен (IV) – теплая межледниковая эпоха, начавшаяся 10,5 тыс. л.н. и длящаяся по сей день, ознаменовалась послеледниковой трансгрессией Арктического бассейна, затопившей осушенный ранее шельф до современной береговой линии. Переход от ледниковой эпохи позднего плейстоцена к межледниковой эпохе голоцена происходил не сразу. Потепление, сопровождаемое таянием и отступанием ледниковых покровов, не носило поступательного характера, а представляло собой колебания с возвратными похолоданиями, перемежающимися потеплениями. Палеогеографы этот период выделяют в самостоятельную эпоху позднеледниковья, продолжавшуюся от 13,5 до 10,5 тыс. л.н. (Климанов, 1990). Наиболее теплый отрезок времени в голоцене – климатический оптимум, продолжавшийся в Западной Сибири от 7 – 6,5 до 4,5 тыс. л.н. (Хотинский и др., 1991), – существенным образом повлиял на характер вечной мерзлоты региона. Температура воздуха в этот период превышала современную на 2 – 2,5°, вечная мерзлота деградировала. Криолитозона претерпевала сложные изменения. По расчетам Хотинского Н.А. и др. (1991), к югу от 66° с.ш., т.е. на всей территории ХМАО, при положительных (+1...+2 °С) среднегодовых температурах верхних горизонтов горных пород мерзлая толща оттаивала и сверху и снизу. В речных долинах вечная мерзлота протаяла полностью (рис. 4.26).



геоморфологические районы	области состояния вечной мерзлоты		
	активного промерзания залегание современной и реликтовой мерзлоты слиплого	начальной деградации разобценное	деградации
горы			
водораздельные равнины			
речные долины			

¹ поймы и I-II террасы крупных рек

0-3 Среднегодовая температура мерзлых пород, °С
250-400 Мощность мерзлых пород, м

+1-+2 Среднегодовая температура протаявших с поверхности горных пород, °С

0-0,5 Температура реликтовых мерзлых пород, °С
от 100 до 450 Глубина залегания реликтовой мерзлоты от кровли до подошвы, м

Граница вечной мерзлоты
 Граница ХМАО

Рис. 4.26. Криолитозона в эпоху климатического оптимума. Голоцен. IV, 6,5 – 4,5 тыс. л.н. (Шполянская, Королева, 2004)

На водораздельных равнинах криолитозона сохранялась как реликтовая с температурой 0...–0,5 °С. Кровля ее опустилась на глубину до 50 – 150 м и более. Из-за протаивания снизу подошва вечной мерзлоты располагалась на глубине 400 – 450 м (вместо 500 м в холодную сартанскую эпоху). Севернее 66° с.ш. и в пределах Уральских гор вечная мерзлота деградировала менее интенсивно. Там температура горных пород варьировала в пространстве от 0 до –3 °С (рис. 4.18). Одновременно сосуществовали участки мерзлых пород, которых не коснулось протаивание сверху (горы и приподнятые водораздельные равнины), и участки, где вечная мерзлота протаивала сверху частично. Мощность вечной мерзлоты уменьшалась снизу повсеместно.

В целом можно сказать, что эпоха голоценового климатического оптимума на территории ХМАО характеризовалась существованием преимущественно реликтовой криолитозоны, залегающей не с поверхности, а на некоторой глубине.

Примерно 4,5 тыс. л.н. на смену климатическому оптимуму пришло новое похолодание. В рассматриваемом районе это привело к приостановке деградации вечной мерзлоты, а севернее 63 – 64° с.ш. – к новому промерзанию горных пород. В результате в настоящее время на территории ХМАО наблюдается сложная картина пространственного расположения криолитозоны (рис. 4.27).

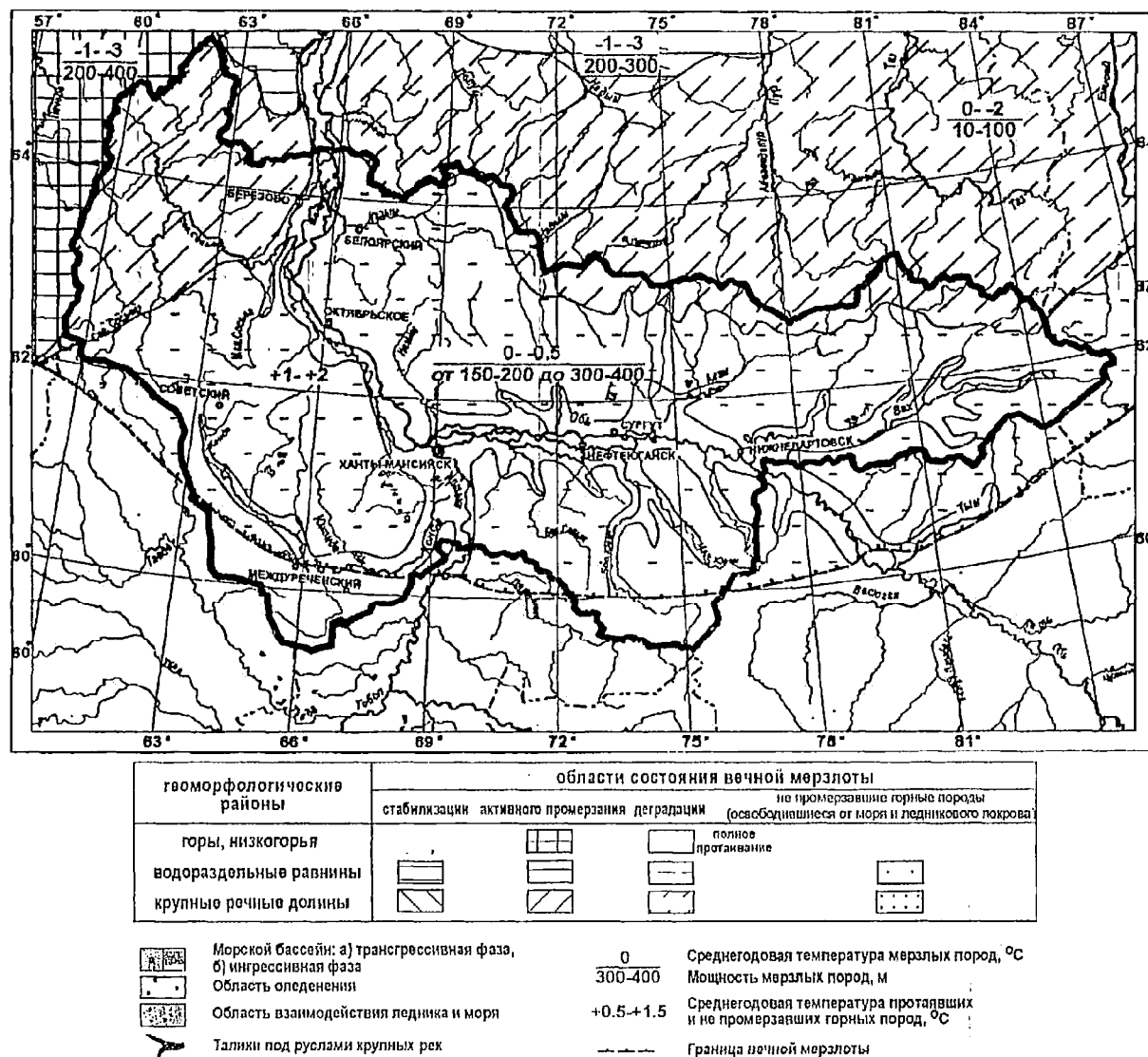


Рис. 4.27. Криолитозона в современную эпоху. Голоцен. IV (Шполянская, Королева, 2004)

Новое промерзание горных пород привело к образованию вечной мерзлоты, залегающей непосредственно с поверхности земли. В большинстве случаев мощность ее не превышает 100 м. Однако слияния этого вновь промерзшего слоя с реликтовой мерзлотой, оставшейся со времени сарганской холодной эпохи и залегающей уже на глубине 150 – 200 м, не произошло. Поэтому в регионе существуют два слоя вечной мерзлоты, не смыкающихся между собой – верхний (современный) и нижний (древний, реликтовый). На карте это область разобщенного залегания современной и древней вечной мерзлоты. Она занимает самые северные и северо-западные части ХМАО.

В МЛП происходило изменение температуры и границ вечной мерзлоты (Жилина, 2004).

Изменение глубины оттаивания пород. Многолетнемерзлые породы в МЛП оттаивали на меньшую глубину, нежели в 1989 г. Так, А.Ф. Миддендорф (1862) ссылался на наблюдения Д.Л. Овцына, сделанные им в 1734 г.: «ниже Обдорска находил почву талою» от 0,3 до 0,6 м. В 1843 – 1845 гг. в Березове почва оттаивала на 0,61 – 0,91 м, тогда как в 1989 г. почва оттаивала на глубину от 1,2 до 2 м в Салехарде и 2 – 2,5 м в Березове (Кашперюк, Трофимов, 1989).

Таким образом, в МЛП глубина сезонного протаивания многолетнемерзлых пород была меньше, чем ныне. А. Миддендорф приводит замечание Белля, высказанное им в 1763 г. о том, что в Березове почва оттаивает не более как на 0,76 м. И еще одно свидетельство незначительного протаивания пород в Березове: «гроб Меншикова вырыт был в 1821 г., и через 92 года после кончины тело его найдено сохранившимся» (Журнал МВД, 1853).

Продвижение границы многолетнемерзлых пород к югу. Граница многолетней мерзлоты в МЛП продвигалась к югу. А. Миддендорф (1862, с. 469) отмечал: «Тобольск лежит, очевидно, вне ледяной почвы, хотя и там не редки места, где почва на небольшой глубине остается мерзлою во все лето». Ныне в районе Тобольска не встречается участков, где в течение всего лета почва была бы мерзлою.

О том, что многолетняя мерзлота продвигалась к югу в МЛП, свидетельствует ее наличие еще в 1909 г. в Завасюганье, что было отмечено В. Рубчевским на Иксинском, Бакчарском, Кёнгинском и Кёнго-Чузикском болотах. В. Рубчевский (1909, с. 9) писал: «болота эти дают во многих случаях указания на то, что даже ложе их находится в пределах распространения вечной мерзлоты».

С середины XIX столетия происходит смягчение климатических условий (Баулин и др., 1989; Шагиев, 2003). Многолетняя мерзлота сокращается как в пределах Западной Сибири (Земцов, 1958а; Павлов, Гравис, 2000), так и в других регионах (Акимов, Братцев, 1957, 1959; Анисимова, Белослущкая, 2002, 2003).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Корреляция разнообразных природных процессов и событий (климат, океанические воды, материковые льды, колебания уровня внутриконтинентальных водоемов) голоцена подтверждает уже известные основные закономерности послеледниковья (Свиточ и др., 2004):

1. Теплая межледниковая эпоха с повсеместно прослеживаемой тенденцией – резким увеличением тепло- и влагообеспеченности, максимальным их проявлением в дальнейшем и последующим постепенным падением. Реальное осуществление этой тенденции во времени и пространстве разное.

2. Переход от позднеледниковья к голоцену, особенно контрастный по температурным параметрам, в океане был метахронным. Потепление в океанах раньше проявилось в антициклональных зонах тропиков и субтропиков, затем – в экваториальных областях и позднее – в полярных районах.

3. В Южном полушарии нарастание теплообеспеченности на 2 – 3 тыс. лет опережало этот процесс в Северной полусфере. Соответственно температурный максимум голоцена отмечался на юге в бореале, а на севере – в атлантике. Сходная ситуация прослеживалась и с увлажнением – процессом более сложным, чем термический режим. В пребореале и начале бореала в Северной Евразии было сухо, а в Бразилии максимально влажно; среди растительности господствовали дождевые леса.

Рассмотренный комплексный корреляционный анализ методом палеогеографических срезов по таким ярко выраженным палеогеографическим реперам, как максимум последнего межледниковья (рисс-вюрм), второе позднеплейстоценовое (вюрм II, валдай II, висконсин II), оледенение и послеледниковье (позднеледниковье, голоцен), охватывает основные события конца плейстоцена и позволяет установить общие закономерности природного процесса всей эпохи, относительно непродолжительной (130 – 0 тыс. лет), но драматичной по содержанию и динамичной по ходу преобразований, исключительно важной для понимания современного состояния природы и прогнозирования ее развития в будущем.

Показаны установленные многими отечественными и зарубежными исследователями характерные черты палеогеографии позднего плейстоцена, а возможно, и всего квартера. Из них особенно значимы такие важные черты природного процесса позднего плейстоцена, как полихронность и гетеродинамия, имеющие большое значение для прояснения общих фундаментальных черт развития природы и при разработке системы последовательности и соразмерности палеогеографических событий.

В позднем плейстоцене полихронность устанавливается в разнообразных соотношениях: синхронных и асинхронных (олигохронных, метахронных, диахронных, гетерохронных и т.д.). В целом синхронными были относительно крупные макроритмы, фиксируемые изотопными стадиями, а в палеогеографической летописи – оледенениями и межледниковьями.

На более низких иерархических уровнях конкретные палеогеографические события в пространстве чаще осуществляются асинхронно и в разных соотношениях. Так, олигохронным было проявление температурного максимума голоцена в северных и умеренных районах Евразии. Метахронным стало изменение температурного тренда поверхностных вод океана. Переход от тепла к холоду в океане сначала проявился в низких широтах, далее в средних и высоких. Потепление вод океана в первую очередь отмечается в антициклональных зонах тропиков и субтропиков, затем в экваториальных и позднее – в полярных районах.

Голоценовое потепление в Южном полушарии произошло в бореале и на 2 – 3 тыс. лет опередило этот процесс на севере (Атлантике). Во время перехода от теплой к холодной эпохе реакция океанических вод на температурные изменения отмечалась на несколько тысяч лет раньше, чем реакция ледников. Дисгармоничным было и развитие покровных ледников на одних и тех же континентах в разных центрах оледенения, например, в висконсинском многокупольном Лаврентийском покрове.

Еще более сложным (гетерохронным), вплоть до обратного, было временное пространственное отражение характера увлажнения, достаточно полно изученное в голоцене. В бореале в Сибири осадков выпадало больше, чем ныне, а на северо-западе Европы, Русской равнине и Дальнем Востоке – меньше.

Кроме временного разнообразия в природном процессе позднего плейстоцена широко проявляется дисгармония масштабности осуществления каких-либо процессов (гетеродинамия) в одни и те же временные интервалы. В начале эпохи, в максимум межледниковья, наибольшее потепление Восточного полушария отмечается в высоких широтах (60 – 65° с. ш.), где превышение современных летних температур достигало 6 – 8°, а зимних 10 – 12 °С. Южнее эти градиенты сокращаются и в низких широтах переходят в отрицательные значения.

Голоценовое потепление Восточного полушария сопровождалось небольшим увеличением влагообеспеченности в высоких и умеренных широтах. Напротив, в Западном полушарии в максимум потепления в умеренных и субтропических широтах отмечается резкое сокращение увлажненности. Столь же различным было и широтное распределение температуры в поверхностных водах Атлантического океана в голоценовый оптимум. В начале голоцена на озерах Большого бассейна запада США отмечался высокий уровень, а уровень африканского озера Чад был очень низким.

Все вышеизложенное позволяет сделать заключение: *последствия обусловленного Солнцем ритмичного (циклического) поступления тепла на Землю в неодинаковых природных условиях на определенных иерархических уровнях в разной степени деформируются (искажаются), еще больше изменяется тесно связанное с теплообеспеченностью распределение влаги.*

ЛИТЕРАТУРА

Основная литература

1. *Авенариус И.Г., Муратова М.В.* Климатические условия и некоторые черты ландшафтов Северной Евразии в эпоху максимального развития последнего покровного оледенения // Палеогеография Северной Евразии в позднем плейстоцене-голоцене и географический прогноз. – М., 1978. – С. 26 – 41.
2. *Баландин Р.К., Бондарев Л.Г.* Природа и цивилизация. – М.: Мысль, 1988. – 391 с.
3. *Боуэн Д.* Четвертичная геология: пер. с англ. – М.: Мир, 1981. – 272 с.
4. *Величко А.А.* Природный процесс в плейстоцене. – М.: Наука, 1973. – 256 с.
5. *Вронский В.А., Войткевич Г.В.* Основы палеогеографии. – Ростов н/Д: Феникс, 1997. – 576 с.
6. *Джон Б., Дербшиер Э., Янг Г и др.* Зимы нашей планеты / пер. с англ. / под ред. Б. Джона. – М.: Мир, 1982. – 336 с.
7. *Зубаков В.А., Борзенкова И.И.* Палеоклиматы позднего кайнозоя. – Л.: Гидрометеоздат, 1983. – 215 с.
8. *Изменение климата в последние 65 млн лет.* – М.: ГЕОС, 1999. – 378 с.
9. *Кинд Н.В.* Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. – М.: Наука, 1974. – 256 с.
10. *Лазуков Г.И.* Плейстоцен территории СССР. – М.: Высшая школа, 1989. – 319 с.
11. *Нейштадт М.И.* История лесов и палеогеография СССР в голоцене. – М.: АН СССР, 1957. – 404 с.
12. *Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР.* – М.: Наука, 1977. – 252 с.
13. *Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии: Поздний плейстоцен – голоцен; элементы прогноза / Спасская И.И., Астахов В.И., Глушкова О.Ю. и др.* – М.: Наука, 1993. – 102 с.
14. *Свиточ А.А.* Палеогеография плейстоцена. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1987. – 187 с.
15. *Свиточ А.А., Сорохтин О.Г., Ушаков А.* Палеогеография. – М.: ИЦ «Академия», 2004. – 448 с.
16. *Флинт Р.Ф.* Ледники и палеогеография плейстоцена. – М.: ИЛ, 1963. – 576 с.
17. *Хотинский Н.А.* Голоцен Северной Евразии. – М.: Наука, 1977. – 200 с.
18. *Шнитников А.В.* Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности. – Л., 1968. – 246 с.

Литература к введению

1. *Веклич М.Ф.* Палеогеография и ее основные задачи // Палеогеография. Палеоландшафты. – Киев: Наукова думка, 1977. – С. 3 – 66.
2. *Веклич М.Ф.* Основы палеоландшафтоведения. – Киев: Наукова думка, 1990. – 192 с.
3. *Янишин А.Л.* Основные направления современной четвертичной геологии // Четвертичная геология и палеогеография России. – М.: ГЕОС, 1997. – С. 5 – 8.
4. *Янишин А.Л.* Глобальные экологические проблемы // Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. – М.: Янус-К, 2002. – Т. 3. – С. 50 – 54.

Литература к первой главе

1. *Архипов С.А., Волкова В.С.* Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. – Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. – 105 с.
2. *Баландин Р.К., Бондарев Л.Г.* Природа и цивилизация. – М.: Мысль, 1988. – 391 с.
3. *Борисова О.К.* Позднеледниковое похолодание в умеренных широтах Южной Америки как возможный аналог позднего дриаса // Горизонты географии / Географический факультет МГУ. – М., 2005. – С. 182 – 191.
4. *Будыко М.И.* О причинах вымирания некоторых животных в конце плейстоцена // Известия АН СССР. Сер. геогр. – 1967. – № 2. – С. 28 – 36.
5. *Важенина Л.Н.* Развитие растительности и климата Верхнеколымского бассейна в конце позднего неоплейстоцена и голоцене (по палеокарпологическим данным): автореф. дис. ... канд. геогр. наук. – М., 2009. – 22 с.
6. *Величко А.А., Фаустова М.А.* Проблемы обоснования максимальной границы позднеплейстоценового оледенения на севере Евразии // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, 1982. – С. 7 – 16.

7. *Геокриология СССР. Западная Сибирь* / под ред. Э.Д. Ершова. – М.: Недра, 1989. – 454 с.
8. *Герасимов И.П.* Экологические проблемы в прошлой и будущей географии мира. – М.: Наука, 1985. – 247 с.
9. *Громов В.И.* Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит) // Труды ин-та геологии. – 1948. – Вып. 64, геол. сер., № 17. – 521 с.
10. *Джон Б., Дербишер Э., Янг Г. и др.* Зимы нашей планеты: пер. с англ. / под ред. Б. Джона. – М.: Мир, 1982. – 336 с.
11. *Захаров В.Ф., Калинин В.Ш.* Морские льды и климат. – СПб.: Гидрометеиздат, 2000. – 91 с.
12. *Золотарев Г.С.* Инженерная геодинамика. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1983. – 328 с.
13. *Зубаков В.А., Борзенкова И.И.* Палеоклиматы позднего кайнозоя. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 216 с.
14. *Каплина Т.Н.* Спорово-пыльцевые спектры осадков ледового комплекса приморских низменностей Якутии // Известия АН СССР. Сер. геогр. – 1979. – № 2. – С. 85 – 93.
15. *Каплина Т.Н., Ложкин А.В.* История развития растительности приморских низменностей Якутии в голоцене // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, 1982. – С. 207 – 220.
16. *Кизельвальтер Д.С., Рыжова А.А.* Основы четвертичной геологии. – М.: Недра, 1985. – 174 с.
17. *Лазаренко А.А.* Палеоклиматическая характеристика лёссовой формации Средней Азии и проблема межрегиональных корреляций оледенений и межледниковий с аридами и плювиалами // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, 1982. – С. 106 – 115.
18. *Лазуков Г.И.* Плейстоцен территории СССР. – М.: Высшая школа, 1989. – 319 с.
19. *Лазуков Г.И., Чочиа Н.Г., Спасский Н.Я.* Основы геоморфологии и геологии антропогена. – Л., 1976. – 220 с.
20. *Мамедов Э.Д.* Плювиалы и ариды в позднплейстоценовой и голоценовой истории пустынь СССР и сопредельных стран // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, 1982. – С. 94 – 99.
21. *Плейстоцен* / Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Четвертичный период. – М., 1965. – Т. 1. – 372 с.; Т. 2. – 436 с.
22. *Мурзаев Э.М.* Словарь народных географических терминов. – М.: Мысль, 1984. – 653 с.
23. *Некрасов И.А.* Вечна ли вечная мерзлота? – М.: Недра, 1991. – 128 с.
24. *Пахомов М.М.* Палеогеографические аспекты истории растительности гор Средней Азии (на примере Памиро-Алая) // Ботанический журнал. – 1980. – Т. 65. – Вып. 8 – С. 1138 – 1147.
25. *Пидопличко И.Г.* Современные проблемы и задачи изучения истории фауны и среды их обитания // Природная обстановка фауны прошлого. – Вып. 1. – Киев: Изд-во АН УССР, 1963.
26. *Природа и древний человек* / Баландин, Бондарев. – М.: Мысль, 1981. – 222 с.
27. *Пучков П.В.* Некомпенсированные вюрмские вымирания. Сообщения 1 – 6 // Вестник экологии. – 1991. – № 5. – С. 45 – 53; 1992. – № 1. – С. 58 – 66; 1993. – № 1. – С. 63 – 72; 1994. – № 2. – С. 65 – 73.
28. *Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии: Поздний плейстоцен – голоцен; элементы прогноза* / Спасская И.И., Астахов В.И., Глушкова О.Ю. и др. – М.: Наука, 1993. – 102 с.
29. *Сакс В.Н.* Четвертичный период в Советской Арктике. – 2-е изд. – Л., 1953. – 120 с. (Труды НИИ ГА. – Т. 77).
30. *Свиточ А.А.* Актуальные вопросы палеогеографии плейстоцена // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. – 1984. – № 1. – С. 3 – 7.
31. *Сергеев Е.М.* Генезис лёссов в связи с их инженерно-геологическими особенностями // Вестник Моск. ун-та. Сер. геолог. – 1976. – № 5.
32. *Стратиграфический словарь СССР. Палеоген, неоген, четвертичная система.* – Л.: Недра, 1982. – 616 с.
33. *Сукачев В.Н.* Болота, их образование, развитие и свойства // Сб. лекций дополнительных курсов для лесничих. – СПб., 1915. – С. 249 – 405.
34. *Томирдиаро С.В.* Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, 1980. – 183 с.
35. *Томирдиаро С.В.* Арктический и субарктический типы мерзлотного лёсса и выделение едомных формаций шельфового и континентального типов // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, 1982. – С. 134 – 142.
36. *Флинт Р. Ф.* История Земли. – М., 1978. – 360 с.

37. *Формозов А.Н.* О фауне палеолитических стоянок европейской части СССР // *Природа и развитие первобытного общества на территории европейской части СССР.* – М.: Наука, 1969.
38. *Хуторский М.Д., Зволинский В.П., Рассказов А.А.* Мониторинг и прогнозирование геофизических процессов и природных катастроф. – М.: Изд-во РУДН, 1999. – 222 с.
39. *Шер А.В.* Природная перестройка в Восточно-Сибирской Арктике на рубеже плейстоцена и голоцена и ее роль в вымирании млекопитающих и становлении современных экосистем // *Криосфера Земли.* – 1997. – Т. 1. – № 1. – С. 21 – 29.
40. *Marshall L.G.* Who Killed Cock Robin?: an investigation of the extinction controversy // *Quaternary Extinctions: a Prehistoric Revolution / P.S. Martin, R.G. Klein, Eds. Tucson.* – Univ. Arizona Press, 1984. – P. 785 – 806.

Литература ко второй главе

1. *Архипов С.А., Волкова В.С.* Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. – Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. – 105 с.
2. *Веклич М.Ф.* Основы палеоландшафтоведения. – Киев: Наукова думка, 1990. – 192 с.
3. *Волкова В.С., Левина Т.П.* Растительность голоцена Западной Сибири по палинологическим данным // *Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене.* – М.: Наука, 1982. – С. 186 – 191.
4. *Герасимов И.П.* Экологические проблемы в прошлой и будущей географии мира. – М.: Наука, 1985. – 247 с.
5. *Кинд Н.В.* Изменения климата и оледенения в верхнем антропогене (абсолютная геохронология): автореф. дис. ... докт. геогр. наук. – М., 1971. – 38 с.
6. *Лазуков Г.И.* Плейстоцен территории СССР. – М.: Высшая школа, 1989. – 319 с.
7. *Марков К.К.* Главные изменения природы поверхности Земли в голоцене // *Палеогеография четвертичного периода.* – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1965. – С. 5 – 18.
8. *Нейштадт М.И.* Некоторые итоги изучения отложений голоцена // *Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода.* – М.: Наука, 1965. – С. 112 – 132.
9. *Нейштадт М.И.* О нижней границе голоцена // *Палинология голоцена.* – М.: Изд-во АН СССР, 1971. – С. 7 – 17.
10. *Орлова Л.А.* Голоцен Барабы. – Новосибирск, 1990. – 128 с.
11. *Свиточ А.А.* Актуальные вопросы палеогеографии плейстоцена // *Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География.* – 1984. – № 1. – С. 3 – 7.
12. *Серебряный Л.Р., Раускас А.В.* Трансбалтийские корреляции краевых ледниковых образований позднего плейстоцена // *Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология.* – М.: Наука, 1966.
13. *Сукачев В.Н.* Болота, их образование, развитие и свойства // *Сб. лекций дополнительных курсов для лесничих.* – СПб., 1914. – С. 249 – 405.
14. *Хотинский Н.А.* Голоцен Северной Евразии. – М.: Наука, 1977. – 200 с.
15. *Четырехязычный* энциклопедический словарь терминов по физической географии. – М.: Советская энциклопедия, 1980. – 703 с.
16. *Шер А.В.* Природная перестройка в Восточно-Сибирской Арктике на рубеже плейстоцена и голоцена и ее роль в вымирании млекопитающих и становлении современных экосистем // *Криосфера Земли.* – 1997. – Т. 1. – № 1. – С. 21 – 29.

Литература к третьей главе

1. *Авенариус И.Г., Муратова М.В.* Климатические условия и некоторые черты ландшафтов Северной Евразии в эпоху максимального развития последнего покровного оледенения // *Палеогеография Северной Евразии в позднем плейстоцене-голоцене и географический прогноз.* – М., 1978. – С. 26 – 41.
2. *Адаменко В.Н., Александрова Л.С., Клейкова Н.П.* Особенности барико-циркуляционных условий периодов аномальной увлажненности в бассейне озера Чаны // *Пульсирующее озеро Чаны.* – Л., 1982. – С. 67 – 77.
3. *Адаменко В.Н., Ловеллус Н.В.* Аномалии прироста деревьев и изменение барико-циркуляционных условий последнего тысячелетия // *Известия ВГО.* – 1976. – № 4. – С. 290 – 296.
4. *Адаменко М.Ф.* Реконструкция динамики термического режима летних месяцев на территории Горного Алтая в XIV–XX вв. // *Дендрохронология и дендроклиматология.* – Новосибирск, 1986. – С. 110 – 114.

5. *Артюшенко А.Т., Аран Р.Я., Безусько Л.Г. и др.* Новые данные о растительности Украины в голоцене // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, 1982. – С. 173 – 178.
6. *Архипов С.А., Волкова В.С.* Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. – Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. – 105 с.
7. *Большаинов Д.Ю., Павлов М.В.* Определение времени Малого ледникового периода в различных частях Российской Арктики по данным изучения озерных отложений // Известия Русского географического общества. – 2004. – Т. 136. – Вып. 4. – С. 37 – 50.
8. *Борисенков Е.П.* Климат и деятельность человека. – М.: Наука, 1982. – 128 с.
9. *Борисенков Е.П., Пасецкий В.М.* Экстремальные природные явления в русских летописях XI–XVII вв. – Л., 1983. – 240 с.
10. *Борисов А.А.* Климаты СССР в прошлом, настоящем и будущем. – Л., 1975. – 432 с.
11. *Борисов П.М.* К проблеме коренного улучшения климата // Известия ВГО. – 1962. – Т. 94. – Вып. 4. – С. 304 – 320.
12. *Будыко М.И., Васищева М.А.* Влияние астрономических факторов на четвертичные оледенения // Метеорология и гидрология. – 1971. – № 6. – С. 37 – 47.
13. *Бурашников Т.А., Муратова М.В., Суетова И.А.* Климатическая модель территории Советского Союза во время голоценового оптимума // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, 1982. – С. 245 – 251.
14. *Веклич М.Ф.* Основы палеоландшафтоведения. – Киев: Наукова думка, 1990. – 192 с.
15. *Визе В.Ю.* Климат морей советской Арктики. – М.; Л., 1940а. – 128 с.
16. *Волкова В.С., Бахарева В.А., Левина Т.П.* Растительность и климат голоцена Западной Сибири // Палеоклиматы позднеледникового и голоцена. – М.: Наука, 1989. – С. 90 – 96.
17. *Волкова В.С., Левина Т.П.* Растительность голоцена Западной Сибири по палинологическим данным // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, 1982. – С. 186 – 191.
18. *Галахов В.П., Мухаметов Р.М.* Ледники Алтая. – Новосибирск, 1999. – 136 с.
19. *Гриббин Дж., Лэм Г.Г.* Изменение климата за исторический период // Изменения климата. – Л., 1980. – С. 102 – 122.
20. *Дучков А.Д., Поллак Г.Н.* Вековые тренды изменения климата в историческое время по термограммам скважин // Криосфера Земли. – 2002. – Т. VI. – № 1. – С. 82 – 89.
21. *Елина Г.А., Лебедева Р.М.* Голоценовая динамика ландшафтных зон северо-запада европейской части территории СССР // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, 1982. – С. 148 – 154.
22. *Жилина Т.Н.* Западная Сибирь в Малый ледниковый период (1550 – 1850 гг.): природа и русская колонизация: автореф. дис. канд. геогр. наук. – Томск, 2004. – 22 с.
23. *Золотарев Е.А., Селиверстов Ю.Г., Харьковец Е.Г.* Эволюция оледенения Эльбруса с начала Малого ледникового периода // Материалы гляциологических исследований. – 1999. – Вып. 87. – С. 112 – 119.
24. *Ивановский Л.Н.* Вопросы сопоставления конечных морен на Алтае // Гляциология Алтая. – Томск, 1965. – Вып. IV. – С. 49 – 69.
25. *Имбри Дж., Имбри К.П.* Тайны ледниковых эпох: пер. с англ. / под ред. Г.А. Авсюка. – М.: Прогресс, 1988. – 264 с.
26. *Каплина Т.Н., Ложкин А.В.* История развития растительности приморских низменностей Якутии в голоцене // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, 1982. – С. 207 – 220.
27. *Кинд Н.В.* Изменения климата и оледенения в верхнем антропогене (абсолютная геохронология): автореф. дис. ... докт. геогр. наук. – М., 1971. – 38 с.
28. *Климанов В.А.* Климат Восточной Европы в климатический оптимум голоцена (по данным палинологии) // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, 1982. – С. 251 – 258.
29. *Климанов В.А.* Цикличность и квазипериодичность климатических колебаний в голоцене // Палеоклиматы позднеледникового и голоцена. – М., 1989. – С. 29 – 33.
30. *Климанов В.А., Левина Т.П., Орлова Л.А., Паньчев В.А.* Изменение климата на территории Барабинской равнины в субатлантическом периоде голоцена по данным изучения торфяника Суминского займа // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск, 1987. – С. 143 – 149.

31. *Климанов В.А.* Характеристика климата на территории СССР около 10500 лет назад // *Ледники и климат.* – Томск, 1987. – С. 67 – 74.
32. *Котляков В.М.* Избранные сочинения. Кн. 1. Гляциология Антарктиды. – М., 2000. – 432 с.
33. *Котляков В.М.* Мы живем в ледниковый период? – Л., 1966. – 236 с.
34. *Котляков В.М., Гросвальд М.Г., Кренке А.Н.* Климат Земли: прошлое, настоящее и будущее. – М., 1985. – 48 с.
35. *Котляков В.М., Гросвальд М.Г., Лориус К.* Климаты прошлого из глубины ледниковых щитов. – М., 1991. – 48 с.
36. *Котляков В.М., Кренке А.Н.* Ледники как индикаторы климата // *Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана.* – 1982. – Т. 18. – № 11. – С. 1215 – 1230.
37. *Кренке А.Н., Золотокрылин А.Н., Попова В.В., Чернавская М.М.* Реконструкция динамики увлажнения и температуры воздуха за исторический период (по природным показателям) // *Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена.* – М., 1989. – С. 34 – 38.
38. *Ладюри Э. Ле Руа.* История климата с 1000 года. – Л., 1971. – 280 с.
39. *Либерман А.А., Муратова М.В., Суетова И.А.* Применение нелинейной интерполяции для построения палеоклиматических моделей // *Методы реконструкции палеоклиматов.* – М.: Наука, 1988. – С. 48 – 53.
40. *Лисс О.Л., Абрамова Л.И., Аветов Н.А. и др.* Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение. – Тула: Гриф и К°, 2001. – 584 с.
41. *Лосев К.С.* Климат вчера, сегодня ... и завтра. – Л., 1985. – 176 с.
42. *Лэм Х.Х.* Климаты и циркуляционные режимы в северном полушарии во время последнего ледникового периода и после него // *Физическая и динамическая климатология.* – Л., 1974. – С. 237 – 267.
43. *Максимов Е.В.* Ритмичность в проявлении вулканической активности // *Советская геология.* – 1968. – № 5. – С. 54 – 71.
44. *Марков К.К.* Палеогеография. – Л., 1951. – 276 с.
45. *Миланкович М.* Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. – М.; Л., 1939. – 207 с.
46. *Мильков Ф.Н.* Человек и ландшафты. – М.: Мысль, 1973. – 224 с.
47. *Монин А.С., Шишков Ю.А.* История климата. – Л., 1979. – 408 с.
48. *Наурызбаев М.М., Ваганов Е.А., Сидорова О.В.* Изменчивость приземной температуры воздуха на севере Евразии по данным тысячелетних древесно-кольцевых хронологий // *Криосфера Земли.* – 2003. – Т. VII. – № 2. – С. 84 – 91.
49. *Никифорова Л.Д.* Динамика ландшафтных зон голоцена северо-востока европейской части СССР // *Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене.* – М.: Наука, 1982. – С. 154 – 162.
50. *Никольская М.В., Черкасова М.Н.* Динамика голоценовых флор Таймыра // *Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене.* – М.: Наука, 1982. – С. 192 – 201.
51. *Окишев П.А.* Современная регрессивная фаза и тенденция оледенения горного узла Биш-Иирду на Алтае: автореф. дис. ... канд. геогр. наук. – Томск, 1964. – 18 с.
52. *Окишев П.А.* Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. – Томск, 1982. – 210 с.
53. *Окишев П.А., Нарожный Ю.К.* Динамика ледников и климата в горах Южной Сибири // *Региональный мониторинг атмосферы. Природно-климатические изменения.* – Томск, 2000. – Ч. 4. – С. 164 – 199.
54. *Окишев П.А., Нарожный Ю.К.* Современное состояние и прогноз эволюции оледенения Алтая в условиях потепления климата // *Самоорганизация и динамика геоморфосистем: Материалы XVII Пленума Геоморфологической комиссии РАН.* – Томск, 2003. – С. 133 – 137.
55. *Олейников В.А.* Геологические часы. – Л.: Недра, 1987. – 151 с.
56. *Орлова Л.А.* Голоцен Барабы. – Новосибирск, 1990. – 128 с.
57. *Полозова Л.Г.* Климатические условия малого ледникового периода, восстановленные по дендрохронологии // *Колебания климата за последнее тысячелетие.* – Л., 1988. – С. 168 – 176.
58. *Русин Н.П., Флит Л.А.* Солнце на Земле. – М., 1971. – 208 с.
59. *Савина С.С., Хотинский Н.А.* Зональный метод реконструкции палеоклиматов голоцена // *Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене.* – М.: Наука, 1982. – С. 231 – 244.
60. *Сазонов Б.И.* Суровые зимы и засухи. – Л., 1991. – 240 с.
61. *Сейбутис А.А.* Важнейшие черты развития голоценовой растительности Прибалтики // *Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене.* – М.: Наука, 1982. – С. 162 – 167.
62. *Синицын В.М.* Введение в палеоклиматологию. – Л., 1967. – 232 с.

63. Старков В.Ф. Очерки истории освоения Арктики. Т. 2. Россия и Северо-Восточный проход. – М., 2001. – 116 с.
64. Старков В.Ф. Исторические, археологические и геоморфологические источники об изменении климата в XVI–XVII вв. // Междисциплинарные исследования в археологии и этнографии Западной Сибири. – Томск, 2002. – С. 51 – 61.
65. Тронов М.В. Очерки оледенения Алтая // Записки Всесоюзного географического общества. – М., 1953. – Т. 9. – 676 с.
66. Федоров В.М. Астрономическая хронология глобальных климатических событий в верхнем плейстоцене и голоцене // Криосфера Земли. – 1999. – Т. III. – № 3. – С. 105 – 109.
67. Флинт Р. Ф. История Земли. – М., 1978. – 360 с.
68. Хотинский Н.А. Голоценовые хроносрезы: дискуссионные проблемы палеогеографии голоцена // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М., 1982. – С. 142 – 147.
69. Чаплыгина А.С. Флуктуации циркуляции атмосферы и климатического режима Земли // Физическая и динамическая климатология: Труды симпозиума по физической и динамической климатологии. – Л., 1974. – С. 209 – 217.
70. Чендев Ю.Г. Эволюция природной среды в различных регионах мира в голоцене // Вестник Моск. унта. Сер. 5. География. – 2007. – № 3. – С. 11 – 15.
71. Чернавская М.М. Опыт реконструкции термических условий малого ледникового периода на севере Евразии (по дендрохронологическим данным) // Колебания климата за последнее тысячелетие. – Л., 1988. – С. 168 – 179.
72. Чичагов В.П. Основные события формирования природной среды Восточной Монголии в голоцене // Четвертичная геология и палеогеография России. – М., 1997. – С. 202 – 206.
73. Чижевский А.Л. Земное эхо солнечных бурь. – М., 1976. – 367 с.
74. Шиятов С.Г. Дендрохронология верхней границы леса на Урале. – М., 1986. – 136 с.
75. Шнитников А.В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария // Записки Географического общества СССР. – 1957. – Т. 16. – 340 с.
76. Gribbin J. Astronomical influences // Climatic Change / ed. J. Gribbin. – Cambridge Unit. Press, 1978. – P. 133 – 154.
77. Lamb N.N. Climate: present, past and future. V. 1. – London: Methuen, 1972. – 648 p.
78. Schwartw bach M. Climates of the Past. – N.J.: van Nostrand, 1963. – 328 p.
79. Tsukada M. Pollen succession, absolute pollen frequency, and recurrence surface in central Japan // Amer. J. Bot. – 1967. – V. 53. – No. 7.

Литература к четвертой главе

1. Авенариус И.Г., Муратова М.В. Климатические условия и некоторые черты ландшафтов Северной Евразии в эпоху максимального развития последнего покровного оледенения // Палеогеография Северной Евразии в позднем плейстоцене-голоцене и географический прогноз. – М., 1978. – С. 26 – 41.
2. Адаменко М.Ф. Реконструкция динамики термического режима летних месяцев на территории Горного Алтая в XIV–XX вв. // Дендрохронология и дендроклиматология. – Новосибирск, 1986. – С. 110 – 114.
3. Акимов А.Т., Братцев Л.А. Динамика северной границы леса в правой части бассейна реки Усы // Известия Коми филиала ВГО. – 1957. – Вып. 4. – С. 83 – 91.
4. Акимов А.Т., Братцев Л.А. К вопросу о деградации многолетнемерзлых горных пород в Большеземельской тундре // Известия Коми филиала ВГО. – 1959. – Вып. 5. – С. 53 – 66.
5. Английские путешественники в Московском государстве: пер. с англ. Ю.В. Готье. – Л., 1938. – 310 с.
6. Анисимова О.А., Белослуцкая М.А. Оценка влияния изменения климата и деградации вечной мерзлоты на инфраструктуру в северных регионах России // Метеорология и гидрология. – 2002. – № 6. – С. 15 – 23.
7. Анисимова О.А., Белослуцкая М.А. Современные изменения климата в области высоких широт Северного полушария // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 1. – С. 18 – 30.
8. Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время. – М.: Наука, 1987. – 268 с.
9. Архипов С.А. Комплексная палеогеографическая реконструкция для эпохи 20 – 18 тыс. л.н. // Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии: Поздний плейстоцен – голоцен: элементы природы. Вып. 1. – М.: Наука, 1993. – С. 37– 41.
10. Архипов С.А., Волкова В.С. Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. – Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. – 105 с.

11. *Архипов С.А., Волкова В.С., Зольников И.Д.* Эоплейстоцен и плейстоцен // Изменение климата и ландшафтов в последние 65 миллионов лет. – М.: ГЕОС, 1999. – С. 94 – 105.
12. *Архипов С.М., Бардин В.И., Божинский А.Н.* Режим и эволюция полярных ледниковых покровов. – СПб., 1992. – 230 с.
13. *Астахов В.И.* Проблема последнего оледенения Западной Сибири // Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии: Поздний плейстоцен – голоцен; элементы прогноза. Вып. 1. – М.: Наука, 1993. – С. 41 – 44.
14. *Астахов В.И.* Средний и поздний неоплейстоцен ледниковой зоны Западной Сибири: проблемы стратиграфии и палеогеографии // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. № 69. – М.: ГЕОС, 2009. – С. 8 – 23.
15. *Атлас Арктики и Антарктики.* – М., 1985. – 204 с.
16. *Бадигин К.* По студеным морям. – М., 1956. – 424 с.
17. *Баулин В.В., Васильчук Ю.К., Трофимов В.Т., Чеховский А.Л.* Историко-геологические закономерности формирования геокриологических условий // Геокриология СССР. Западная Сибирь. – М., 1989. – С. 20 – 38.
18. *Берг Л.С.* Уровень Каспийского моря и условия плавания в Арктике // Известия Всесоюзного географического общества. – 1943. – Т. 75. – Вып. 4. – С. 16 – 21.
19. *Бляхарчук Т.А.* История растительности юго-востока Западной Сибири в голоцене по данным ботанического и спорово-пыльцевого анализа торфа // Сибирский экологический журнал. – 2000. – Т. 7. – № 5. – С. 659 – 668.
20. *Боднарский М.С.* Великий Северный Морской Путь. – М.; Л., 1926. – 254 с.
21. *Борисенков Е.П., Пасецкий В.М.* Экстремальные природные явления в русских летописях XI – XVII вв. – Л., 1983. – 240 с.
22. *Бояришинова З.Я.* К вопросу о развитии русского земледелия в Томском уезде в XVII в. // Материалы по истории земледелия. – М., 1952. – С. 247 – 278.
23. *Буторин Д., Воробьев Б.* Мангазейский ход. – М., 1970. – 176 с.
24. *Веселовский К.С.* О климате России. – СПб., 1857. – 736 с.
25. *Весин Л.* Неурожай в России и их главные причины // Северный вестник. – 1892. – № 1. – С. 85 – 124.
26. *Визе В.Ю.* История исследования Советской Арктики. – Архангельск, 1934. – 212 с.
27. *Визе В.Ю.* Климат морей советской Арктики. – М.; Л., 1940а. – 128 с.
28. *Визе В.Ю.* Северный Морской путь. – М.; Л., 1940б. – 96 с.
29. *Величко А.А.* Современное состояние концепции покровных оледенений Земли // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1987. – № 3. – С. 21 – 34.
30. *Величко А.А.* Вводное замечание ответственного редактора // Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Вып. 1. – М.: Наука, 1993. – С. 36 – 37.
31. *Волков И.А., Гросвальд М.Г., Троицкий С.Л.* О стоке приледниковых вод во время последнего оледенения Западной Сибири // Изв. АН СССР. Сер. географ. – 1978. – № 4. – С. 25 – 35.
32. *Волкова В.С., Бахарева В.А., Левина Т.П.* Растительность и климат голоцена Западной Сибири // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. – М.: Наука, 1989. – С. 90 – 96.
33. *Волкова В.С., Левина Т.П.* Растительность голоцена Западной Сибири по палинологическим данным // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, 1982. – С. 186 – 191.
34. *Глебов Ф.З., Толейко Л.С., Стариков Э.В. и др.* Палинологическая характеристика и датировка по C¹⁴ торфяника в Александровском районе Томской области // Типы болот СССР и принципы их классификации. – Л.: Наука, 1974. – С. 194 – 200.
35. *Жилина Т.Н.* Западная Сибирь в Малый ледниковый период (1550 – 1850 гг.): природа и русская колонизация: автореф. дис. канд. геогр. наук. – Томск, 2004. – 22 с.
36. *Журнал Министерства Внутренних Дел.* – 1853. – Ч. 42.
37. *Зайков Б.Д.* Высокие половодья и паводки на реках СССР за историческое время. – Л., 1954. – 138 с.
38. *Земцов А.А.* О распространении многолетнемерзлых пород в Западной Сибири // Научные доклады высшей школы. Геолого-географические науки. – 1958б. – № 3. – С. 190 – 194.
39. *Земцов А.А.* Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная части). – Томск, 1976. – 344 с.
40. *Зольников И.Д., Гуськов С.А., Орлова Л.А. и др.* Ведущие факторы морфолитогенеза в позднечетвертичной истории Западной Сибири // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 5. – С. 491 – 495.

41. *Зятькова Л.К., Лесных И.В.* Геомониторинг природной среды. – Новосибирск: СГГА, 2004. – Т. 2. – 316 с.
42. *Имбри Дж., Имбри К.П.* Тайны ледниковых эпох: пер. с англ. / под ред. Г.А. Авсюка. – М.: Прогресс, 1988. – 264 с.
43. *История* открытия и освоения Северного Морского пути. – М., 1956. – 592 с.
44. *Карелин Д.Б.* Море Лаптевых. – М.; Л., 1947. – 200 с.
45. *Кацперюк П.И., Трофимов В.Т.* Сезонное оттаивание и промерзание пород // Геокриология СССР. Западная Сибирь. – М., 1989. – С. 76 – 82.
46. *Кац Н.Я.* Типы болот СССР и Западной Европы и их географическое распространение. – М.: Геофиз, 1948. – 319 с.
47. *Кац Н.Я.* О динамике вечной мерзлоты в низовьях Оби // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отд. биологии. – 1989. – Т. XLVIII (2 – 3). – С. 18 – 28.
48. *Кондрашенков А.А.* Крестьяне Зауралья в XVII – XVIII веках. Ч. II. – Челябинск, 1969. – 276 с.
49. *Копылов А.Н., Полевой Б.П.* Землепроходцы XVII в. и изучение Сибири // Освоение Сибири в эпоху феодализма (XVII – XVIII вв.). – Новосибирск, 1968. – Вып. 5. – С. 20 – 41.
50. *Лаврушин Ю.А., Кузьмин Я.В.* Предисловие // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 69. – М.: ГЕОС, 2009. – С. 5 – 7.
51. *Латишина Е.Д.* Флора болот юго-востока Западной Сибири. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 2003. – 296 с.
52. *Левина Т.П., Никитин В.П.* Палеоботаническая характеристика голоценового торфяника в районе мыса Каргинского и смежных областей. – М.: Наука, 1973. – С. 80 – 85.
53. *Левина Т.П., Орлова Л.А.* Климатические ритмы голоцена юга Западной Сибири // Геология и геофизика. – 1993. – № 3. – С. 36 – 55.
54. *Ледебур К.Ф., Бунге А.А., Мейер К.А.* Путешествие по Алтайским горам и Джунгарской Киргизской степи. – Новосибирск, 1993. – 415 с.
55. *Лесгафт Э.* Лды Северного Ледовитого океана и морской путь из Европы в Сибирь. – СПб., 1913. – 240 с.
56. *Лисс О.Л., Абрамова Л.И., Аветов Н.А. и др.* Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение. – Тула: Гриф и К°, 2001. – 584 с.
57. *Лисс О.Л., Березина Н.А.* Развитие болотообразовательного процесса в центральной части Западной Сибири // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, 1982. – С. 224 – 230.
58. *Лисс О.Л., Березина Н.А.* Болота Западно-Сибирской равнины. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. – 208 с.
59. *Литке Ф.П.* Четырехкратное путешествие в Северный Ледовитый океан на военном бриге «Новая Земля» в 1821 – 1824 гг. – М., 1948. – 334 с.
60. *Малолетко А.М.* Западная Сибирь в Малую ледниковую эпоху (1550 – 1850 гг.) // География и природопользование Сибири. – Барнаул, 2003. – Вып. 6. – С. 8 – 25.
61. *Миддендорф А.* Путешествие на север и восток Сибири. – СПб., 1862. – Ч. 1. Отдел III. – С. 315 – 489.
62. *Миненко Н.А.* Экологические знания и опыт природопользования русских крестьян Сибири в XVIII – первой половине XX в. – Новосибирск, 1991. – 210 с.
63. *Монин А.С., Шишков Ю.А.* История климата. – Л., 1979. – 408 с.
64. *Мурзаева В.Э.* Озера аридной Азии и их реакция на плейстоценовые похолодания // Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений Азии и тихоокеанского региона. – Владивосток, 1988. – С. 57 – 58.
65. *Нейштадт М.И.* Некоторые итоги изучения отложений голоцена // Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. – М.: Наука, 1965. – С. 112 – 132.
66. *Нейштадт М.И.* О нижней границе голоцена // Палинология голоцена. – М.: Изд-во АН СССР, 1971. – С. 7 – 17.
67. *Обручев С.В.* Русские поморы на Шпицбергене в XV веке и что написал о них в 1493 г. нюрнбергский врач. – М., 1964. – 144 с.
68. *Окшнев П.А.* Меридиональная корреляция ледниковых и флювиальных процессов горных и равнинных территорий (на примере Западной Сибири) // Вопросы географии Сибири. Вып. 16. – Томск, 1984. – С. 3 – 15.
69. *Окладников А.П.* Русские полярные мореходы XVII в. у берегов Таймыра. – М., 1957. – 120 с.
70. *Описание* Тобольского наместничества. (1789 – 1790 гг., по ответам на вопросы анкеты 1784 г.). – Новосибирск, 1982. – 322 с.

71. Орлова Л.А. Голоцен Барабы. – Новосибирск, 1990. – 128 с.
72. Орлова Л.А., Панычев В.А. Палеогеографические реконструкции озера Чаны в голоцене по данным радиоуглеродного датирования // Ледники и климат Сибири. – Томск, 1987. – С. 93 – 94.
73. Павлов А.В., Гравис Г.Ф. Вечная мерзлота и современный климат // Природа. – 2000. – № 4. – С. 10 – 18.
74. Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. – Новосибирск: Наука, 1980. – 109 с.
75. Паллас П.С. Путешествие по разным местам Российского государства по велению Санкт-Петербургской императорской академии наук. – СПб., 1786а. – Ч. 2. – Кн. 1. – 492 с.; 1786б. – Ч. 2. – Кн. 2. – 476 с.
76. Панов Б.П. Зимний режим рек СССР. – Л., 1960. – 240 с.
77. Панычев В.А. Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины. – Новосибирск: Наука, 1979. – 104 с.
78. Полное собрание русских летописей. Т. 36. Сибирские летописи. Ч. 1. Группа Есиповской летописи. – М., 1987. – 382 с.
79. Поползин А.Г. Зональная типология озер юга Обь-Иртышского бассейна // Вопросы гидрогеологии Западной Сибири. – Новосибирск, 1965. – С. 13 – 42.
80. Раунер Ю.А. Синхронность засух в зерновых районах северного полушария // Известия АН СССР. Серия географическая. – 1979. – № 1. – С. 5 – 19.
81. Ресурсы поверхностных вод СССР. Основные гидрологические характеристики. Т. 15. Алтай, Западная Сибирь и Северный Казахстан. Вып. 1. Верхняя и Средняя Обь. – Л., 1975. – 620 с.
82. Ресурсы пресных и маломинерализованных подземных вод южной части Западно-Сибирского артезианского бассейна. – М.: Недра, 1991. – 262.
83. Рубчевский В. Леса и население Завасюганья. – Томск, 1909. – 70 с.
84. Рыкачев М.А. Вскрытие и замерзание вод в Российской империи. – СПб., 1886. – 307 с.
85. Сидоров К.В. Новая Земля на картах XVII в. // Летопись Севера. – М., 1957. – Т. II. – С. 107 – 121.
86. Слоцов П.А. Историческое обозрение Сибири. – 1844. – Кн. II. – 523 с.
87. Слуцкий В.И. История метеорологии в Томском университете. – Томск, 1998. – 100 с.
88. Спасский Г. Замечания хозяйственные и до климата относящиеся, учиненные в 1811 и 1812 году в Барнауле // Технологический журнал. – 1814. – Т. 11. – Ч. 4. – С. 82 – 89.
89. Спафарий Н.М. Сибирь и Китай. – Кишинев, 1960. – 516 с.
90. Справочник по климату СССР. Вып. 17. Ч. II. – Л., 1965а. – 390 с.; Вып. 20. Ч. II. – Л., 1965б. – 396 с.
91. Стариков Э.В., Жидовленко В.А. Радиоуглеродные датировки Института леса и древесины им. В.Н. Сукачева СО АН СССР. Сообщение III // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – 1987. – № 56. – С. 161 – 164.
92. Старков В.Ф. Очерки истории освоения Арктики. Т. 2. Россия и Северо-Восточный проход. – М., 2001. – 116 с.
93. Старков В.Ф. Исторические, археологические и геоморфологические источники об изменении климата в XVI – XVII вв. // Междисциплинарные исследования в археологии и этнографии Западной Сибири. – Томск, 2002. – С. 51 – 61.
94. Сукачев В.Н. К вопросу об изменении климата и растительности на севере Сибири в послетретичное время // Метеорологический вестник. – 1922. – № 1 – 4. – С. 5 – 21.
95. Татищев В.Н. Общее географическое описание всей Сибири // Избранные труды по географии России. – М., 1950. – С. 36 – 76.
96. Тихомиров Е.И. Из истории метеорологических наблюдений в Сибири в XVIII в. // Климат и погода. – 1929. – № 4. – С. 101 – 111.
97. Твинг Р. Судходство // Гренландия. – М., 1953. – С. 284 – 297.
98. Трофимов В.Т., Кашиперюк П.И., Фирсов Н.Г. Распространение и среднегодовая температура многолетнемерзлых и талых пород // Геокриология СССР. Западная Сибирь. – М., 1989. – С. 58 – 71.
99. Фальк И.П. Записки путешествия Академика Фалька // Полное собрание путешествий по России, издаваемое Императорской академией наук. – СПб., 1854. – 354 с.
100. Фрумкин П.А. К истории открытия Шпицбергена // Летопись Севера. – 1957. – Т. II. – С. 142 – 147.
101. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. – М.: Наука, 1977. – 200 с.
102. Хотинский Н.А. Голоценовые хроносрезы: дискуссионные проблемы палеогеографии голоцена // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М., 1982. – С. 142 – 147.

103. Хотинский Н.А., Алешинская З.В., Гуман М.А. и др. Новая схема периодизации ландшафтно-климатических изменений в голоцене // Известия АН СССР. Сер. геогр. – 1991. – № 3.
104. Хргиан А.Х. Очерки развития метеорологии. – Л., 1959. – 348 с.
105. Чемоданов С.Г. Периодические колебания уровня озера Чаны в связи с периодическими колебаниями климата малой продолжительности // Вопросы географии Сибири. – Томск, 1953. – Сб. 3. – С. 188 – 194.
106. Черняковский Ф.И. Петр Кузьмич Пахтусов. – Архангельск, 1957. – 56 с.
107. Чихачев П.А. Путешествие в Восточный Алтай: пер. с фр. В.В. Цибульского. – М., 1974. – 360 с.
108. Шагиев Р.М. Изменение климата в начале третьего тысячелетия // Самоорганизация и динамика геоморфосистем: Материалы XVII Пленума Геоморфологической комиссии РАН. – Томск, 2003. – С. 152 – 154.
109. Шнитников А.В. Внутривековые колебания уровня степных озер Западной Сибири и Северного Казахстана и их зависимость от климата // Труды лаборатории озероведения. – 1950. – Т. I. – С. 28 – 130.
110. Шнитников А.В. Единство изменчивости океанических трансгрессий, движений земной коры Фенноскандии и горного оледенения Евразии в послелюрьскую эпоху // Докл. АН СССР. – 1953а. – Т. ХСII. – № 5. – С. 1027 – 1030.
111. Шнитников А.В. Изменчивость горного оледенения в поздне- и послеледниковую эпоху и абсолютная хронология // Известия Всесоюзного Географического общества. – 1953б. – Т. 85. – Вып. 5. – С. 559 – 576.
112. Шнитников А.В. История бассейна в эпоху позднего голоцена и историческое время // Пульсирующее озеро Чаны. – Л., 1982. – С. 25 – 33.
113. Шнитников А.В. Колебания климата в текущем тысячелетии и их палеогеографическое значение // Чтения памяти Л.С. Берга. VIII–XIV. – Л., 1968б. – С. 172 – 208.
114. Шнитников А.В. Многовековой ритм развития ландшафтной оболочки // Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. – Л., 1949. – С. 7 – 38.
115. Шнитников А.В. Озера Западной Азии – индикаторы колебаний общей увлажненности их бассейнов // Озера полуаридной зоны. – М.; Л., 1963. – С. 4 – 74.
116. Шнитников А.В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария // Записки Географического общества СССР. – 1957. – Т. 16. – С. 340 с.
117. Шполянская Н.А., Королева Н.А. Карты «Вечная мерзлота на территории Ханты-Мансийского автономного округа как результат ее развития в четвертичный период» // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. – 2004. – № 2. – С. 47 – 55.

Литература к приложениям

1. Аракава Х. Изменение климата. – Л., 1975. – 112 с.
2. Атлас Арктики и Антарктики. – М., 1985. – 204 с.
3. Баулин В.В., Васильчук Ю.К., Трофимов В.Т., Чеховский А.Л. Историко-геологические закономерности формирования геокриологических условий // Геокриология СССР. Западная Сибирь. – М., 1989. – С. 20 – 38.
4. Беллинсгаузен Ф.Ф. Двукратные изыскания в Южном ледовитом океане. – М., 1960. – 484 с.
5. Боголепов М.А. О колебаниях климата Европейской России за историческую эпоху // Землеведение. – 1907. – Т. XIV. – Кн. III – IV. – С. 58 – 162.
6. Борисенков Е.П. Климат и деятельность человека. – М.: Наука, 1982. – 128 с.
7. Борисенков Е.П., Пасецкий В.М. Экстремальные природные явления в русских летописях XI – XVII вв. – Л., 1983. – 240 с.
8. Бучинский И.Е. О климате прошлого Русской равнины. – Л., 1957. – 144 с.
9. Веселовский К.С. О климате России. – СПб., 1857. – 736 с.
10. Горбунов А.П., Марченко С.С., Северский Э.В., Титков С.А. Палеокриологические исследования на равнинах и в горах Казахстана // Криосфера Земли. – 1998. – Т. II. – № 2. – С. 3 – 8.
11. Гриббин Дж., Лэм Г.Г. Изменение климата за исторический период // Изменения климата. – Л., 1980. – С. 102 – 122.
12. Дулов А.В. Географическая среда и история России. Конец XV – середина XIX в. – М., 1983. – 256 с.
13. Золотарев Е.А., Селиверстов Ю.Г., Харьковский Е.Г. Эволюция оледенения Эльбруса с начала Малого ледникового периода // Материалы гляциологических исследований. – 1999. – Вып. 87. – С. 112 – 119.
14. Кизельвальтер Д.С., Рыжова А.А. Основы четвертичной геологии. – М.: Недра, 1985. – 174 с.

15. Ладюри Э. *Ле Руа*. История климата с 1000 года. – Л., 1971. – 280 с.
16. Ландсберг Х.Э. Антропогенные изменения климата // Физическая и динамическая климатология: Труды симпозиума по физической и динамической климатологии. – Л., 1974. – С. 267 – 313.
17. Леггет Д. Природа парникового эффекта // Глобальное потепление. Доклад ГРИНПИС. – М., 1993. – С. 13 – 42.
18. Лосев К.С. Климат вчера, сегодня ... и завтра. – Л., 1985. – 176 с.
19. Магидович И.П., Магидович В.И. Очерки по истории географических открытий. – Т. II. – М., 1983. – 400 с.; Т. III. – М., 1984. – 320 с.; Т. IV. – М., 1985. – 336 с.
20. Максимов Е.В. Проблемы оледенения Земли и ритмы в природе. – Л., 1972. – 296 с.
21. Миддендорф А. Путешествие на север и восток Сибири. – СПб., 1862. – Ч. 1. Отдел III. – С. 315 – 489.
22. Мони́н А.С., Шишков Ю.А. История климата. – Л., 1979. – 408 с.
23. Подобина В.М., Родыгин С.А. Историческая геология. – Томск: Изд-во НТЛ, 2000. – 264 с.
24. Суворов А.В. Документы (1799 – 1800 гг.) // Русские полководцы. – Т. IV. – М., 1953. – 676 с.
25. Суворов А.В. Походы и сражения в письмах и записках. – М., 1990. – 480 с.
26. Тихомиров Е.И. Из истории метеорологических наблюдений в Сибири в XVIII в. // Климат и погода. – 1929. – № 4. – С. 101 – 111.
27. Тушинский Г.К. Космос и ритмы природы Земли. – М., 1966. – 120 с.
28. Тысячелетие климатических изменений: дебаты продолжаются // Природа. Новости науки (США. Science). – 2000. – № 2. – С. 84.
29. Шерстобоев В.Н. Илимская пашня. – Т. II. – Иркутск, 1957. – 676 с.
30. Шнитников А.В. Колебания климата в текущем тысячелетии и их палеогеографическое значение // Чтения памяти Л.С. Берга. VIII–XIV. – Л., 19686. – С. 172 – 208.
31. Шполянская Н.А., Королева Н.А. Карты «Вечная мерзлота на территории Ханты-Мансийского автономного округа как результат ее развития в четвертичный период» // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. – 2004. – № 2. – С. 47 – 55.

**Рекомендуемый список зарубежных источников по палеогеографии голоцена
(по Ю.Г. Чендеву, 2007 с дополнениями)**

1. Abell P.I., Hoelzmann P. Holocene palaeoclimates in northern Sudan: stable isotope studies on molluscs // Global and Planetary Change. – 2000. – Vol. 26. – P. 1 – 12.
2. Aksu A.E., Vasar D., Mudie P.J. Paleoclimatic and paleoceanographic conditions leading to development of sapropel layer SI in the Aegean Sea // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. – 1995. – Vol. 116. – P. 97 – 108.
3. Alexandre A., Meunier J.-D., Leyne A.-M., et al. Phytoliths: indicators of grassland dynamics during the Holocene in intertropical Africa // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. – 1997. – Vol. 136. – P. 213 – 229.
4. Almquist-Jacobson H. Lake-level fluctuations at Ljustjflrnen, central Sweden and their implications for the Holocene climate of Scandinavia // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. – 1995. – Vol. 118. – P. 269 – 290.
5. Anderson R.S., Smith S.J. Climatic extremes of the last 4,000 years as reflected in the pollen records from the southern Sierra Nevada, California // Techn. Repts: Natur. Hist. Mus. Los Angeles County. – 1999. – Vol. 11. – P. 25 – 43.
6. Andreev A.A., Klimanov V.A., et al. Vegetation and climate history of the Yana River lowland, Russia, during the last 6400 yr // Quatern. Sei. Rev. – 2000. – Vol. 20. – P. 259 – 266.
7. Avery D.M. Last interglacial and holocene altithermal environments in South Africa and Namibia: micromammalian evidence // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. – 1993. – Vol. 102. – P. 221 – 228.
8. Barberi M., Salgado-Labouriau M.L., Suguio K. Paleovegetation and paleoclimate of "Vereda de Aquas Emendadas", Central Brazil // J. South Amer. Earth Sci. – 2000. – Vol. 13. – P. 241 – 254.
9. Barnekow L. Holocene regional and local vegetation history and lake-level changes in the Tornetrask area, northern Sweden // J. Paleolimnol. – 2000. – Vol. 23. – P. 399 – 420.
10. Barton Ch. Man, climate, and evolution of tropical forests – an AGSO corer probes for evidence from lakes in Cameroon // AUSGEO News. – 1998. – No. 46. – P. 3 – 4.
11. Behling H., Hooghiemstra H. Late Quaternary palaeoecology and palaeoclimatology from pollen records of the savannas of the Llanos Orientales in Columbia // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. – 1998. – Vol. 139. – P. 251 – 267.

12. *Behling H., Keim G., Irion G., et al.* Holocene environmental changes in the Central Amazon Basin inferred from Lago Calado (Brazil) // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2001. – Vol. 173. – P. 87 – 101.
13. *Beuning K.R.M., Talbot M.R., Kelts K.* A revised 30,000-year paleoclimatic and paleohydrologic history of Lake Albert, East Africa // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 1997. – Vol. 136. – P. 259 – 279.
14. *Bigelow N.H., Edwards M.E.* A 14,000 yr paleoenvironmental record from Windmill Lake, Central Alaska: lateglacial and Holocene vegetation in the Alaska range // *Quatern. Sci. Rev.* – 2000. – Vol. 20. – P. 175 – 188.
15. *Bjorck S., Noe-Nygaard N., Wollin J., et al.* Eemian Lake development, hydrology and climate: a multi-stratigraphic study of the Hollerup site in Denmark // *Quatern. Sci. Rev.* – 2000. – Vol. 19. – P. 509 – 536.
16. *Blumel W.D., Eitel B., Lang A.* Dunes in southern Namibia: evidence for Holocene environmental changes in the southwestern Kalahari based on thermoluminescence data // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 1998. – Vol. 138. – P. 139 – 149.
17. *Bourke M.C., Child A., Stokes S.* Optical age estimates for hyper-arid fluvial deposits at Homeb, Namibia // *Quatern. Sci. Rev.* – 2003. – Vol. 22. – P. 1099 – 1103.
18. *Brubaker L.B., Anderson P.M., Hu E.S.* Vegetation eco-tone dynamics in Southwest Alaska during the Late Quaternary // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2000. – Vol. 20. – P. 259 – 266.
19. *Bryson R.A., Irving W.N., Larsen J.A.* Radiocarbon and soil evidence of a former forest in the Southern Canadian tundra // *Science.* – 1965. – Vol. 147. – P. 46 – 48.
20. *Buck B.J., Monger H.C.* Late quaternary paleoclimate indicated by stable isotopic analyses of pedogenic carbonate, southern New Mexico and West Texas // *N. M. Geol.* – 1996. – Vol. 18. – P. 46 – 47.
21. *Caballero M., Ortega B., Valadez F., et al.* Cruz Atizapan: a 22-ka lake level record and climatic implications for the late Holocene human occupation in the Upper Lerma Basin, Central Mexico // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2002. – Vol. 186. – P. 217 – 235.
22. *Davis L.G., Muehlenbachs K., Schweger C.E., Rutter N.W.* Differential response of vegetation to postglacial climate in the Lower Salmon River Canyon, Idaho // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2002. – Vol. 185. – P. 339 – 354.
23. *De Oliveira P.E., Barreto A.M.F., Suguio K.* Late Pleistocene / Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle Sao Francisco River // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 1999. – Vol. 152. – P. 319 – 337.
24. *Digerfeldt G., de Beaulieu J.-L., Guiot J., Mouthon J.* Reconstruction and paleoclimatic interpretation of Holocene lake-level changes in Lac de Saint-Luger, Haute-Provence, southeast France // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 1997. – Vol. 136. – P. 231 – 258.
25. *Donatella M.* Middle and late holocene vegetation and climate changes in peninsular Italy // 3rd Milløhium BC Clim. Change and Old World Collapse: Proc. NATO Adv. Res. Workshop, Kemer, Sept. 19 – 24, 1994. – Berlin etc., 1997. – P. 516 – 520.
26. *Feliz-Henningsen P.* Paleosoils of Pleistocene dunes as indicators of paleomonsoon events in the Sahara of east Niger // *Catena.* – 2000. – Vol. 41. – P. 43 – 60.
27. *Flenley J.R., Bulter K.* Evidence for continued disturbance of upland rain forest in Sumatra for the last 7000 years of an 11,000 year record // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2001. – Vol. 171. – P. 215 – 226.
28. *Forman S.L., Oglesby R., Webb R.S.* Temporal and spatial patterns of Holocene dune activity on the Great Plains of North America: megadroughts and climate links // *Global and Planetary Change.* – 2001. – Vol. 29. – P. 1 – 29.
29. *Fritz P., Morgan A. V., Eicher U., McAndrews J.H.* Stable isotope, fossil coleoptera and pollen stratigraphy in late quaternary sediments from Ontario and New York state // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 1987. – Vol. 58. – P. 183 – 202.
30. *Gasse F., Fontes Ch. J., Van Campo E., Wei K.* Holocene environmental changes in Bangong Co basin (Western Tibet). Part 4: Discussion and conclusions // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 1996. – Vol. 120. – P. 79 – 92.
31. *Gasse F., Van Campo E.* Late Quaternary environmental changes from a pollen and diatom record in the southern tropics (Lake Tritrivakely, Madagascar) // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2001. – Vol. 167. – P. 287 – 308.
32. *Gingele F.X.* Holocene climatic optimum in Southwest Africa – evidence from the marine clay mineral record // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 1996. – Vol. 122. – P. 77 – 87.
33. *Goodfriend G.A., Mitterer R.M.* Late quaternary land snails from the north coast of Jamaica: Local extinctions and climatic change // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 1988. – Vol. 63. – P. 293 – 311.

34. *Gribbin J.* Astronomical influences // *Climatic Change* / ed J. Gribbin. – Cambridge Unit. Press. 1978. – P. 133 – 154.
35. *Gullet B.* Essai de determination de l'ade de deux pod-vosgiens par la palynologie // *Ecol. Plant.* – 1968. – Vol. 3. – P. 101 – 119.
36. *Gvirtzman G., Wieder M.* Climate of the last 53,000 years in the eastern Mediterranean, based on soil-sequence Stratigraphy in the coastal plain of Israel // *Quatern. Sei. Rev.* – 2001. – Vol. 20. – P. 1827 – 1849.
37. *Haberle S. G.* Late Quaternary vegetation change in the Tari Basin, Papua New Guinea // *Palaeogeogr., Palaeoclima-tol., Palaeoecol.* – 1998. – Vol. 138. – P. 1 – 24.
38. *Haug G.H., Hughen K.A. Sigman D.M., et al.* Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene // *Science.* – 2001. – Vol. 293. – P. 1304 – 1308.
39. *Heusser C.J.* Deglacial paleoclimate of the America! Sector of the Southern Ocean: Late Glacial-Holocene records from the latitude of Canal Beagle (55°S), Argentine Tierra del Fuego // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 1998. – Vol. 141. – P. 277 – 301.
40. *Hickman M., Schweger C.E.* The Late Quaternary palaeoenvironmental history of a presently deep freshwater lake ii east-central Alberta, Canada and palaeoclimate implications // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 1996. – Vol. 123. – P. 161 – 178.
41. *Iriondo M.J., Garcia N.O.* Climatic variations in the Argentine plains during the last 18,000 years // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – Vol. 101. – P. 209 – 220.
42. *Jianren L., Lowenstein T.K., Brown C.B., et al.* A 100 ka record of water tables and paleoclimates from salt cores, Death Valley, California // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 1996. – Vol. 123. – P. 179 – 203.
43. *Kallel N., Duplessy J.-C., Labeyrie L. et al.* Mediterranean pluvial periods and sapropel formation over the last 200000 years // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2000. – Vol. 157. – P. 45 – 58.
44. *Lacourse T., Gajewski K.* Late Quaternary vegetation history of Sulphur lake, southwest Yukon Territory, Canada // *Arctic.* – 2000. – Vol. 53. – P. 27 – 35.
45. *Lamb N.N.* Climate: present, past and future. – Vol. 1. – London: Methuen, 1972. – 648 p.
46. *Ledru M.-R., Braga P.I.S., Soubies F., et al.* The last 50,000 years in the Neotropics (Souther Brazil): evolution of vegetation and climate // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 1996. – Vol. 123. – P. 239 – 257.
47. *Lomax L., Hilgers A., Wopfner H., et al.* The onset of dune formation in the Strzelecki Desert, South Australia // *Quatern Sei. Rev.* – 2003. – Vol. 22. – P. 1067 – 1076.
48. *Lozhkin A.V., Anderson P.M., Vartanyan S.L., et al.* Late Quaternary paleoenvironments and modern pollen data from Wrangel Island (Northern Chukotka) // *Quatern Sei. Rev.* – 2000. – Vol. 20. – P. 217 – 233.
49. *Magny M., Miramont C., Sivan O.* Assessment of the impact of climate and anthropogenic factors on Holocene Mediterranean vegetation; in Europe on the basis of palaeohydrologi-cal records // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2002. – Vol. 186. – P. 47 – 59.
50. *Marret F., Scourse J., Jansen J.H.F., Schneider R.* Changements climatiques et paleoceanographiques en Afrique centrale atlantique au cours de la dernière déglaciation: Contribution palynologique // *C. R. Acad. Sei. Ser. 2. Fasc. A.* – 1999. – Vol. 329. – P. 721 – 726.
51. *Marshall L.G.* Who Killed Cock Robin?: an investigation of the extinction controversy // *Quaternary Extinctions: a Prehistoric Revolution* / P.S. Martin, R.G. Klein, Eds. Tucson. – Univ. Arizona Press, 1984. – P 785 – 806.
52. *Mayle F.E., Burbridge R., Killech T.* Millennial-scale dynamics of southern Amazonian rainforests // *Science.* – 2000. – Vol. 290. – P. 2291 – 2294.
53. *McCarthy L., Head L., Quade J.* Holocene palaeoecology of the northern Flinders Ranges, South Australia, based on stick-nest rat (*Leporillus* spp.) middens: a preliminary overview // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 1996. – Vol. 123. – P. 205 – 218.
54. *Mercer J.N.* Antarctic ice and Sangamon sea lever. – Publ. IASH – AISH, 1968. – No. 79.
55. *Moeyersons J.* Geomorphological processes and their palaeoenviron mental significance at the Shum Laka cave (Bamenda, western Cameroon) // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 1997. – Vol. 133. – P. 103 – 116.
56. *Mohammed M.U., Bonnefille R.* A late Glacial / late Holocene pollen record from a highland peat at Tamsaa, Bale Mountains, south Ethiopia // *Global and Planetary Change.* – 1998. – Vol. 16 – 17. – P. 121 – 129.
57. *Monserud R.A., Tchebakova N.M., Denissenko O. V.* Reconstruction of the mid-Holocene palaeoclimate of Siberia using a bioclimatic vegetation model // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 1998. – Vol. 139. – P. 15 – 36.

58. *Morten H., Roald A.* Rapid climatic shifts of the northern Norwegian Sea during the last déglaciation and the Holocene // *Boreas*. – 1997. – Vol. 26. – P. 15 – 28.
59. *Pachur H.-J., Hoelzmann P.* Late Quaternary palaeoecology and palaeoclimates of the eastern Sahara // *J. African Earth Sci.* – 2000. – Vol. 30. – P. 929 – 939.
60. *Payette S., Fillion L.* Origin and significance of subarctic patchy podzolic soils and paleosoils // *Arct. and Alp. Res.* – 1993. – Vol. 25. – P. 267 – 276.
61. *Pessenda L.C.R., Gouveia S.E.M., Gomes B.M., et al.* Studies of palaeovegetation changes in the Central Amazon by carbon isotopes (^{12}C , ^{13}C , ^{14}C) // *Isot. Techn. Study Environ. Change: Proc. Int. Symp. Isot Techn. Study Past and Curr. Environ. Changes Hydros, and Atmos.*, Vienna, 14 – 18 Apr., 1997. – Vienna, 1998. – P. 645 – 652.
62. *Pienitz R., Smol J.P., Donald G.M.* Paleolimnological reconstruction of Holocene climatic trends from two boreal treeline lakes, north west territories, Canada // *Arct., Antarct., and Alp. Res.* – 1999. – Vol. 31. – P. 89 – 93.
63. *Rosignol-Strick M., Planchais N., Paterne M., Duzer D.* Vegetation dynamics and climate during the déglaciation in the south Adriatic basin from a marine record // *Quatern. Sei. Rev.* – 1992. – Vol. 11. – P. 415 – 423.
64. *Ruhe R. V., Schottes W.H.* Ages and development of soil landscapes in relation to climatic and vegetational changes in Iowa // *Soil. Sei. Soc. Am. Proc.* – 1956. – Vol. 20. – P. 264 – 273.
65. *Salgado-Labouriau M.L., Casseti V., Ferraz- Vicentini K.R., et al.* Late Quaternary vegetational and climatic changes in cerrado and palm swamp from Central Brazil // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 1997. – Vol. 128. – P. 215 – 226.
66. *Sarmaja-Korjonen K., Hyvarinen H.* Cladoceran and diatom stratigraphy of calcareous lake sediments from Kuusamo, NE Finland // *Fennia*. – 1999. – Vol. 177. – P. 55 – 70.
67. *Schwalb A., Dean W.E.* Reconstruction of hydrological changes and response to effective moisture variations from North-Central USA lake sediments // *Quatern. Sei. Rev.* – 2002. – Vol. 21. – P. 1541 – 1554.
68. *Schwartzbach M.* *Climates of the Past* / N.J.: van Nostrand, 1963. – 328 p.
69. *Scott L.* Palynological evidence for late quaternary warming episodes in Southern Africa // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 1993. – Vol. 102. – P. 229 – 235.
70. *Stevenson J., Dodson J.R., Presser L.P.* A late Quaternary record of environmental change and human impact from New Caledonia // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2001. – Vol. 169. – P. 97 – 123.
71. *Talbi A., Coudrain A., Ribstein P., Pouyaud B.* Calcul de la pluie sur le bassin versant du lac Titicaca pendant L'Holocène // *C. r. Acad. Sei. Ser. 2.* – 1999. – Vol. 329. – P. 197 – 203.
72. *Tarasov P., Dorofeyuk N., Metel'kina E.* Holocene vegetation and climate changes in Hoton-Nur basin, northwest Mongolia // *Boreas*. – 2000. – Vol. 29. – P. 117 – 126.
73. *Teller J.T., Leverington D.W., Mann J.D.* Freshwater outbursts to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last glaciation // *Quatern. Sei. Rev.* – 2002. – Vol. 21. – P. 879 – 887.
74. *Tsukada M.* Pollen succession, absolute pollen frequency, and recurrence surface in central Japan // *Amer. J. Bot.* – 1967. – Vol. 53. – No. 7.
75. *Vogel J.C.* Evidence of past climatic change in the Namib Desert // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 1989. – Vol. 70. – P. 355 – 366.
76. *Wei K., Gasse F.* Oxygen isotopes in lacustrine carbonates of West China revisited: implications for post glacial changes in summer monsoon circulation // *Quatern. Sei. Rev.* – 1999. – Vol. 18. – P. 1315 – 1334.
77. *Wende R., Nanson G.C., Price D.M.* Aeolian and fluvial evidence for Late Quaternary environmental change in the east Kimberley of Western Australia // *Austral. J. Earth. Sci.* – 1997. – Vol. 44. – P. 519 – 526.
78. *Weng C., Jackson S.T.* Late Glacial and Holocene vegetation history and paleoclimate of the Kaibab Plateau, Arizona // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 1999. – Vol. 153. – P. 179 – 201.
79. *Wharton C.M.* *The natural environments of Georgia*. – Atlanta, 1978.
80. *Xiangjun S., Xun L.* A pollen record of the last 37 ka in deep sea core 17940 from the northern slope of the South China Sea // *Mar. Geol.* – 1999. – Vol. 156. – P. 227 – 244.
81. *Xu X.-M., Chang W.Y.B., Liu J.-L.* Изменения растительности и климата в бассейне озера Тайху за последние 11000 лет (Китай) // *Acta Palaeontol. Sin.* – 1996. – Vol. 35. – P. 175 – 186.
82. *Yi S., Saito Y., Zhao Q., Wang P.* Vegetation and climate changes in the Changjiang (Yangtze River) Delta, China, during the past 13,000 years inferred from pollen records // *Quatern. Sei. Rev.* – 2003. – Vol. 22. – P. 1501 – 1519.
83. *Yu G., Harrison S.P.* An evaluation of the simulated water balance of Eurasia and northern Africa at 6000 y BP using lake status data // *Climate Dyn.* – 1996. – Vol. 12. – P. 723 – 735.

-
84. *Yu-Mei H.* Spore and pollen records and the palaeoenvironmental reconstruction in the Da Hinggan Ling and Xiao Hinggan Ling Mountains of northeast China // *Acta Micropalaeontol. Sin.* – 2000. – Vol. 17. – P. 218 – 227.
 85. *Zhai Q., Qiu W., Tan L., Li Y.* Изучение почвенного профиля «черных песков» в районе Синчжуангцзы в бассейне Сюаньсюйя, провинция Хэбэй [Китай] // *J. Beijing Norm. Univ. Natur. Sci.* – 2000. – Vol. 36. – P. 132 – 136.
 86. *Zheng H., Mc Powell C., Zhao H.* Eolian and lacustrine evidence of late Quaternary palaeoenvironmental changes in southwestern Australia // *Global and Planetar. Change.* – 2003. – Vol. 35. – P. 75 – 92.
 87. *Zheng Z.* Late Quaternary vegetation and climatic changes in the tropical and subtropical areas of China // *Acta Micropalaeontol. Sin.* – 2000. – Vol. 17. – No. 2. – P. 125 – 146.
 88. *Zogning A., Giresse P., Maley J., Gadel F.* The Late Holocene palaeoenvironment in the Lake Njupi area, west Cameroon: implications regarding the history of Lake Nyos // *J. African Earth Sci.* – 1997. – Vol. 24. – P. 285 – 300.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Стратиграфическая схема квартера некоторых регионов Евразии (Подобина, Родыгин, 2000)

Общая шкала четвертичной системы					Млн лет	Альпы		Европейская часть России (внеледниковая область) (Никифорова и др., 1981)		Западно-Сибирская равнина (Архипов, Волкова, 1994)					
Система	Надраздел	Раздел	Звено	Степень		Оледенение	Стадия 2		Надгоризонт	Горизонт	Надгоризонт	Горизонт			
							Стадии 1-2								
							Стадия 1								
					Межледниковье										
ГОЛОЦЕН Q _H		Современное Q _H			0,01	Голоцен		Голоценовый		Современный					
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ Q		ПЛЕЙСТОЦЕН Q _P		Неоплейстоцен Q _{NP}		Верхнее Q _{III}	Q _{III4}	Вюрм	W ₂	Валдайский	Осташковский		Зырянский	Сартанский	
							Q _{III3}		W _{1-W2}		Мологошексинский			Каргинский	
							Q _{III2}		W ₁		Калининский			Ермаковский	
							Q _{III1}	Рисс-вюрм			Микулинский			Казанцевский	
						Среднее Q _{II}	Q _{II4}	Рисс	R ₂	Среднерусский	Московский		Бахтинский	Тазовский	
							Q _{II3}		R _{1-R2}		Одинцовский			Ширтинкий	
							Q _{II2}		R ₁		Днепровский			Самаровский	
							Q _{II1}	Миндель-рисс			Лихвинский			Тобольский	
						Нижнее Q _I	Q _{I4}	Миндель	M ₂	Днепровский	Окский		Шайтанский	Низямский	
							Q _{I3}		M _{1-M2}		Колкотовский			Тильтимский	
							Q _{I2}		M ₁		Платовский			Азовский	
							Q _{I1}	Гюнц-миндель			Михайловский			Талагайкинский	
						Эоплейстоцен Q _E		Верхнее Q _{EII}	Q _{EII3}	Гюнц	G ₂	Морозовский		Кочковский	
									Q _{EII2}		G _{1-G2}	Ногайский			
									Q _{EII1}		G ₁	Жеваховский			
								Нижнее Q _{EI}	Q _{EI2}	Дунай-гюнц		Бошерницкий			
Q _{EI1}	Дунай	D ₂	Домашкинский												
		D _{1-D2}													
		D ₁													

Малый ледниковый период как глобальное явление

Малый ледниковый период носил глобальный характер. Похолодание охватило всю планету, но особенно ярко оно проявилось в северном полушарии. В горах Европы, Северной Америки, Японии отмечался рост ледников. Реки, замерзающие сейчас только в самые суровые зимы (По, Темза, Рейн, Рона, Нева), в то время каждую зиму покрывались льдом. Замерзали также Балтийское море, датские проливы и пролив Босфор.

Похолодание МЛП в Восточной Азии довольно четко зафиксировано в Китае и Японии. В горах Эфиопии ежегодно выпадал снег и лежал месяцами, чего ныне не наблюдается. В Арктике и Антарктике изменение температуры, судя по изотопным исследованиям льдов, было синхронным. Экспедиция Джеймса Кука в 1772 – 1775 гг. не достигла Южного материка в связи с большим размером ледяных полей. Но в 1820 – 1821 гг. МЛП находился на исходе, полоса ледяного покрова вокруг Антарктиды уменьшилась, что позволило экспедиции Ф.Ф. Беллинсгаузена и М.П. Лазарева значительно приблизиться к материку.

На Руси экстремальные природные явления стали проявляться с XIII в., в XVI – первой половине XIX в. их количество достигло апогея. Засухи, обильные летние дожди, возвраты холодов летом и осенью, суровые зимы, высокие половодья и наводнения летом приводили к неурожаю, голоду и гибели людей.

Европа. Между Европой и отдельными районами Гренландии после 1420 г. сообщения стали часто нарушаться. За 346 лет (1476 – 1822 гг.) из-за ледовой блокады ни один европейский корабль не достиг берегов Гренландии (см. рис. 4.10). Затруднено было сообщение и с Исландией: с 1575 по 1600 г. даже с вершин гор острова не видно было ни одного участка чистой воды и ни одного корабля (Борисенков, Пасецкий, 1988).

Похолодание в Гренландии привело к сокращению пастбищ, что вызвало смену в рационе поселенцев: с продуктов земледелия и животноводства они перешли на рыбу и мясо тюленя. Местные ткачи стали примешивать к шерсти домашних животных значительное количество шерсти карибу, белых медведей, песцов и волков, что свидетельствует о переменах в укладе жизни, вызванных климатическими изменениями (Ларсен, 1953; Судьба..., 2002). При археологических раскопках на местах колоний в Гренландии были обнаружены останки людей, которые свидетельствуют о малой продолжительности жизни и плохом питании. Вероятной причиной гибели населения от болезней, голода и других причин выступает длительное постепенное похолодание климата (Флинт, 1978).

Дж. Гриббин и Г.Г. Лэм (1980) отмечают соответствие данных, полученных на основе анализа ледяного керна из ледника Крет (центральная Гренландия) и температуры в Англии и Исландии, восстановленной на основе косвенных показателей (сведения о состоянии морских льдов в районе Исландии, записи о мягких и суровых зимах, о хороших урожаях и голодных годах и др.). Эти материалы указывают на изменение климата в сторону похолодания (рис. 1).

Со второй половины XVI в. повсеместно температуры понизились (Тысячелетие..., 2000). Все реки Западной Европы между Вислой и Эльбой замерзали почти каждую зиму, но нерегулярно. Прежде к западу от Эльбы замерзание рек до МЛП было редким явлением. В Швейцарии после 1560 г. были обычны холодные зимы и весны, холодные и влажные летние сезоны (Борисенков, 1982). В 1570 г. колодцы шахт золотых копей в Высоких Татрах

оказались погребены под 20-метровым слоем льда и их эксплуатация прекратилась, к XVIII в. толщина льда составляла 100 м (Ладюри, 1971).

Похолодание повлекло за собой рост ледников, которые погребали под собой сельскохозяйственные земли, поселения, шахты. Жители альпийских деревень жаловались на лавины, разрушавшие горные хижины. Население Шамони (Франция) в XVI в. сетует на суровость климата и нищету: «это бедная страна с бесплодными горами, где льды и морозы держатся все время... Солнца не бывает на протяжении полугода... Хлеб собирается при снеге... Зерно такое влажное, что его приходится прогревать в печи, иначе животные не хотят есть хлеб, сделанный из этого зерна...» (Ладюри Э. Ле Руа, 1971. С. 86). К 1600 г. развитие ледников в Альпах достигло своего максимума. В 1601 г. в Тироле (Франция) «люди собирают урожай с гораздо большими трудностями, чем ранее, так как поля в этом районе год от года все больше превращаются в залежи, а по причине роста ледника многие владения и луга становятся непригодными для использования, заброшенными». В 1605 г. в деревнях Ла Розьен и Аржантьер одноименные ледники «завалили семь домов, причем опустошение продолжается и с каждым днем усиливается...» (Ладюри, 1971. С. 96, 109).

Крупные наступания альпийских ледников отмечены в 1640, 1663, 1680 гг. В 1740 – 1750 гг. ледники находились в состоянии величия во всех районах северного полушария (Ладюри, 1971). Французские революции 1789 и 1848 гг., как указывает К.С. Лосев (1985), произошли после длительной серии лет с плохой погодой, низкими урожаями и резкими повышениями цен на зерно.

Горные проходы после благоприятных условий в XIII – начале XVI в. стали недоступными, особенно в 1600 – 1900 гг. Переход русских войск под командованием А.В. Суворова через Альпы в 1799 г. приходится как раз на период максимального развития ледников, поэтому русским пришлось во время этого похода преодолевать суровость не только гор, но и климата (Суворов, 1953, 1990).

Максимум у всех альпийских ледников не приходится на один год: одни ледники уже начинали наступать, в то время как другие еще находились в стационарном состоянии или отступали (Ладюри, 1971). В XIX в. в Альпах новый максимум оледенения ледников наступил в 1818 – 1825 гг.

Рона в нижнем течении покрывалась настолько толстым льдом, что по ней можно было провозить пушки; на Темзе ежегодно, вплоть до середины XIX в., проводились зимние ярмарки. В МЛП замерзшая Темза – обычное явление (см. рис. 2 и 3). Сейчас ледостав отмечается только в самые суровые зимы.

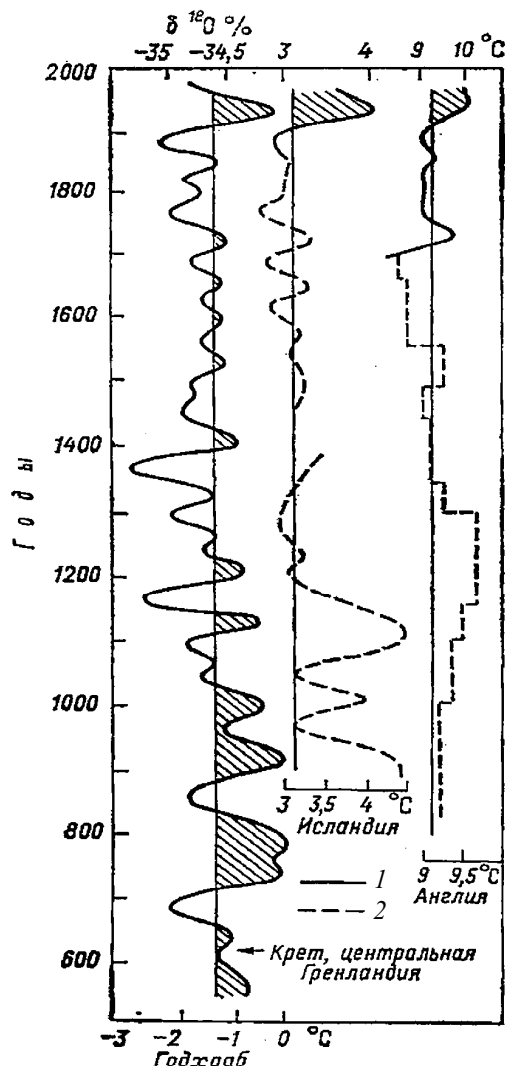


Рис. 1. Сравнение величины $\delta^{18}\text{O}$ в осадках, выпавших в районе ледника Крет, центральная Гренландия (шкала $\delta^{18}\text{O}$), с температурой в Исландии и Англии: 1 – инструментальные наблюдения, 2 – косвенные показатели климата (по: Гриббин и Лэм, 1980)

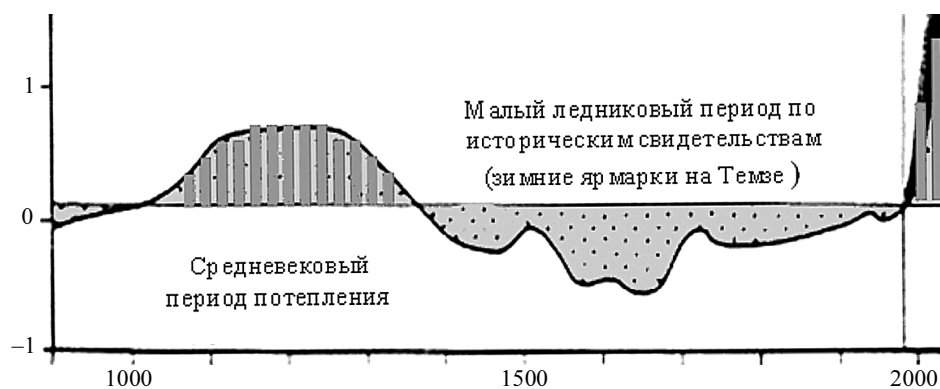


Рис. 2. Малый ледниковый период (Леггет, 1993)

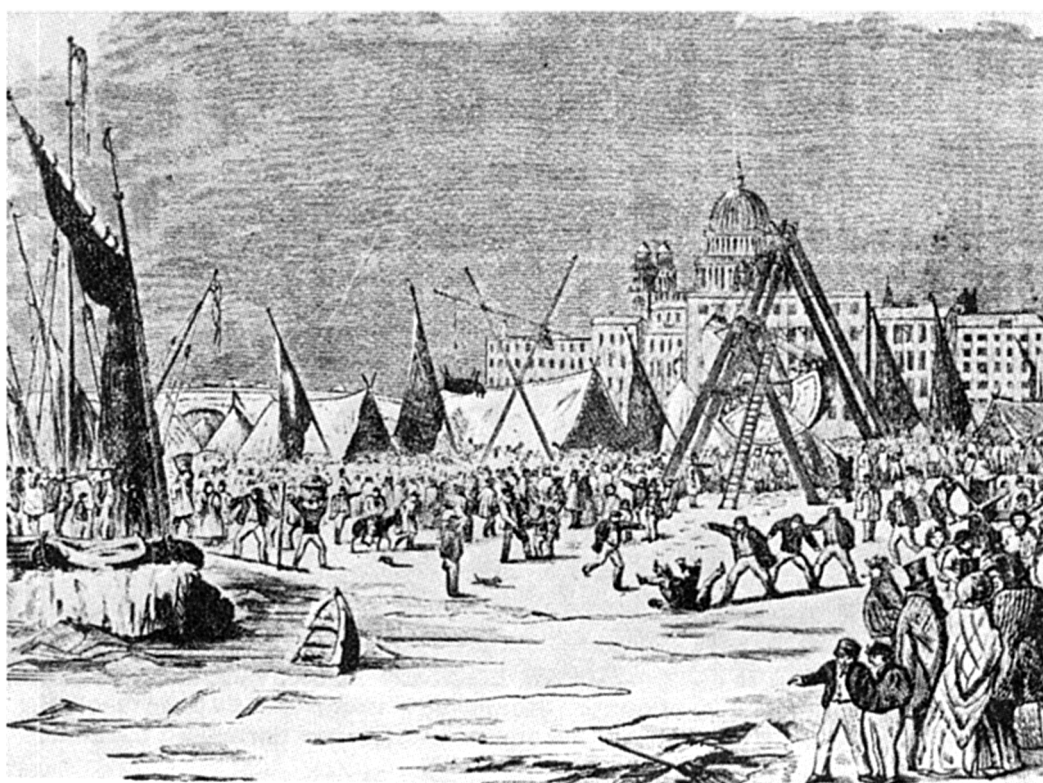


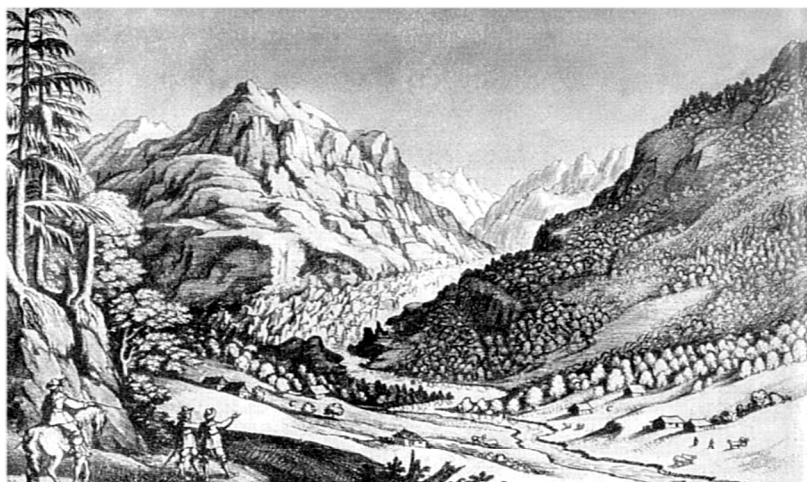
Рис. 3. Зимняя ярмарка на Темзе в Лондоне в 1814 г. Английская гравюра (Лосев, 1985)

В Геллэндском заливе образовался лед, чего раньше не наблюдалось, замерзло и Балтийское море (Шнитников, 1968б; Монин, Шишков, 1979). С 1850 г. почти во всех горных регионах прекратился рост ледников, о чем наглядно свидетельствует динамика ледника Гринденвальд в Альпах (рис. 4), отмеченная Э. Ле Руа Ладжори (1971).

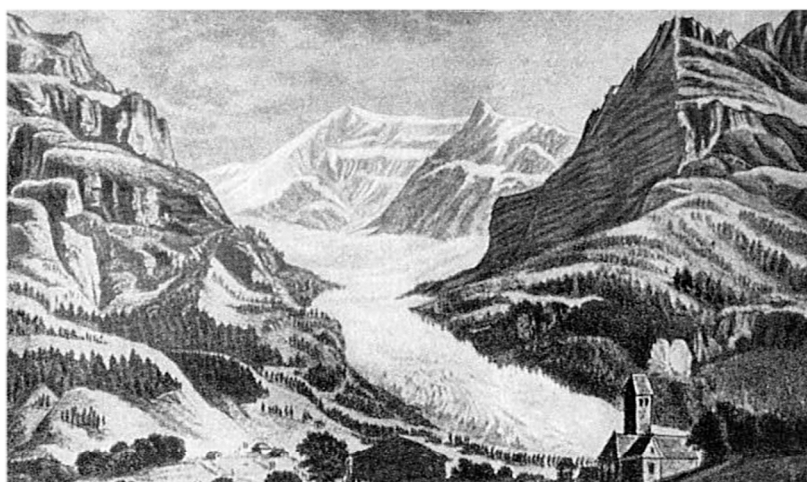
Последний суровый отрезок МЛП пришелся на первую половину XIX в. и привел к серии неурожайных лет в Скандинавских странах и картофельному голоду в Ирландии (1845 – 1847 гг.), что вызвало массовую эмиграцию скандинавов и ирландцев в Америку.

На Руси переход к МЛП наметился в XIII в., хотя приближение его ощущалось и в XII в. (Борисенков, Пасецкий, 1983). В это время усилилась неустойчивость атмосферных процессов, активизировалась циклоническая деятельность, увеличилась повторяемость наводнений. В первую треть XIII в. на Руси наблюдалась одна из самых продолжительных группировок особо опасных природных явлений, обусловивших 17 голодных лет. Количество экстремальных природных явлений (засухи, обильные летние дожди, возвраты холодов ле-

том и ранние заморозки осенью, суровые зимы, чрезвычайно высокие половодья и наводнения летом) возросло из века в век и достигло апогея в XV–XVII вв. (Бучинский, 1957; Борисенков, Пасецкий, 1983; Дулов, 1983).



1640 г.



1775 г.



1966 г.

Рис. 4. Гринденвальд в 1640, 1775 – 1780 и 1966 гг. (по: Ладюри, 1971)

Повышенной экстремальностью на Руси характеризуется XVI в. Если первые два десятилетия XVI в. в климатическом отношении были благоприятны, то с 1524 по 1570 г. количество экстремальных явлений резко возрастает. В Московском государстве в 1557 г. отмечалась *«зима очень холодная, большие морозы стояли всю зиму и ни одной оттепели не было; снега были выше меры, многие деревни занесло, и люди умирали по деревням и по дорогам»* (Бетин, Преображенский, 1962, с. 40).

Суровость природных условий этого года привела к *«...гладу великому на земли по всем московским городам и по всей земли, а больше Заволжье все...»* (Боголепов, 1907, с. 154).

С 1583 г. из года в год наблюдаются то необычайно холодные, то мягкие, то голые, то слишком снежные зимы, за которыми следуют затяжные весны. Реки вскрывались необычайно поздно. По причине чрезвычайно неблагоприятных метеорологических условий в 60 – 70-х гг. XVI в. в Московском государстве наступило *«великое разорение»* (Борисенков Е.П., Пасецкий В.М., 1983, с. 105).

В XVII столетии группа неблагоприятных климатических условий была особенно велика. Возвраты холодов в начале лета и дождливая осень за семь лет (1601 – 1608 гг.) на Руси привели к великому голоду. Возвраты холодов повторялись и в последующие периоды, охватывая значительную территорию (Борисенков, Пасецкий, 1983).

В 1778 г. в Астраханской губернии *«зима была до того морозная, что даже птицы замерзали на лету и падали мертвыми»* (Корнилов, 1859, с. 44).

Первая половина XIX в., как сообщают Е.П. Борисенков и В.М. Пасецкий (1983), в начале столетия на европейской территории России отличалась значительными колебаниями климата. Суровые зимы чередовались с мягкими. По сообщениям К.С. Веселовского (1857), в Европе и России осень 1844 г. наступила необыкновенно рано, а весна 1845 г. была поздняя, зима 1847/48 г. была по всей России одна из самых суровых. Снижается интенсивность экстремальных метеорологических явлений. Региональный характер носят четыре засухи первой четверти столетия. Сильные засухи общерусского масштаба не отмечались. Число дождливых летних периодов и наводнений уменьшается, а число мягких зим растёт, хотя и суровость зим не так легко отступает.

Восточная Азия. В Азии раннее средневековье также было относительно теплым. В древних китайских летописях отмечалось, что в VII–X вв. в долине р. Хуанхэ росли апельсины и мандарины, где сейчас растут только яблоки и японская хурма. В сильные морозы 1654 – 1676 гг. в Китае почти полностью вымерзли апельсиновые деревья (Борисенков, 1982).

Похолодание затронуло и Японию. Т. Ямамото указывает, что уже в XV в. климат Японии был влажным и прохладным. Отмечалось продвижение ледников, о чем говорит радиоуглеродная датировка ископаемых остатков деревьев, погребенных под флювиогляциальными отложениями у горы Сироума. Однако максимальное похолодание приходится на период 1750 – 1850 гг., совпадая по времени с пиком малой ледниковой эпохи в Европе и в России. Температура лета и зимы была ниже современной на 1 – 2 °С. Летние сезоны отличались дождливостью и, как следствие, катастрофическими наводнениями. По материалам наблюдений за замерзанием озера Сува в течение 500 лет Х. Аракава (1975) определил, что 1450 – 1700 гг. были намного холоднее зим последующего времени. Такие же выводы были сделаны при изучении дат появления первого и самого раннего снежного покрова в Эдо (Токио), когда дому сегунов приносили поздравления феодалы.

Аналізу подверглась динамика урожайности риса, которая зависела от температуры лета. Х. Аракава выделил три периода неурожая риса: 1782 – 1787; 1833 – 1839 и 1866 – 1869 гг. Причинами неурожая послужили холодное лето и затянувшиеся периоды дождей (холод вреден для посевов риса, а постоянный избыток дождей почти всюду не позволял ему созреть). Последствием неурожая явился сильнейший голод в Японии, приведший к

гибели сотен тысяч людей. Особенно холодным был период с 1782 по 1787 г., когда урожай был плохим по всей стране, кое-где пропав целиком. В холодное лето 1783 г. северо-восточные ветры («ямасе») приносили частые дожди, сопровождавшиеся морозом, а иногда и инеем, которые привели к тому, что на севере государства почти полностью погибли посевы риса, на остальной территории они сильно пострадали. Северо-восточные ветры были непрерывны и в период с 1835 по 1839 г., который также был холодным.

Наименьший урожай риса отмечен в 1833 и 1836 гг., когда голод и страшная смерть господствовали повсюду. Писатели того времени сообщали, что в некоторых областях Японии неимущий люд должен был питаться орехами и корнями растений, мясом собак и кошек, иногда доходило до людоедства. Помимо суровых метеорологических условий бедственное положение народа объяснялось феодальной зависимостью, политической замкнутостью государства и отсутствием обмена (Аракава, 1975).

Северная Америка. По годичным кольцам деревьев в Калифорнии между XVII и серединой XIX в. выделялись как холодные, так и теплые периоды: теплые зимы – 1611/12; 1686 – 1689; 1770 – 1779; 1830 – 1839; 1870 – 1879; холодные десятилетия – 1700 – 1710; 1880 – 1889. Различие температур теплых и холодных периодов составляло 7 °С (Борисенков, Пасецкий, 1983).

Ледники Баффиновой Земли, Аляски, Передового хребта (штат Колорадо, США) максимально продвинулись в XVII–XIX вв. (Максимов, 1972). Наступление ледников в Северной Америке происходило одновременно с Альпийскими и Скандинавскими (Монин, Шишков, 1979; Флинт, 1963). В 1750 г. ледники на Аляске, вероятно, были наиболее обширными, чем в какое-либо другое время после климатического оптимума. Последующее их отступление окончилось около 1800 г. (Флинт, 1963). На леднике Лимон-Крик (Аляска) возраст самой продвинутой морены определяется 1759 г. (Ладюри, 1971). Детальное исследование моренных гряд, проведенное Джорджем Дентоном и Вибьёрном Карленом, показало кульминацию МЛП в 1700 г., и это похолодание явилось последним из голоценовых (Имбри, Имбри, 1988). Площадь ледника Барнс (о. Баффинова Земля) в середине XVII в. составляла около 140 тыс. км², что в четыре раза больше современной, определяющейся в 37 тыс. км² (Монин, Шишков, 1979).

В Новой Англии (северо-восток США) колонисты в 1777 г. переживали очень суровые зимы. Армия Вашингтона в 1778 г. испытывала невероятные страдания от холода, когда стояла лагерем в долине Фордж. Зима 1779/80 г. была «самая холодная и трудная... из всех когда-либо пережитых людьми». Гавань Нью-Йорка, расположенная несколько севернее долины Фордж, тогда полностью замерзла. Похолодание на северо-востоке США сопровождалось засушливостью на юго-западе, чему способствовали частые и глубокие вторжения холодного воздуха из района Канадской Арктики (Монин, Шишков, 1979).

Тропики. В течение МЛП в горах Эфиопии выпадал снег и лежал месяцами, чего раньше не происходило и не наблюдается теперь. Обильные дожди в Эфиопии, где берет начало Голубой Нил, нередко отмечались в МЛП. В экваториальной зоне, где берет начало Белый Нил, осадков выпадало мало. Предполагаемые причины явления: усиление летнего муссона и уменьшение количества осадков в экваториальной зоне дождей, в связи с ее смещением на юг (Монин, Шишков, 1979).

Антарктида. Изотопные кривые по материковому льду указывают на синхронность температурных изменений последнего тысячелетия в Антарктиде и Арктике. Похолодание отмечалось как в европейском и азиатском секторах Арктики, так и в районе Канадского арктического архипелага и Антарктике.

Поиски Южного материка Джеймсом Куком в 1772 – 1775 гг. пришлось на самый суровый отрезок МЛП, в результате чего они не увенчались успехом. Большие ледяные поля и айсберги препятствовали продвижению экспедиции на юг. В журнале Кук отмечал:

«стремление достичь цели завело меня не только дальше всех моих предшественников, но и дальше предела, до которого... может вообще дойти человек... Мы уже не могли ни на один дюйм продвинуться далее к югу...» (Магидович, Магидович, 1984, с. 281).

Экспедиция Ф.Ф. Беллинсгаузена и М.П. Лазарева, снаряженная на поиски Южного материка в 1820 – 1821 гг., также столкнулась со сложной ледовой обстановкой: «встретили матерый лед чрезвычайной высоты... простирался оный так далеко, как только могло достать зрение...» (Магидович, Магидович, 1985. С. 28). Но тем не менее берег материка экспедиция видела (Беллинсгаузен, 1960) не только по причине большей удачливости. Одной из причин открытия Антарктиды русскими выступало то, что МЛП был на исходе и ледовая обстановка в районе материка улучшалась (рис. 5).

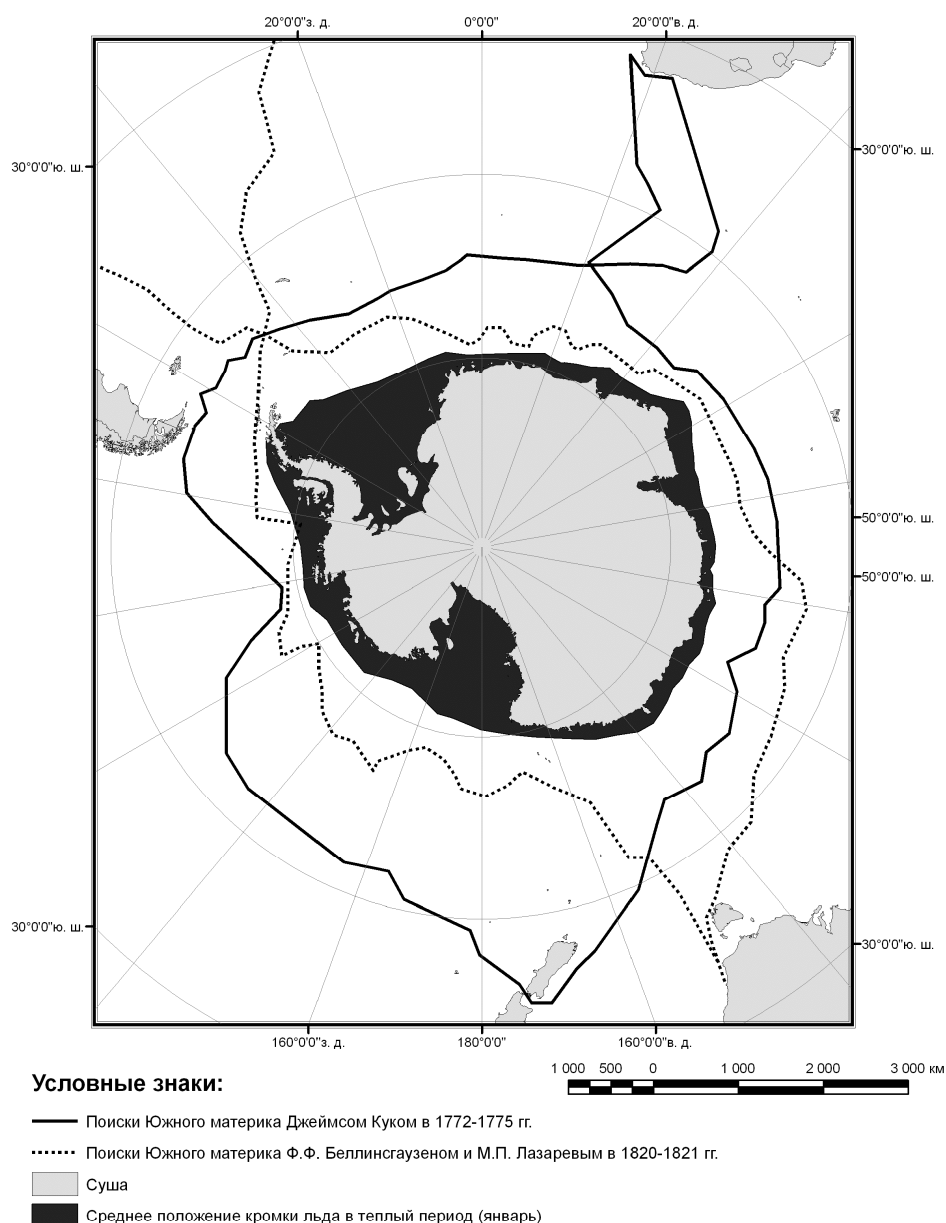


Рис. 5. Поиски Южного материка: 1 – Джеймсом Куком в 1772 – 1775 гг., 2 – Ф.Ф. Беллинсгаузеном и М.П. Лазаревым в 1820 – 1821 гг. (по: Магидович И.П., Магидович В.И., 1984, 1985); 3 – среднее положение кромки льда в теплый период (январь) (по: Атлас Антарктики)

Восточная Сибирь, Кавказ, Урал, Казахстан. Сибирские холода в Восточной Сибири произвели сильное впечатление на И.Г. Гмелина в 1735 г.: «из всех особенностей сибирского воздуха характерен его ледяной холод. Реки здесь замерзают очень рано и вскрываются поздно, снегопады уже в сентябре не представляют ничего редкого и часто встречаются еще в мае. Если посевы не созрели в августе, то мало надежды, что они вообще созреют, ведь в Енисейске их иногда засыпает снегом прежде, чем можно думать о их сборе. Так же едва ли можно вскопать глубже почву в Якутске, потому что она бывает охвачена морозом в течение всего лета» (цит. по: Тихомиров, 1929, с. 104).

Затем ученый сообщает о редкой отрицательной температуре в Енисейске 5 января (16 января н.с.) 1735 г. Тогда термометр отметил 281°D ($-87,3^{\circ}\text{C}$) «...При таком морозе вороны и воробьи в Енисейске падали на землю, как мертвые, и их можно было оживить только сразу внесши в теплую комнату. Жители говорят, что такие случаи все же редки. Мне передавали, что в лесах было найдено много окоченевших от мороза зверей и что много людей, застигнутых в дороге, были так охвачены морозом, что у них даже кровь в жилах застыла» (цит. по: Тихомиров, 1929, с. 104). По поводу зафиксированной температуры ($-87,3^{\circ}\text{C}$) Е.И. Тихомиров высказывает справедливое сомнение.

Раннее наступление холодов приводило к гибели урожая. В Нижне-Тунгусской волости в 1790 г. «... от воследовавших августа месяца на 16 и 17 и 18 число иньями студеными причинено немалое поврежденье», в следующем году в другой волости «во время уборки 27 августа выпал снег, повредив яровые поздних сортов» (Шерстобоев, 1957, с. 276).

Зима 1845 г. в Якутске, по сообщениям А. Миддендорфа (1862, с. 329), «дала истинно ужасную среднюю температуру более -36°R (-45°C) для всех трех зимних месяцев».

На основе сравнения материалов инструментальных съемок эльбрусской ледниковой системы 1887, 1957 и 1987 гг. Е.А. Золотаревым, Ю.Г. Селиверстовым и Е.Г. Харьковец (1999) выявлено, что во время МЛП ледники Эльбруса максимальных размеров достигали не одновременно (рис. 6). В среднем 250 – 300 лет назад (конец XVII в.) размеры ледников были наибольшими.

На Урале вечные снега лежали на горах Иремель, Ямантау и хр. Зигальге: «Ирямли-Тау – знаянейшая и высочайшая на Урале. Она видна с Бухарской стороны... и местами с нее снег не сходит... Яман-Тау (Злая)... на которой также всегда снега лежат. Джигалта, меж рек Илины и Инзеры, где также снега лежат во все лето» (Тушинский, 1966, по сообщениям Рычкова за 1762 г., с. 99).

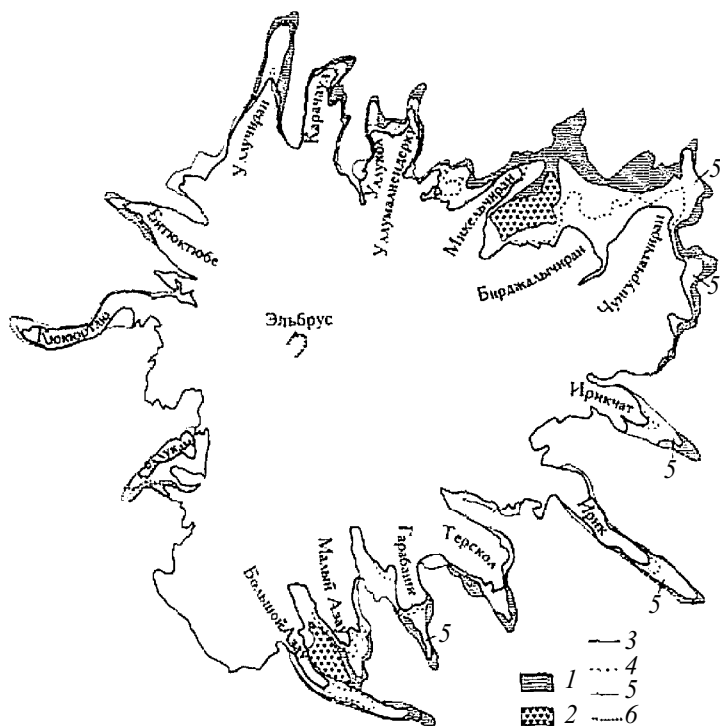


Рис. 6. Изменения оледенения Эльбруса с конца XVII в. (Золотарев и др., 1999): 1 – площадь растаявших льдов за период 1700 – 1887 гг.; 2 – лавы; границы ледника: 3 – 1987 г., 4 – 1957 г., 5 – 1887 г.; 6 – стадияльные валы середины XIX в.

Наличие мерзлых глинистых пород на глубине 7 – 8 м у подножия гор Дегелен на высотах около 540 м над уровнем моря в Семипалатинской области свидетельствует о похолодании в МЛП, когда температура воздуха снижалась на 2 – 3 °С. В межсопочных понижениях Центрального Казахстана, где в настоящее время средние годовые температуры близки к 0 °С, в МЛП происходило промерзание до глубины 10 – 20 м (Горбунов и др., 1998). С середины XIX в. началось естественное потепление климата, которое сопровождалось усиленным антропогенным влиянием (Ландсберг, 1974).

Этапы формирования геокриологических условий в Западной Сибири (по Баулину и др., 1989)

В истории формирования многолетнемерзлых пород Западной Сибири выделяют четыре крупных этапа (Баулин и др., 1989). Первый: от конца верхнего плиоцена – начала четвертичного периода до начала позднего плейстоцена; второй – от начала зырянской ледниковой эпохи до среднего голоцена (до начала климатического оптимума); третий соответствует времени климатического оптимума голоцена, четвертый – продолжается от конца климатического оптимума по настоящее время. Для каждого из этапов характерны значительные палеоклиматические и палеогеографические изменения, приводившие либо к формированию на огромных площадях мерзлых толщ различного строения и мощности, либо к протаиванию пород на значительных территориях.

Первый этап (поздний плиоцен – начало раннего плейстоцена). В Северном полушарии происходит общее ухудшение климатических условий. Кривые инсоляции Миланковича указывают на минимум солнечной активности в это время, в результате Северный Ледовитый океан был полностью покрыт льдом, резко континентальный климат Западной Сибири благоприятствовал развитию мерзлых толщ и их мощности (до 500 – 600 м). Средневековая температура воздуха в районе Полярного круга была ниже современной на 2 – 3 °С, в начале четвертичного периода южная граница распространения многолетнемерзлых пород проходила по широте 54 – 55° с.ш. Основные события первого этапа:

Временные эпохи	Природно-климатические события
<i>Раннеплейстоценовое (демянское) оледенение</i>	Понижение средневековых температур на 4 – 5 °С ниже современных; значительное продвижение на юг многолетнемерзлых пород (за пределы Западно-Сибирской плиты); мощность пород на севере (низовья Оби) составляла 600 – 700 м, к югу от 55° с.ш. – не менее 100 – 200 м
<i>Тобольское межледниковье (первая половина среднего плейстоцена)</i>	Тектоническое опускание севера Евразии; морская трансгрессия, уровень моря близок к современному; полное протаивание многолетнемерзлых пород на длительно затопленных территориях; южная граница пород проходила по широте 62° с.ш., к югу от которой – деградация мерзлых толщ
<i>Вторая половина среднего плейстоцена (эпоха максимального оледенения)</i>	Трансгрессия и похолодание климата, что стимулировало рост оледенения Среднесибирского плоскогорья, Северного и Полярного Урала. Средневековая температура воздуха ниже современной на 5 – 6 °С, интенсивное промерзание территорий к югу от морской трансгрессии
<i>Граница среднего и верхнего плейстоцена</i>	Кратковременное отступление моря; климатические условия близки к современным
<i>Эпоха казанцевской трансгрессии, продолжительность которой 70 – 80 тыс. лет, закончилась около 70 тыс. лет назад</i>	Затоплены территории до 65 – 66° с.ш.; полное протаивание многолетнемерзлых пород под дном моря и их сохранение на крайнем севере региона. В оптимальную фазу казанцевского времени леса продвигались на территорию современной южной тундры и лесотундры; смещение ландшафтных зон произошло в среднем на 5° к северу; благоприятные условия для формирования многолетнемерзлых пород только на самом севере региона. В заключительную фазу казанцевской трансгрессии климат становится более суровым, чем современный, и отступление моря привело к промерзанию территории

Второй этап (зырянское время – ранний голоцен). В течение этапа выделяются две крупные эпохи похолодания (зырянская и сартанская) и в разной степени на разных широтах проявившаяся эпоха относительного потепления (каргинская). Понижение температуры

воздуха в эпохи похолоданий вызывали обширные оледенения как предгорных частей суши, так и прилегающей акватории моря. Повышение ледовитости Северного Ледовитого океана способствовало повышению континентальности климата на суше, приводя к более интенсивному промерзанию отложений. В целом диапазон смещения южной границы криолитозоны был значителен, составляя 10°. Основные события этапа:

Временные эпохи	Природно-климатические события
<i>Зырянское оледенение</i>	Границы суши были близки современным, исключение составляли затопленные мелководные заливы Ямала, Гыданского и Тазовского полуостровов. Среднегодовая температура воздуха (по палеотемпературной кривой Эмилиани) была на 3 – 5 °С ниже современной, вследствие чего природные зоны были смещены к северу. Южная граница многолетнемерзлых пород в Западной Сибири проходила примерно по широте 58°. К концу зырянского оледенения мощность мерзлых толщ составляла: под акваторией шельфа – 80 – 90 м; на севере региона – 200 – 350 м; под зырянскими ледниками, занимавшими Зауральскую и Приенисейскую части Западной Сибири, – 500 – 600 м и более
<i>Каргинское межледниковье</i>	Смена фаз потеплений и похолоданий. В оптимальной фазе межледниковья (30 – 24 тыс. лет назад) климат на территории региона мягче современного, границы растительных зон смещались к северу на 3 – 4°. Мерзлые породы в средних широтах частично протаивали сверху до 65 – 66° с.ш. Глубина многолетнего протаивания могла составлять 50 – 100 м. Протаивание среднеплейстоценовых многолетнемерзлых пород заканчивалось на широте Тобольска-Енисейска. В позднекаргинское время отмечалось похолодание, когда температура воздуха зимой была ниже современной на 4 – 9 °С, летние температуры были близки современным. Южная граница многолетнемерзлых толщ располагалась примерно на широте современной южной границы криолитозоны
<i>Сартанское (поздневалдайское) время, продолжительность 15 – 18 тыс. лет – главный климатический минимум плейстоцена (по Величко)</i>	В результате похолодания в северном полушарии возник общепланетарный пояс распространения многолетнемерзлых толщ с южной границей около 50° с.ш. В Западной Сибири эта граница проходила примерно по 50° с.ш. на западе равнины и по 47° с.ш. В районе современной южной границы многолетнемерзлых толщ в сартанское время мощность мерзлых толщ могла составлять на западе региона 300 м, на востоке – 500 – 600 м. Климатические и палеомерзлотные условия эпохи не были совершенно одинаковыми в разные отрезки времени
<i>Начало голоцена</i>	Геокриологическая обстановка близка к современной

Третий этап (климатический оптимум голоцена). По абсолютной хронологии голоцена оптимум охватывает период времени от 9 до 3 тыс. лет назад (на севере Западной Сибири по данным Васильчука Ю.К. – 9 – 4,5 тыс. лет назад). Бореальный этап характеризовался повышенным увлажнением и температурой воздуха на 3,5 – 4 °С выше современной (по Хотинскому, 1977).

Атлантический этап отличался более сухим климатом с превышением температуры воздуха над современной на 2,5 – 3 °С. Быстрое и значительное потепление климата привело к трансформации природных зон. В это время граница природных зон в Западной Сибири продвинулась на север на расстояние до 600 км (по Саксу). На основании исследования торфяников Н.Я. Кац пришел к выводу – во время климатического оптимума температура вегетационного периода в регионе была на 4 °С выше современной.

Постепенно увеличивающаяся теплообеспеченность привела к глубокому протаиванию многолетнемерзлых пород с поверхности. Северный предел протаивания мерзлых толщ оценивается по-разному: Н.Я. Кац – граница протаивания на западе проходит по широте 68° с.ш.; Н.С. Шевелева отмечает – в приенисейской части Западной Сибири граница протаивания достигала широты Северного полярного круга; А.А. Шарбанян северную границу протаивания многолетнемерзлых пород сверху проводит по 65 – 66° с.ш.; Ю.К. Васильчук и В.Т. Трофимов проводят ее несколько севернее Полярного круга (67° с.ш.).

Геокриологическая обстановка в оптимум голоцена была следующей: зона развития талых с поверхности пород занимала большую часть территории, зона прерывистого по площади и разрезу распространения толщ мерзлых пород имела не столь значительное распространение.

Мощность протаивания многолетнемерзлых пород в оптимум голоцена составляла: близ Северного полярного круга не превышала 30 – 50 м; южнее, между 66 и 64° с.ш., протаивание происходило на значительной площади и было более глубоким, составляя 40 – 50 м. В пределах мощных торфяников протаивание не происходило. Южнее 64° с.ш. мерзлые породы протаивали с поверхности повсеместно.

Южная граница распространения реликтовых многолетнемерзлых пород в течение всего климатического оптимума продвигалась к северу. На основе исследований современного положения кровли и подошвы реликтового слоя мерзлых толщ и расчетов возможного их изменения во времени установлено, что южная граница распространения многолетнемерзлых пород в оптимум голоцена проходила на западе равнины по 60 – 61°, в центральной части – по 57 – 58°, на востоке – по 54 – 55° с.ш. (Баулин и др, 1989).

Севернее 67° с.ш., в пределах территорий Ямала, севера Тазовского и Гыданского полуостровов, шло формирование сингенетических мерзлых толщ в пределах пойм, лайд и в разрезах склоновых и болотных отложений, одновременно с облесением этой территории. Объяснение такому явлению – специфика проявления оптимума на севере криолитозоны. Этап характеризовался повышенной, но достаточно умеренной континентальностью климата: лето несколько теплее (на 1 – 3 °С) современного, зима на 2 – 3 °С холоднее. Эти факторы вызвали увеличение интенсивности морозобойного растрескивания и связанного с ним повторно-жильного льдообразования в органогенных и минеральных аллювиальных и аллювиально-морских толщах. Таким образом, в заполярных районах Западно-Сибирской плиты в голоценовый оптимум наблюдалось широкое расселение древесной растительности, свидетельствующей о благоприятных условиях вегетации, и в то же время вследствие суровости зимнего периода активно развивались криогенные процессы.

Четвертый этап (поздний голоцен). В послеоптимальное время произошло похолодание климата, что благоприятствовало формированию многолетнемерзлых пород. В этот этап выделяются (Баулин и др., 1989) четыре фазы, различающиеся по темпам промерзания пород.

Кульминация *первой фазы* позднеголоценового похолодания произошла на границе новой эры и продолжалась в течение около 1000 лет. Изменение климата в сторону похолодания способствовало постепенному отступанию растительности и замене ее тундровыми ассоциациями и интенсивному многолетнему промерзанию пород. Севернее границы протаивания многолетнемерзлых пород в оптимуме начали эпигенетически промерзать отложения в днищах термокарстовых котловин, окруженных мерзлыми породами. Формирование многолетних бугров пучения происходило при промерзании хасыреев, также возобновился рост повторно-жильных льдов. Южнее границы протаивания в оптимум начали промерзать торфяники, а позднее – минеральные грунты сначала суглинистого состава, затем – песчаного.

В северной части промерзших пород вновь сформировавшаяся мерзлая толща сомкнулась с непротаявшими во время климатического оптимума мерзлыми толщами. Подошва позднеголоценовых мерзлых толщ в более южных районах не достигла глубоко залегающей кровли верхнеплейстоценовых многолетнемерзлых пород. В результате смыкания не произошло, и здесь сформировалась регионально выдержанная двухслойная толща многолетнемерзлых образований.

С севера до 66° с.ш. отмечалась зона сплошной мерзлоты. Южнее верхний слой мерзлых пород, особенно в районах, сложенных песками, часто отсутствовал. Здесь формировались бугры пучения за счет миграции влаги к фронту промерзания.

Вторая фаза характеризовалась потеплением климата, максимум которого был достигнут в конце первого тысячелетия. Повсеместно развивались термокарстовые процессы. К югу от Северного полярного круга вытаивали жильные льды, формировались плоско- и крупнобугристые торфяники, разрушались многолетние бугры пучения. На самом юге Ямала, Тазовского и Гыданского полуостровов частично вытаивали жильные льды на плоских торфяниках, с чем связывается сейчас двухъярусное строение ледяных жил. Южная граница распространения многолетних пород смещалась к югу.

Второе тысячелетие нашей эры до XVIII в. характеризуется изменением климатических условий в сторону похолодания, что вызвало прогрессирующее развитие мерзлых пород. На тех участках севера равнины, где породы частично протаивали, возобновляется формирование повторно-жильных льдов. Развитие термокарста в пределах участков с молодым западинно-бугристым рельефом приостанавливается. Сокращается площадь таликов на всех элементах рельефа. Многолетние бугры пучения формируются в результате промерзания отдельных замкнутых таликов. Граница распространения многолетнемерзлых смещается к югу и занимает близкое современному положение.

С середины XIX в. (с максимумом в 50 – 60-е гг.) свойственно смягчение климатических условий, что повлекло за собой и изменение мерзлотных условий. Потепление вызвало повышение, в основном, зимней (ноябрь, декабрь) температуры воздуха.

На севере зоны двухслойного строения многолетнемерзлых пород произошло погружение кровли до глубины 10 – 20 м, усилились термокарстовые процессы и возросла глубина несквозных таликов под межблочными понижениями и полосами стока. Для южной половины криолитозоны характерна постепенная деградация микрорельефа пятен-медальонов и развитие бугристого микрорельефа. На суровость климатических условий на севере Западно-Сибирской плиты (в пределах Ямало-Гыданской части) и развитие криогенных процессов потепление климата повлияло незначительно. Колебания климата с периодом в 5 – 6 и 80 – 90 лет, на фоне общей деградации мерзлых толщ, способствовали их прогрессирующему развитию.

Особенности современной геокриологической обстановки в пределах Западно-Сибирской плиты сформировались в верхнем плейстоцене и голоцене (три последних этапа геокриологического развития региона). Второй этап (поздний плейстоцен – нижний голоцен) ознаменовался формированием достаточно мощных толщ многолетнемерзлых пород на большей части плиты. Третий этап (средний голоцен) характеризовался протаиванием этих пород как сверху, так и снизу. Похолодание в четвертом этапе (поздний голоцен) сформировало молодые мерзлые толщи. Близ Полярного круга они слились с частично протаивавшими породами в период оптимума. Южнее образовались двухслойные регионально выдержанные толщи мерзлых пород.

В результате формирования многолетнемерзлых пород верхняя их часть, в южной половине криолитозоны Западно-Сибирской плиты, представлена только позднеголоценовыми эпигенетически промерзшими породами. В северной развиты, в основном, более древние генетически неоднородные толщи пород. Верхняя часть этих пород сложена сингенетически промерзшими, а нижняя, с наибольшими мощностями, – эпигенетически промерзшими образованиями.

Иную концептуальную основу реконструкции вечной мерзлоты Западно-Сибирской равнины – отсутствие покровного оледенения в Западной Сибири и Карском шельфе – предлагают Н.А. Шполянская и Н.А. Королева (2004).

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

Учебное пособие

Евсеева Нина Степановна
Жилина Татьяна Николаевна

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ КОНЦА ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА
И ГОЛОЦЕНА (КОРРЕЛЯЦИЯ СОБЫТИЙ)**

Редактор *Н.И. Шидловская*
Дизайн, верстка *Д.В. Фортеса*

Изд. лиц. ИД № 04000 от 12.02.2001. Подписано к печати 15.08.2010. Формат 60 × 84 ¹/₈.
Бумага офсетная. Печать офсетная. Гарнитура «Таймс». Усл. п. л. 20,93. Уч.-изд. л. 23,44.
Тираж 200 экз. Заказ № 19.

ООО «Издательство научно-технической литературы»
634050, Томск, пл. Ново-Соборная, 1, тел. (3822) 533-335

Отпечатано в типографии ЗАО «М-Принт», г. Томск, ул. Пролетарская, 38/1
Переплет ООО «ИД Экс Либрис», г. Томск, ул. Высоцкого, 28