

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# Палеогеография Северной Евразии

в позднем  
плейстоцене-  
голоцене  
и географический  
прогноз



Издательство „Наука“

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
ТИХООКЕАНСКИЙ ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

# Палеогеография Северной Евразии

в позднем  
плейстоцене –  
голоцене  
и географический  
прогноз

---

9786



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
МОСКВА 1978



**Палеогеография Северной Евразии в позднем плейстоцене-голоцене и географический прогноз.** М.: Наука, 1978. 76 с.

Монография посвящена изучению природных условий Северной Евразии в отдельные эпохи позднего плейстоцена-голоцена и анализу возможностей использования палеогеографических данных для целей географического прогноза развития этих территорий.

Книга рассчитана на палеогеографов и физико-географов.

Табл. 5. Ил. 9. Список лит. 293 назв.

Авторы:

**И.Г. АВЕНАРИУС, М.В. МУРАТОВА, И.И. СПАССКАЯ**

Ответственный редактор  
академик *К.К. Марков*

## Предисловие

---

Общественность нашей страны и других стран считает, что в эпоху научно-технического прогресса влияние производственной деятельности человечества на природу становится столь значительным, что оно не может не вызвать озабоченности. Заинтересованность общественности, науки и практики в географическом прогнозе велика.

Вопрос о географическом прогнозе сложен, и необходимо выяснить, какие изменения природы мы пытаемся прогнозировать. Следует различать три типа таких изменений.

1. Изменения природы происходили и продолжают происходить без всякого участия человека. Это, так сказать, физико-географические изменения в чистом виде. Но термин "палеогеография" нас уже не может удовлетворять полностью, так как мы заглядываем в будущее, надеясь, что и в будущем природа будет изменяться в соответствии с палеогеографическими изменениями. Поэтому нам, возможно, желателен новый термин — "неогеография", относящийся к изменениям природы в будущем и созвучный термину "палеогеография".

2. Изменения природы, хотя и всегда по своим законам, происходят и благодаря нецеленаправленным действиям человека. Термин "нецеленаправленный" здесь применяется в том смысле, что производственная деятельность человечества, конечно, изменяет природу, но не имеет эти изменения в поле своего зрения. К этой категории изменений природы относится их основная группа, наиболее беспокоящая нас: количественные и качественные изменения стока рек, изменение состава атмосферы, органического мира и т.д. В данном случае тревога за состояние и изменение природы вызвана тем, что развитие производства мы, конечно, остановить не можем и не хотим, но оно вызывает могущественные последствия и может привести к общечеловеческой трагедии (перегрев географической оболочки и т.д.).

3. Целенаправленные изменения природы. Имеются в виду те изменения, которые сознательно производятся или будут производиться человечеством. Конечно, мы имеем прежде всего в виду примеры, относящиеся к территории Советского Союза. Следует, однако, учитывать, что локальных изменений природы (внутригосударственных) не существует и что все они в конце концов приобретают планетарный характер. Можно упомянуть в качестве примера соображения о переброске вод сибирских рек в Среднюю Азию. Но мы остановимся подробнее на соображениях об изменении климата Арктики.

Изменение климата Арктики, его отепление может быть произведено по проекту П.М. Борисова [32]. Основа проекта состоит в том, что через Берингов пролив и сооружаемую поперек него плотину в Берингово море (в Тихий океан) откачиваются воды Ледовитого океана, за счет чего активизируется приток в Ледовитый океан теплых поверхностных атлантических вод. Последние, обогревая Ледовитый океан, вызывают таяние ледового покрова океана, в результате чего уменьшается альbedo поверхности океана и отепляется климат как самого Ледовитого океана, так и материков, в особенности климат северного полушария. Конечно, этот процесс должен иметь большое значение как для территории советского Дальнего Востока, так и для акватории Тихого океана. Но является ли потепление климата Арктики оптимальным для жизни и производственной деятельности людей, для их здоровья и т.д.? Можно ли оценивать потепление климата одинаково для различных районов такой обширной страны, как наша? Более того, эта проблема международная. Никакие выводы не будут иметь конкретного значения, если полученный результат не будет оценен с точки зрения экономики, международной жизни, медицины, тем более что изменение природы будет, несомненно, разным в разных районах и плюсы будут сочетаться с минусами.

Один из путей решения проблемы — палеогеографический. Например, занимаясь реконструкцией географических обстановок для двух временных "срезов": для времени около 20 тыс. лет назад (наибольшее похолодание) и около 1 тыс. лет назад (потепление в средние века), можно установить закономерную связь изменения обстановок в Арктике, с одной стороны, и в различных районах нашей страны — с другой. Примером служит связь обстановок в Арктике и в бассейне Каспийского моря, установленная Л.С. Бергом: холодная, сильно ледовитая Арктика — высокий уровень Каспия; теплая, мало ледовитая Арктика — низкий уровень Каспия. Речь, таким образом, идет о пространственно-временных связях.

Сказанное выше поясняет, почему палеогеографические исследования целесообразны. Они необходимы на Дальнем Востоке, где закономерности развития природы в новейшее время известны гораздо меньше, чем в Европе. Поэтому в 1973—1975 гг. Лаборатория охраны и улучшения природной среды Тихоокеанского института географии ДВНЦ СССР занималась реконструкцией географической обстановки на территории Северной Евразии (в пределах границ Советского Союза) для "временных срезов", характеризующих последнее максимальное похолодание (около 18 тыс. лет назад) и климатический оптимум голоцена (около 5—6 тыс. лет назад).

Итак, делается попытка установить закономерности изменения природы земной поверхности в недавнем геологическом прошлом, имея в виду найти устойчивые изменения природы. Последние используются в целях "продолжения" устойчивых тенденций на будущее время, т.е. в целях прогноза. На избранном пути не устранены значительные затруднения, так что в большинстве случаев авторы этого труда считают географический прогноз практически еще не разрешимым.

Академик К.К. Марков

## Введение

---

Проблема составления долгосрочных географических прогнозов является одной из самых важных и в то же время сложных проблем современной географической науки. Вопросы долгосрочных географических прогнозов обсуждались на ряде совещаний и конференций: на V совещании географов Сибири и Дальнего Востока во Владивостоке в 1973 г., в Тарту на совещании по применению математических методов в географии в 1973 г. Этим вопросам посвящен ряд статей [63, 136, 10,3, 201, 177, 54], затронуты они и в отдельных монографиях [182, 178, 202, 157], но основные положения этой проблемы находят пока в стадии разработки.

Необходимость комплексного подхода при составлении географического прогноза потребовала участия в решении этой проблемы географов.

Проблемы составления долгосрочных прогнозов наиболее разработаны в таких областях географии, как климатология и гидрология. Основными методическими предпосылками при решении задач составления прогноза являются: 1) изучение закономерностей развития явления во времени; 2) изучение факторов, влияющих на темпы и направление (тенденцию) изменения явления. На знании этих закономерностей и факторов основано предсказание развития явления в будущем. Естественно, что при переходе от составления частных прогнозов (метеорологических, гидрологических) к общим географическим прогнозам эти основные методические предпосылки должны быть сохранены. Прямым следствием этого является необходимость для составления долгосрочных географических прогнозов палеогеографических исследований.

Исследования по разработке палеогеографических аспектов долгосрочного географического прогноза были начаты в 1973 г. в Тихоокеанском институте географии ДВНЦ АН СССР под руководством академика К.К. Маркова. Задачей исследования было обобщение обширного новейшего палеогеографического материала по территории Северной Евразии (в основном в пределах СССР) и составление палеогеографических карт для оценки тенденций изменения географической обстановки в результате естественного хода процессов развития, непреднамеренного воздействия на природную среду хозяйственной деятельности человека и целенаправленного вмешательства человека с целью изменить природную среду (например, проекты отепления Арктики).

Для целей географического прогноза большой интерес приобретает изучение диапазона изменений природной среды в течение последних 20 тыс. лет. В этот временной интервал попадает крупнейшее позднелайстоценовое похолодание, которое сопровождалось развитием последнего крупного покровного оледенения Северной Евразии, достигавшего максимальных размеров около 18 тыс. лет назад, и значительное потепление — голоценовый климатический оптимум, когда облик природы по своему типу был близок к межледниковому. Это похолодание и голоценовый оптимум представляют собой экстремумы климатического ритма длительностью 30—35 тыс. лет, включающего и современную эпоху. Именно такой ритм как один из главных выделит в ллейстоцене по комплексу палеогеографических, стратиграфических и астрономических признаков В.А. Зубаков [98]. Выбор данного временного отрезка удобен по ряду причин. Во-первых, к началу этого последнего крупного климатического ритма ллейстоцена на Земле уже существовали все те основные составные элементы природы, которые имеются и в настоящее время: возникли все географические зоны, высота горных сооружений и облик рельефа были близки к современным. Во-вторых, конец позднего ллейстоцена и голоцен лучше всего изучены в палеогеографическом отношении; для них имеется наибольшее число абсолютных датировок, отличающихся достаточно большой точностью, что позволяет сократить количество ошибок, возникающих за счет сведения в одну плоскость разновременных явлений.

Для выбранных эпох — максимального развития последнего позднелайстоценового оледенения и голоценового климатического оптимума — по данным определения абсолютного возраста [59, 166, 17, 96, 11, 151, 109, 110, 53, 160, 192, 161, 216] были выбраны следующие даты: для первой —  $18 \pm 2$  тыс. лет, для второй —  $5,5 \pm 0,5$  тыс. лет<sup>1</sup>. Выбрать более узкий временной интервал из-за относительно малого количества абсолютных датировок и ошибок определения абсолютного возраста пока не представляется возможным. Поэтому надо учитывать, что возрастной диапазон для обоих "временных срезов", особенно для более древнего, дает несколько "осредненную" карту. При корреляции основных событий позднего ллейстоцена в Северной Евразии и Северной Америке за промежуток времени от 70 тыс. лет назад до современности, момент максимального развития последнего покровного оледенения хорошо прослеживается во всех регионах — бологовская стадия валдайского оледенения в Европейской части СССР [96, 160], гыданская стадия сартанского оледенения в Сибири [110], поздние стадии оледенения (II группа стадий) на Кавказе [227], главный висконсин в Северной Америке [215], бранденбургская стадия в Западной Европе [15] и т.д. Этому же моменту соответствует значительное (на 100—110 м) снижение уровня океана [138], новозвксинская стадия развития Черного моря [150, 211] и верхнехвалынская трансгрессия Каспийского моря [125]. Не менее четко прос-

\* В дальнейшем для упрощения, говоря о первой, мы писали "эпоха 18 тыс. лет", а о второй — "эпоха 5—6 тыс. лет".

леживается эпоха потепления, соответствующая атлантическому периоду Западной Европы, фландрской (новочерноморской) трансгрессии, альтитермальному периоду Северной Америки и т.д. Анализ изменений природной среды наиболее близкого к нам отрезка времени от развития последнего максимального покровного оледенения до максимального потепления позволяет перейти к прогнозу будущих состояний природной среды, которые могут возникнуть из-за изменений климата, связанных с производственной деятельностью человечества или с осуществлением крупных проектов "мелиорации климата" [32, 207].

Причины изменения климата и периодичности оледенений в плейстоцене неоднократно разбирались рядом исследователей [35, 215, 134, 30, 224, 241, 274, 221], поэтому мы не будем подробно рассматривать эту проблему. Однако, решая общие вопросы палеогеографии даже такого короткого климатического ритма, который укладывается в рамки второй половины позднего плейстоцена—голоцена, необходимо себе представить, с каких позиций мы будем рассматривать причины изменения климата и чередования оледенений и межледниковий в плейстоцене.

Одной из отличительных черт развития природной среды в новейшее время является постепенное похолодание климата нашей планеты, начавшееся со второй половины эоцена [291]. Это похолодание связывают с возникновением оледенения в Антарктиде, причиной которого могла быть миграция этого материка к Южному полюсу [249, 250]. Эти же идеи были высказаны Д.М. Гопкинсом [205]. Возможность такой миграции в настоящее время широко дискутируется [158, 92]. К окрестностям Южного полюса Антарктида приблизилась около 60 млн. лет назад, а около 35 млн. лет назад (поздний олигоцен) Антарктический материк оказался в районе Южного полюса [249]. В результате действия географического закона зонального распределения тепла там стал формироваться ледниковый покров, чему немало способствовало наличие на материке горных сооружений, а также значительное количество влаги из-за океанического окружения. В Западной Антарктиде [266], судя по данным о вулканических извержениях, ледниковый щит мощностью несколько сот метров существовал уже в эоцене. Об этом свидетельствует также тот факт, что материал, принесенный айсбергами, встречается в эоценовых осадках глубоководных проб на юге Индийского океана [292]. Однако в эоцене оледенение не захватило весь материк; например, в Восточной Антарктиде в заливе Прюде в эоцене отмечены лесные ландшафты [259]. Постепенно развиваясь, ледниковый покров достиг таких размеров, что вступил в стадию так называемого саморазвития [35], заняв наконец весь материк. В плиоцене [135], может быть, в миоцене [82], или даже в олигоцене [70], в Антарктиде наверняка уже существовал ледниковый покров, близкий по размерам к современному. Теперь сам факт наличия в южном полушарии ледяного континента мог значительно влиять на климат всей планеты и вызывать охлаждение океанических вод и атмосферы, особенно в высоких широтах.

Для северного полушария в миоцене—раннем плейстоцене были характерны еще умеренно теплые климатические условия: средние годовые температуры для этой эпохи в тропиках плюс 27—28°, в полярных широтах плюс 8—10°С [249]. Это было связано с тем, что в неогене континентальность климата северного полушария была меньше, чем в плейстоцене, а общее охлаждение, обусловленное влиянием ледникового покрова Антарктиды, было еще невелико. На всю эту систему, конечно, и в те эпохи накладывались ритмические колебания радиации и климата, которые были вызваны комплексом причин, например изменениями в системе Солнце—Земля [140]. Но то, что такие изменения климата были и в доплейстоценовое время, указывают расчеты температурных условий позднего плейстоцена в районе Анадырской низменности, где отмечается не менее 7 отчетливых похолоданий [145], причем амплитуда изменения средних годовых температур достигала 3—7°, а средних июльских 1—4°С. Однако эти колебания в условиях относительно теплого климата и развития эпиконтинентальных морей не могли привести к развитию оледенения на равнинах северного полушария.

Постепенное охлаждение северного полушария в неогене было также связано с начавшимся в конце эоцена увеличением в Евразии площади суши за счет развития процессов орогенеза, закрытия океана Тетис и сокращения площади эпиконтинентальных морей [35, 134]. Процесс этот носил ритмично-направленный характер [155, 62], но именно вторая составляющая привела к устойчивому нарастанию площади Евразии и усилению изоляции Северного Ледовитого океана, а следовательно, к похолоданию и увеличению контрастности климата.

Когда общее похолодание достигло определенного уровня, климатические изменения, обусловленные колебаниями в системе Солнце—Земля, в ряде фаз стали приводить к возникновению оледенения на материках северного полушария: возраст оледенения в горах Северной Америки порядка 3,5 млн. лет, а в Исландии — 1,9 млн. лет [246]; первое заметное похолодание в Нидерландах отмечено 2,5 млн. лет назад [293]. Однажды возникшее в пределах северного полушария оледенение резко изменило характер колебаний климата, что отчетливо прослеживается на температурной кривой П. Вольдштедта [291]. Появление этого оледенения внесло новые существенные коррективы в тепло- и влагообмен системы океан—атмосфера—материк.

Впервые вопросы взаимодействия внутри системы океан—материк были рассмотрены В.В. Шулейкиным [226]. Полученные им выводы о переносе тепла в системе Атлантика—Полярный бассейн (а именно этот перенос в первую очередь влияет на климат Северной Евразии) свидетельствовали об автоколебательном характере системы.

По концепции В.Я. и С.Я. Сергиных [186], главной причиной колебания климата и оледенений плейстоцена также являются собственные автоколебательные свойства системы, на которые астрономические, тектонические и случайные факторы и их совместное воздействие оказывают моделирующее влияние.

Особое место среди гипотез о причинах колебаниях климата и оледенений в плейстоцене занимает астрономическая гипотеза М. Миланко-

вича, сформулированная им в 1914 г., в которую он позднее [269, 270] внес существенные изменения. В послевоенные годы кривая Миланковича неоднократно пересчитывалась [57, 222, 219]: Расчеты М. Миланковича на первых порах были приняты весьма положительно как климатологами, так и палеогеографами [276, 239, 264, 290]. Позднее в работах отдельных климатологов [284, 249, 210, 224] был сделан вывод, что астрономические факторы не могли определять колебания климата плейстоцена. Однако пересчет кривой Миланковича, проведенный Брайссоном, Курцбахом и Шеном [84], с учетом дифференцированного нагревания земной поверхности, зависящего от общей циркуляции атмосферы (не принятого во внимание М. Миланковичем), показал, что различие в величине приходящей радиации вызывает изменение числа Россби на 5% для летнего полугодия и на 2% — для зимнего, что может привести к существенной перестройке в циркуляции. Кроме того, если учитывать обратную связь между ледяным покровом и термическим режимом атмосферы [38], то оказывается, что астрономические факторы оказывают существенное влияние на развитие оледенений. В последние годы идеи М. Миланковича нашли поддержку в трудах А.С. Моница [142], М.И. Будыко [36, 37], Э. Бернара [24, 233] и других климатологов. Следует заметить, что в расчетах С.Я. Сергина [185] только учет воздействия астрономических факторов позволил получить картину климатических колебаний, близкую к той, которая рисуется по палеогеографическим данным. В послевоенные годы новые материалы палеогеографических исследований и изучение океанов показали убедительное совпадение расчетов М. Миланковича с результатами абсолютных датировок главных похолоданий в плейстоцене (особенно в позднем) [110, 192, 98, 46, 34, 115, 221, 273]. Некоторые исследователи отмечали, что, по расчетам Миланковича, не должно быть синхронности основных изменений климата в северном и южном полушариях, тогда как материалы исследований последних лет чаще всего отмечают их одновременность [110]. Решить этот вопрос однозначно пока не представляется возможным из-за малого числа абсолютных датировок. Разрыв во времени пиков кривой Миланковича для южного и северного полушарий в последние 100 тыс. лет не превышает первых тысяч лет [222], что совпадает с величиной ошибок определения абсолютно го возраста. Материалы изучения хода температур в позднем плейстоцене — голоцене в Антарктиде [21] говорят о том, что там наиболее низкие температуры отмечались 22 тыс. лет назад, а не 18—20 тыс. лет, как в северном полушарии, что как раз и соответствует пересчету кривой Миланковича [222]. Синхронность в северном и южном полушариях более мелких климатических ритмов начиная со времени деградации последнего покровного оледенения должна объясняться иначе, так как они, кроме голоценового оптимума, с ходом кривой Миланковича никак не связаны и были вызваны другими причинами, действие которых могло быть одновременным в обоих полушариях.

Таким образом, автоколебательный характер глобальных процессов взаимодействия атмосферы — океана — оледенения, а также влияние астрономических факторов изменения солнечной радиации были

двумя ведущими причинами колебаний климата в плейстоцене. Однако одинаковым пикам снижения и повышения солнечной радиации не всегда могли отвечать одинаковые изменения природной среды. Исключительное значение имел при этом фактор длительности климатических изменений, так как даже большое, но не очень длительное (в геологическом масштабе) похолодание может не привести к возникновению материкового оледенения, а лишь способствовать увеличению горно-долинного оледенения в отдельных горных системах. Таким образом, не каждое похолодание эквивалентно оледенению, и только длительные изменения климата приводят к изменению ландшафтов.

Отсюда мы прямо подходим к тому, что проблеме изменения ландшафтов нельзя решать, не изучая изменения климата. Эта идея была сформулирована Л.С. Бергом [27, 28], а в дальнейшем разработана А.А. Григорьевым и М.И. Будыко [74]. Правда, эти исследователи проблему климат—ландшафт решали, анализируя современные природные условия. В нашей работе ей придан палеогеографический характер. Прибавление к этой проблеме временной составляющей позволит в дальнейшем перейти к решению задач долгосрочного географического прогноза.

## 2 Принципы построения палеоклиматических схем

---

Приступая к сбору материала для составления палеогеографических карт, мы исходили из того, что данные, опубликованные до 1965 г., суммированы в трехтомной монографии "Четвертичный период" [137, 134]. Новый фактический материал и данные, полученные при изучении опорных разрезов новейших отложений [131, 171, 172, 159], начатом по инициативе К.К.Маркова в 60-х годах, подтверждают выводы К.К. Маркова [130] о трех главных особенностях развития природной среды в плейстоцене: направленности, ритмичности и индивидуальности развития отдельных районов. При изучении каждого из разрезов прослеживаются направленные изменения и усложняющие их ритмические колебания. Индивидуальные особенности развития устанавливаются при сравнении опорных разрезов разных районов. Однако только составление серии палеогеографических карт, каждая из которых характеризует какой-либо определенный временной интервал, позволяет установить пространственные соотношения ландшафтов в прошлом и использовать их для прогноза как палеогеографические аналоги.

Учитывая, что из всех элементов природной среды быстрее всего меняется климат, а остальные элементы ландшафтов (растительность, почвы, рельеф) являются более устойчивыми и реагируют только на длительные климатические изменения, при решении задач долгосрочного географического прогноза в первую очередь необходим анализ климатических изменений. Трудями Л.С.Берга [28], А.А.Григорьева [72], М.И.Будыко [37], С.В.Калесника [101], К.К.Маркова [133] доказано, что географическое районирование должно базироваться на климатической основе. Комплексный палеогеографический анализ такой большой территории, как Северная Евразия, конечно, также должен быть четко климатически обоснован. Вот почему нам показалось методически необходимым в основу выделения климатических районов и географических поясов и зон эпох 18 и 5-6 тыс. лет назад положить климатическое районирование и построить для каждой из эпох серию палеоклиматических схем на зимние и летние периоды и схему палеоклиматического районирования.

В использованной литературе по палеогеографии эпох 18 и 5-6 тыс. лет назад (около 2000 названий) часто отсутствуют абсолютные датировки и для всех крупных регионов всегда имелись работы с прямо противоположной трактовкой фактического материала. Например, известно, что для Западной Сибири до сих пор не решена однозначно про-

блема генезиса ледниковых отложений, не говоря уже о стратиграфических увязках материалов по северным и южным районам этого региона [13, 97, 94, 118, 168, 203]. Сложности увеличивались, когда вставал вопрос о межрегиональных сопоставлениях основных событий позднего плейстоцена и голоцена. В этой связи мы решили отказаться от традиционного пути составления региональных палеогеографических карт путем сведения в одну плоскость фактического палеогеографического материала, как правило, собранного одним автором или коллективом авторов, дающим этому материалу однозначную трактовку.

При составлении обзорных палеогеографических карт на обширную территорию, включающую большое количество регионов со значительным разнообразием природных условий, требуется принципиально иной методический прием для сводки огромного литературного материала. Учитывая, что в настоящее время теоретическая база для палеогеографических реконструкций природной среды на таких обширных территориях, как Северная Евразия, отсутствует, любые попытки построить какую-либо сводную обзорную карту, опираясь лишь на фактический материал по отдельным регионам, все равно потребуют от автора выбора какой-то одной определенной точки зрения на узловые вопросы, например взаимоотношения покровных оледенений и уровня Черного и Каспийского морей и т.д.

В такой ситуации нам кажется наиболее правильным строить палеогеографические реконструкции исходя из определенной дедуктивной модели. Основное требование к такой модели — максимальная независимость от исходных палеогеографических данных и возможность на базе этой модели дать характеристику пространственного расположения тех или иных типов природной среды. Именно такой дедуктивный метод был выбран нами для создания в первую очередь палеоклиматических схем-моделей. Эти палеоклиматические модели, или схемы, как мы их называли, в дальнейшем служили канвой для составления палеогеографических карт, поскольку мы исходили из упомянутого выше принципа: изменения ландшафта определяются изменениями климатических условий. Конечно, облик ландшафта определяется не только климатом, но и в значительной мере, а, по мнению Н.А.Солнцева [199], в первую очередь геолого-геоморфологическими условиями.

Это было учтено, так как для эпохи 18 тыс. лет ряд элементов рельефа — конфигурация суши и моря, наличие ледниковых покровов с высотой до 2500 м над уровнем моря — отличался от современного. В остальном географический план Северной Евразии в конце позднего плейстоцена и в голоцене был очень близок к современному. Таким образом, использование палеоклиматических схем-моделей для построения обзорных палеогеографических карт и было принципиально новым подходом к решению поставленной задачи. Конечно, на этом пути были свои трудности. Главной из них оказался выбор принципа построения палеоклиматических схем-моделей.

Вопросы климата плейстоцена являются наиболее полно освещенными в палеоклиматологии, так как их изучение шло рука об руку с накоплением и анализом данных по стратиграфии рыхлых отложений, на-

рактору форм рельефа и рельефообразующих процессов плейстоцена. Одна из основных особенностей плейстоцена — чередование эпох похолодания и потепления — требовала даже в чисто геолого-геоморфологических исследованиях изучения климата.

Общие сведения о палеоклиматах плейстоцена содержатся практически во всех сводных монографиях, региональных обзорах и статьях, посвященных палеогеографии и геологии плейстоцена. Палеоклиматам плейстоцена посвящены отдельные монографии [253, 277] или большие разделы в работах по изменению климата [31, 35, 36, 128, 129, 167, 224, 267, 290, 291 и др.]. Дать их полный обзор даже только с палеоклиматической точки зрения в рамках данной работы невозможно, следует лишь отметить, что, несмотря на это, в настоящий момент для территории СССР палеоклиматические карты с количественной оценкой поля температур и влажности на интересующие нас эпохи отсутствуют.

Опыт построения пространственных палеоклиматических моделей в палеографии пока крайне незначительный. Большинство авторов (М.И.Будыко, В.Я. и С.Я.Сергины, американские исследователи) ограничивается теоретическими построениями глобального характера. Эти последние построения, имея исключительную важность для разработки проблем причин колебания климата и оледенений плейстоцена, практически пока не позволяют составлять на базе таких построений палеоклиматические карты.

Учитывая, что и палеогеографические данные зачастую не дают однозначный ответ на вопрос о климатах прошлого из-за малого количества точных возрастных привязок и из-за различной трактовки авторами конкретных данных, а количество оценок температур и влажности по спорово-пыльцевым спектрам пока тоже невелико, одним из возможных на данном этапе путей построения палеоклиматических схем для плейстоцена является путь аналогий. В качестве эпох-аналогов нами были выбраны современные эпохи похолодания и потепления, так как они являются пока единственными, для которых имеются достоверные количественные данные об аномалиях для поля давления, температур и осадков; очень важно, что эти данные имеются к настоящему времени для всего северного полушария вплоть до тропического пояса, так как без глобального подхода<sup>1</sup> анализировать палеоклиматы Северной Евразии невозможно.

Какие же исходные факты были положены в основу палеоклиматических построений и прилагаемых палеоклиматических картосхем? Как уже упоминалось выше, в развитии природы выделяется система ритмов, различающихся по длительности, генезису, сложности и т.д. Системы этих ритмов накладываются друг на друга, из-за чего строгой ритмичности в природе нет, а есть лишь приближение к ней. Степень изученности ритмов очень разная. Наиболее детально и, что для нас самое важное, инструментально изучены мелкие климатические ритмы длительно-

<sup>1</sup> Обязательным условием "использования анализа генезиса современного климатического режима и его изменчивости в качестве одного из методов реконструкции климатов прошлого нужно считать достаточно большой масштаб анализируемых макропроцессов (минимум одно полушарие)" [85, с.187—188].

стью не более нескольких десятков лет. Литература о современных колебаниях климата огромна и насчитывает тысячи работ. Поэтому мы были вынуждены ограничиться только новейшими сводками по этому вопросу [175, 174, 90, 85, 220, 86, 36, 37, 66, 67, 198, 123, 169, 100, 271, 35, 30, 224]. Большинство исследователей считает, что современные изменения климата обусловлены изменениями в общей циркуляции атмосферы [47, 48], в частности соотношением ее зональной и меридиональной составляющих, при этом, по мнению ряда авторов, с уменьшением зонального и возрастанием меридионального переносов [210, 60, 86] связаны эпохи похолодания в Арктике и на севере Евразии. Расходясь в частности, авторы единодушно выделяют эпоху похолодания в 1910—1920-х годах, потепления в 1930-х годах и нового похолодания с конца 1940-х годов.

Некоторые закономерности, выявленные для этих кратковременных ритмов, мы попытались перенести на эпохи похолоданий и потеплений в позднем плейстоцене—голоцене. Однако насколько правомерен перенос закономерностей таких коротких флуктуаций на колебания масштаба нескольких тысячелетий? Такая интерполяция, конечно, требует большой осторожности [124, 30]. Целый ряд элементов природной среды эпох 18 и 5—6 тыс. лет назад в настоящее время просто не существует: ни европейский ледниковый покров, ни регрессия Мирового океана, ни безледная (?) Арктика. Однако самые главные факторы формирования климата — зональность в распределении тепла и основные законы общей циркуляции атмосферы — при этом не нарушались. Изменения генеральных осредненных характеристик климата [183] и, следовательно, общей циркуляции атмосферы в современном годовом колебании от января к июлю подобны тем, которые предполагаются для колебаний климата от оледенения к межледниковью. Тем более такое подобие должно иметь место для климатических ритмов с большей амплитудой (порядка первых десятилетий). К близким выводам пришел и Х. Уиллет, который отмечал, что “краткопериодические колебания климата малой амплитуды за время проведения регулярных наблюдений в основных чертах следовали основной ледниково-межледниковой схеме изменений. Все колебания климата, как продолжительные, так и кратковременные, характеризуются одной и той же схемой изменений, отличаясь лишь периодом и амплитудой [100, с.74—75]. Сходные мысли высказаны были также Б.Л.Дзержевским (в соавторстве с В.Я.Сергиным): “Смещение осей полярных ложбин (траекторий циклонов и полярных вторжений) и основных членов общей циркуляции атмосферы свойственно не только длительным периодам, достаточным для формирования оледенения, но характерно и для современных коротких периодов похолоданий и даже для отдельных суровых зим” [85, с.186—187]. Близкой точки зрения придерживается Г.Флон, который писал, что “циркуляция атмосферы в течение максимума последнего ледникового периода... имела большое сходство с циркуляцией в холодные зимы последних десятилетий. Сходство не случайно, оно связано с распределением температуры в тропосфере, обусловленным высокими значениями альbedo подстилающей поверхности, покрытой снегом и льдом” [153, с.41]. М.И.Будыко так-

же считает, что "упрощенные численные модели, удовлетворительно описывающие современные климатические условия для различных сезонов года, по-видимому, могут быть использованы также для изучения изменения климата в четвертичное время" [36, с.119]. Подобие изменений климата малых и больших ритмов доказывается еще рядом примеров. Расчеты М.Миланковича, а позднее С.Я.Серегина [185] показывают, что в плейстоцене длительность эпох похолодания, сопровождавшихся оледенениями, была меньше, чем теплых межледниковых эпох; об этом же свидетельствуют и материалы абсолютной геохронологии [192] и данные о соотношении длительности меридиональных холодных и зональных теплых эпох (1:2 — 1:1,6) в последние 100 лет [85].

Еще одно доказательство подобия климатических изменений видно при сравнении теплых эпох разной длительности: микулинской, голоценового оптимума и эпохи потепления 30-х годов нашего столетия. Основные различия в облике ландшафтов в эти эпохи в значительной степени были обусловлены их различной длительностью: соответственно  $1,5 \cdot 2 \cdot 10^4$ ,  $2 \cdot 10^3$  и 10 лет. Это привело к тому, что в 30-х годах XX в. изменения климата затронули только гидросферу, и то лишь отдельные ее компоненты: размеры стока [116], ледовитость Арктического бассейна. На естественном растительном покрове столь короткое потепление отразилось очень слабо, и сдвига зон не произошло. Потепление в голоцене не только успело сказаться на характере отдельных компонентов гидросферы и криосферы (на оледенении Арктики и гор Юга СССР), но и вызывало трансгрессию Мирового океана, уровень которого повысился на несколько метров. Этого времени хватило и для изменений в растительном покрове, и для сдвига географических зон к северу.

В эпоху микулинского межледниковья отмечены более крупные изменения в природной среде: в составе растительности в значительно большей степени укрепили свои позиции теплолюбивые формы, в частности широколиственные леса были развиты и в Западной Сибири; границы зон продвигались еще дальше к северу; уровень Мирового океана поднимался до отметок +10 [138]. Таким образом, сходные в палеоклиматическом отношении эпохи существенно отличались по облику природной среды главным образом за счет фактора длительности, важность учета которого мы отмечали выше. Видимо, элементы подобия межледниковий сохраняются вплоть до начала среднего плейстоцена: еще в 1943 г. Б.Яронь [12] отметил сходство последовательности фаз смены растительного покрова в межледниковых лихвинских слоях Белоруссии и в земских слоях в Западной Европе.

Еще одним доказательством подобия климатических изменений во время межледниковий является наличие ксерофитной эпохи во второй половине потепления. Это отчетливо видно по материалам изучения растительности лихвинского времени [139, 80] и почв микулинского возраста [44, 87], где лесные почвы начала потепления сменяются степными черноземовидными. Наличие такой эпохи на заключительных этапах климатического оптимума голоцена доказано для Ярославского Поволжья [8], для Томской области [68] для центра и северо-запада ЕТС [163, 119], для Западной Европы [234].

2786

Характер распределения осадков и отчасти тепла во многом обусловлен закономерностями общей циркуляции атмосферы, поэтому пришлось обратиться к работам по динамике циркуляции земной атмосферы за последние 100—150 лет. Б.Л.Дзержевский [85] выделил 13 типов элементарных циркуляционных механизмов (ЭЦМ), которые объединил в две группы циркуляций — зональную и меридиональную. В интервале 1899—1968 гг. отчетливо выделяется "пик" зональной циркуляции, приуроченный к эпохе потепления 30-х годов нашего столетия, и две эпохи похолодания: в начале XX в. и начиная с конца 40-х годов, которые характеризуются меридиональной группой циркуляций.

Принципиально другая типизация синоптических процессов предложена Г.Я.Вангенгеймом [41, 42], выделившим три основные формы циркуляции атмосферы: зональную ( $W$ ) и две меридиональные ( $C$  и  $E$ ) для атлантического сектора Евразии. Развивая идеи Г.Я.Вангенгейма, А.А.Гирс [66, 67] сделал вывод, что погодные условия северного полушария определяются сочетанием форм атмосферной циркуляции в европейско-атлантическом секторе.  $W$ ,  $C$  и  $E$  с аналогичными формами в азиатско-тихоокеанском секторе, обозначенными им индексами  $Z$ ,  $M_1$  и  $M_2$ , т.е. девятью типами циркуляции. При этом формами-аналогами соответственно являются  $W$  и  $Z$ ,  $C$  и  $M_1$ ,  $E$  и  $M_2$ . Изучая смену этих форм атмосферной циркуляции в северном полушарии во времени, А.А.Гирс отнес эпоху 1929—1939 гг. ко времени господства атмосферной циркуляции типа  $E$ , 1940—1948 гг. — типа  $C$ , а эпоху после 1949 г. — к типу  $E+C$ . А.А.Гирс [67] считает, что "основные характеристики форм  $W$ ,  $E$  и  $C$ , свойственные этим формам в течение коротких периодов времени, могут рассматриваться и как характеристики эпох соответствующей формы циркуляции" [67, с. 201], длящихся в течение нескольких лет вплоть до первых десятилетий, что еще раз подтверждает подобие климатических изменений разной длительности. Выбирая из 9 типов циркуляции те, которые могли бы быть подобными интересующим нас эпохам 18 и 5—6 тыс. лет назад, мы остановились на том, что циркуляция эпохи 18 тыс. лет назад во внеледниковых районах наиболее полно может быть сопоставлена с типом циркуляции  $C_{M_1}$ , который господствовал после максимума потепления 30-х годов и для которого аномалии рассчитывались по материалам наблюдений в 50—60-х годах (см. [67], табл.10, 11). Голоценовый климатический оптимум был сопоставлен с эпохой максимального потепления 30-х годов, когда господствующим типом циркуляции была форма  $E$ , причем из трех вариантов был выбран  $E_{M_2}$ , когда процессы однозначно развиваются и в атлантическом, и в тихоокеанском секторах. Для составления палеоклиматических схем были использованы картосхемы аномалий давления, температур и осадков (отдельно для теплого и холодного сезонов), построенные по данным инструментальных наблюдений на всю территорию северного полушария до тропических широт, причем учитывалось лишь пространственное распределение этих аномалий, а не их абсолютные величины, которые вряд ли правомерно переносить в прошлое, особенно на эпоху 18 тыс.лет; но соотношение величин аномалий во внимание принималось. Наряду с материалами А.А.Гирса были использованы па-

леоклиматические схемы, составленные для эпохи последнего оледенения на отдельные регионы [14, 15, 260, 261, 262, 263, 123, 247, 249, 73, 55, 164, 184], и материалы тех исследователей, которые привели количественную характеристику метеорологических элементов.

По этим данным были построены мелкомасштабные палеоклиматические схемы и схемы палеоклиматического районирования, характеризующие некоторые метеорологические элементы отдельно для теплого и холодного сезонов года, так как для характера растительности, например, большое значение имеют именно летние температуры. Для расчета палеоклиматических элементов были использованы данные палинологического анализа. Стремление к количественному выражению результатов палеоклиматических исследований и объективная оценка получаемых числовых данных приводят во все более широкому применению математических методов при изучении климатических условий прошлого [238, 275, 228, 229, 20, 21]. При обработке материала по современным спорово-пыльцевым спектрам могут использоваться методы математической статистики и статистической теории информации.

В основу информационного анализа положены понятия и приемы статистической теории информации, обеспечивающие количественную оценку зависимости изучаемого явления от набора включенных в анализ факторов. С помощью информационного анализа выделяются вероятностные характеристики соответствия содержания пыльцы древесных пород в спектре состояниям климатических характеристик, устанавливается связь между процентным содержанием пыльцы в спектре и пыльцой данной древесной породы с климатическими характеристиками [112]. В основу второй методики положен факт существенного влияния климата на качественный и количественный состав растительного сообщества [146]. Эта методика является логическим развитием ареалогического метода, предложенного В.Шафером [282] и разработанного В.П.Гричуком [76, 77].

Поскольку для любого рода или вида древесных пород есть допустимый интервал температур, можно утверждать, что для любого рода существует конечная вероятность произрастания внутри данного интервала, а за его пределами вероятность произрастания данного рода или вида равна нулю. Кроме того, очевидно, что вероятность произрастания его при какой-либо конкретной температуре внутри данного интервала является случайной величиной, ибо она зависит также и от других причин. Вероятность максимальна при температуре, оптимальной для данного рода, и равна нулю на границе интервала. Следовательно, характер распределения вероятностей произрастания данного рода внутри его температурного или влажностного интервала будет близок к нормальному закону распределения Гаусса и может быть математически представлен:

$$P = K \cdot \exp \left[ - \frac{(T_i - T_{\text{opt}})^2}{(T_i - T_{\text{min}})(T_{\text{max}} - T_i)} \right], \quad (1)$$

где  $K$  — коэффициент, равный вероятности существования данного рода при оптимальной температуре;  $T_i$  — текущее значение температуры;

$T_{\text{opt}}$  — температура, оптимальная для данного рода;  $T_{\text{min}}, T_{\text{max}}$  — минимальная и максимальная граница температуры данного интервала.

Действительно, при  $T_i = T_{\text{opt}}$  числитель показателя степени равен нулю, следовательно,  $P = K$ ; при  $T_i = T_{\text{min}}$  или  $T_i = T_{\text{max}}$  выражение (1) не противоречит сделанным ранее предложениям.

Поскольку всегда есть какая-либо температура, при которой данный род существует, то

$$K \int_{T_{\text{min}}}^{T_{\text{max}}} \exp \left[ - \frac{(T - T_{\text{opt}})^2}{(T - T_{\text{min}})(T_{\text{max}} - T)} \right] dT = 1,$$

или

$$K = \left\{ \int_{T_{\text{min}}}^{T_{\text{max}}} \exp \left[ - \frac{(T - T_{\text{opt}})^2}{(T - T_{\text{min}})(T_{\text{max}} - T)} \right] dT \right\}^{-1}.$$

Следовательно,

$$P_{in} = \frac{- \frac{(T_{in} - T_{\text{opt}})^2}{(T_{in} - T_{\text{min}})(T_{\text{max}} - T_{in})}}{\int_{T_{\text{min}}}^{T_{\text{max}}} \exp \left[ - \frac{(T - T_{\text{opt}})^2}{(T - T_{\text{min}})(T_{\text{max}} - T)} \right] dT}. \quad (2)$$

Таким образом, выражение (2) определяет вероятность существования рода с номером  $n$  при температуре  $T_i$ .

При климатических определениях нас интересует наиболее вероятное значение температуры, допускающее существование в прошлом растительного сообщества, восстановленного по данным палинологического анализа, с учетом количественных соотношений, входящих в него компонентов.

Естественно, что для любого произвольно взятого значения температуры, лежащего внутри допустимого интервала, существует конечная вероятность того, что именно данная температура является истинной для времени существования исследуемого растительного сообщества. Нас интересует температура, для которой указанная вероятность будет максимальной. Для каждого отдельного рода вероятность того, что произвольная температура  $T_i$  будет ближе к истинной тем больше, чем ближе она к оптимальной для данного рода. Отсюда выводим некоторый условный коэффициент  $V_{in}$  — коэффициент влияния количества пыльцы данного рода с номером  $n$  при температуре  $T_i$  на определение наиболее вероятной температуры произрастания растительного сообщества. Этот коэффициент будет прямо пропорционален процентному содержанию

рода  $n$  и вероятности существования этого рода при данной температуре  $T_i$ , т.е.

$$V_{in} = K_n q_n P_{in}, \quad (3)$$

где  $V_{in}$  — коэффициент влияния количества пыльцы рода с номером  $n$  при температуре  $T_i$ ;  $K_n$  — коэффициент относительной представительности данного рода (вида) по сравнению с другими;  $q_n$  — процентное содержание пыльцы рода с номером  $n$  в спорово-пыльцевом спектре;  $P_{in}$  — вероятность существования рода с номером  $n$  при температуре  $T_i$ .

Коэффициент относительной представительности  $K_n$  зависит от температурных и влажностных интервалов, в которых может существовать данный род, от количества производимой данным родом пыльцы и т.д.

Такие породы, как береза, сосна, ива, являются малоинформативными. Коэффициент для этих родов принят равным 1. С учетом среднего содержания пыльцы каждого рода в типичных для различных растительных зон спорово-пыльцевых спектрах, а также с учетом перечисленных выше факторов, влияющих на величину  $K_n$ , этот коэффициент был рассчитан для основных родов древесных пород.

По выражениям (2) и (3) и с учетом значений  $K_n$  были вычислены коэффициенты  $W_{in} = K_n P_{in}$  для основных родов древесных пород и при всех возможных для их существования температурных и влажностных условиях.

Наиболее вероятная температура  $T_{н.в.}$  существования сообщества из  $n$  родов с процентным содержанием  $\{q_i\}$  при  $1 \leq i \leq n$  будет определяться следующим выражением:

$$T_{н.в.} = \max_i \sum_n W_{in} q_n. \quad (4)$$

Имея определения основных климатических характеристик для всех образцов, отобранных по изучаемому разрезу с достаточной степенью детальности, при наличии их привязки к временной шкале (определения абсолютного возраста) можно построить графики этих параметров по времени.

Такие расчеты были проведены нами для ряда пунктов: в центре Европейской части СССР, в Западной и Восточной Сибири и на Дальнем Востоке.

Наиболее существенной предпосылкой палеоклиматических построений было то, что (несмотря на упомянутые выше некоторые перемены в системе Солнце—Земля) весь ход природных процессов в пределах географической оболочки был подчинен географической зональности [101]. Географическая зональность и в эпоху последнего оледенения, и во время голоценового климатического оптимума, безусловно, существовала [131], хотя географические пояса изменялись — сдвигались к югу и северу, иногда прерывались.

В соответствии со спецификой и своеобразием экстремальных эпох 18 и 5–6 тыс. лет назад принципы составления палеоклиматических схем для каждой эпохи были несколько разными, но в обоих случаях при

реконструкции палеоклиматов использовался картографический метод [29]. Особенности развития природной сферы 18 тыс. лет назад определялись общепланетарным похолоданием, носившим дифференцированный характер: оно было наибольшим в северной части умеренного пояса, меньшим — в полярных районах и наименьшим — в экваториальной зоне [134, 240, 228, 229, 93, 25, 173, 235, 236, 237, 244, 248]. В результате похолодания, а также за счет процессов саморазвития на севере Евразии и Северной Америки стали формироваться крупные ледниковые щиты. Из-за своих размеров и большой абсолютной высоты эти ледниковые щиты внесли существенные коррективы в характер общей циркуляции атмосферы в пределах северного полушария, особенно его атлантического сектора. Другая причина значительного изменения климата в эпоху 18 тыс. лет назад, обусловленная похолоданием и оледенением, — это регрессия Мирового океана, достигшая величины около 100 м [138]. Регрессия увеличила площадь суши, особенно на севере Сибири, привела к формированию обширной Беринговой суши, соединявшей Евразию с Америкой, а это увеличило изоляцию Северного Ледовитого океана, из-за чего усилилась в целом континентальность климата. Регрессия и общее похолодание вод Мирового океана обусловили также нарушение в системе океанических течений Северной Атлантики. В эпоху последнего оледенения Северо-Атлантическое течение вблизи Фарерского порога раздваивалось [278, 279, 263], и лишь незначительная часть его проходила к берегам Скандинавии, создавая там благоприятные условия для формирования крупных циклонических вихрей, питавших осадками Европейский и более восточные ледниковые щиты и покровы. Другая ветвь Северо-Атлантического течения поворачивала на юг и уходила в Бискайский залив, способствуя отеплению юго-запада Франции и побережья Испании.

Таким образом, было три ведущих причины: похолодание — оледенение — регрессия Мирового океана, из которых каждая последующая являлась следствием предыдущей и которые все вместе взятые сыграли основную роль в изменении климата 18 тыс. лет назад. В общей циркуляции атмосферы похолодание и оледенение привели к усилению роли меридиональной составляющей по сравнению с зональной, смещению к югу основных фронтальных зон, разделяющих главные типы воздушных масс, значительному усилению циклогенеза в пределах фронтальных зон и в итоге — к перераспределению тепла и особенно влаги.

Как уже упоминалось, в областях развития крупных ледниковых щитов изменилась высота суши, что повлияло на температуру ее поверхности. Область высокого давления, образовавшаяся, например, над Европейским ледником, способствовала отклонению к югу основных путей циклонов, идущих с Атлантики. Однако изучение географии Антарктического [135] и особенно Гренландского ледниковых щитов показало, что влияние их на климат прилегающих территорий невелико, значительно меньше, чем раньше предполагалось. Правда, С.П.Хромов (устное сообщение) справедливо отметил, что Антарктический и Гренландский ледниковые покровы примыкают к океаническим территориям, а южная и восточная периферии европейского покрова были расположены внут-

ри континента вдали от океана, что могло несколько увеличивать зону воздействия покрова. Учитывая, что европейский плейстоценовый ледниковый покров по размерам сопоставим с современным Гренландским, а щиты, расположенные в Сибири, были значительно меньше, можно считать, что влияние ледниковых щитов на климат окружающей территории в Европе ограничивалось узкой полосой, видимо не более 200 — 300 км [14, 15], а для сибирских щитов было еще меньше, что также подтверждается рядом палеоботанических данных.

Таким образом, климатические изменения на территории Северной Евразии в эпоху последнего оледенения были связаны для поля температур — с общепланетарным похолоданием, и только в пределах ледниковых щитов и узкой окаймляющей их полосы — непосредственно с существованием самих ледниковых щитов; а для поля влажности — с изменениями в общей циркуляции атмосферы. Климат эпохи похолодания был более континентальным и количество осадков в ряде районов было меньше, чем в настоящее время. Ведущим началом в формировании облика природы была астрономически обусловленная географическая зональность.

Своеобразие климатической обстановки эпохи 5—6 тыс. лет назад определялось значительным потеплением, которое было особенно большим в пределах европейского сектора Арктики и в умеренных широтах; в тропических районах отмечалось лишь незначительное потепление [229, 134]. Причиной потепления было увеличение поступления суммарной солнечной радиации, достигшей максимума около 10 тыс. лет тому назад [222]. В результате потепления создались оптимальные условия для окончательного разрушения ледниковых покровов в Евразии и Северной Америке. Другим следствием потепления и таяния крупных ледниковых покровов была трансгрессия Мирового океана — с абсолютных отметок (—100 м) в эпоху 18 тыс. лет назад уровень моря поднялся ко времени 5—6 тыс. лет назад до отметок, близких к современным. В настоящее время существуют две точки зрения: Р.Фейрбриджа [242, 243], считающего, что во время голоценового климатического оптимума уровень моря был на несколько метров выше современного, и Ф.Шепарда [283], по мнению которого уровень моря в это время был на несколько метров ниже современного. Обзор литературы по этому вопросу можно найти в работах П.А. Каплина [104] и Л.Г. Никифорова [154]. Для нас же важно, что уровень Мирового океана во время голоценового климатического оптимума мало отличался от современного, что почти не влияло на положение береговой линии. По сравнению с эпохой 18 тыс. лет в рельефе произошло много изменений: исчезли ледниковые покровы в Европе, Сибири и Северной Америке и в этих районах уменьшились абсолютные высоты. Правда, в связи с исчезновением значительной ледовой нагрузки началось гляциоизостатическое поднятие районов, где располагались центральные части щитов [281, 204, 156, 56]. В результате трансгрессии Мирового океана была затоплена значительная часть шельфа на севере Сибири и образовался Берингов пролив, разобщивший Евразию с Северной Америкой [230]. Этот пролив способствовал отеплению прилегающего сектора Арктического бассейна, так как туда

смогли проникнуть теплые воды из Тихого океана. В результате трансгрессии Мирового океана оформилось в виде, близком к современному, и Северо-Атлантическое течение, которое в значительной мере способствует отеплению прилегающего сектора Арктики.

Сумма этих перемен привела к ряду изменений в характере общей циркуляции атмосферы. Субтропический пояс высокого давления и пояс летних тропических дождей были смещены к северу [214, 249], что вызвало значительное перераспределение осадков. В связи с потеплением и трансгрессией океана в Арктике значительно сократились размеры и мощность ледового покрова. Вряд ли он исчезал полностью [265, 153, 76]. Х.Лем [122] считает, что во время оптимума Арктический бассейн был свободен ото льда. Однако на северном побережье Ботнического залива величина потепления в оптимуме достигала 2–3° [76], а такой температуры, по расчетам М.И.Будыко [36], недостаточно для уничтожения всех льдов. Скорее всего, льды, более тонкие, чем сейчас, сохранялись главным образом в Канадском секторе и севернее 80-й параллели. Во всяком случае, вокруг Шпицбергена льды отсутствовали [35], как это отмечается на юго-западном берегу и сейчас, в эпохи значительного потепления Арктики.

Однако все эти крупные перемены в атмосфере, гидросфере и в рельефе не нарушили ведущей основы природных процессов — географической зональности; и, хотя географические зоны были сдвинуты к северу, сам фактор зональности всех природных процессов оставался ведущим в сумме всех элементов, определявших облик природной среды 5–6 тыс. лет назад. Однако расчеты палеотемператур эпохи голоцена [76, 77, 145] и данные о распределении температурных аномалий в эпоху потепления 30-х годов [271, 175, 67] говорят о том, что потепление носило дифференцированный характер. По всем указанным выше материалам на эпоху 5–6 тыс. лет назад были также построены карто-схемы для теплой и холодной половин года.

Эпоха голоценового оптимума по облику ландшафтов значительно ближе к современной, чем эпоха 18 тыс. лет назад и это существенно упростило палеоклиматические построения. Сопоставление единичных количественных данных по палеотемпературам и осадкам эпохи оптимума с климатическими материалами по эпохе потепления 30-х годов позволяет считать их во многом аналогичными и лишь отличие в факторе длительности не позволило эпохе потепления 30-х годов резко сказаться на облике ландшафтов, хотя в атмосфере и в гидросфере (например, в очертаниях земной границы распространения постоянных льдов в Арктическом бассейне) изменения были весьма значительными и близкими к тем, которые имели место 5–6 тыс. лет назад.

Обращаясь к вопросу о том, как далеко вглубь плейстоцена можно распространить применение палеоклиматических моделей, построенных на аналогии с современными климатическими картами коротких эпох потепления и похолодания, следует заметить, что, видимо, предельным рубежом использования модели является начало позднего плейстоцена для эпох потепления и конец среднего плейстоцена (московское оледенение со стадиями) для эпох похолодания. Для более ранних этапов

Таблица 1

Климатическая зона	Лето	Климат			
		избыточно влажный	влажный	недостаточно влажный	сухой
Арктическая	Очень холодное	1. Арктическая пустыня			
Субарктическая	Холодное	2. Тундра (горная и равнинная) и лесотундра			
Умеренная	Умеренно холодное	3. Альпийские луга	4. Редко-лесье равнинное и горное (северный вариант)	7. Лесостепь с тундровыми элементами	10. Высокогорная пустыня
	Умеренно теплое		5. Горное редколесье (южный вариант)	8. Лесостепь и степь с островными лесами	
	Теплое		6. Смешанные леса	9. Степь и полупустыня (горные и равнинные)	11. Пустыня (горная и равнинная)

Таблица 2

Сумма летних температур, °С	Индекс сухости			
	< 0,45	0,45–1	1–3	> 3
В течение лета температура никогда не превышает 10°	I <sub>1</sub> Арктическая пустыня			
< 1000	I <sub>2</sub> Тундра и лесотундра			
1000–2200	I <sub>3</sub> Альпийские луга	II <sub>3</sub> Хвойные леса	III <sub>3</sub> Лесостепь	IV <sub>3</sub> Полупустыня и пустыня
2200–4400		II <sub>4</sub> Смешанные и широколиственные леса	III <sub>4</sub> Степь	IV <sub>4</sub> Пустыня и полупустыня
> 4400		II <sub>5</sub> Субтропические леса	III <sub>5</sub> Степь субтропическая	IV <sub>5</sub> Пустыня и полупустыня

плейстоцена, при сохранении в эпохи похолодания и потепления генеральных линий изменений общей циркуляции атмосферы и распределения тепла и влаги, в палеоклиматические построения надо будет вносить значительно больше коррективов, чем это делалось для эпох 18 и 5—6 тыс. лет назад. В первую очередь надо будет принимать во внимание направленные изменения климата, отчетливо фиксируемые палеоклиматическими и палеогеографическими данными [134, 137]. Кроме того, в ранние этапы плейстоцена высота горных сооружений на Юге СССР и в южной половине Азиатского материка была значительно меньше, а это оказывало существенное влияние на перенос влаги с Индийского океана на территорию Северной Евразии и на развитие в горах оледенения. В частности, слабое развитие среднеплейстоценового оледенения, размеры которого во многих горных районах Юга СССР и кое-где на западе Европы были не больше, а возможно, и меньше, чем позднеплейстоценового, многие исследователи объясняют именно тектоническим фактором [95, 99, 232, 256, 257].

Выбирая принцип климатического районирования для эпох 18 и 5—6 тыс. лет, мы исходили из того, что палеографический аспект долгосрочного географического прогноза требует учета изменений всего комплекса природных явлений, а не только прогноза отдельных компонентов. Поэтому в основу выделения тех или иных климатических районов была положена классификация климатов с учетом почвенно-растительного покрова. Такого типа классификации широко используют физико-географы [286, 287, 268, 74]. В основу классификации положена осредненная характеристика летних температур и градации радиационного индекса сухости (табл. 1, 2). Внутри полученной матрицы отдельные ячейки соответствуют определенному типу ландшафта (одному, иногда двум), выделенному независимо от палеоклиматических построений по палеогеографическим и палинологическим данным. Схема палеоклиматического районирования для эпохи 18 тыс. лет назад отличается от схемы эпохи 5-6 тыс. лет назад тем, что оценка климата на ней в большей мере носит качественный характер. Для эпохи 5—6 тыс. лет назад была взята таблица современной географической и климатической зональности М.И. Будыко и А.А. Григорьева [1974].

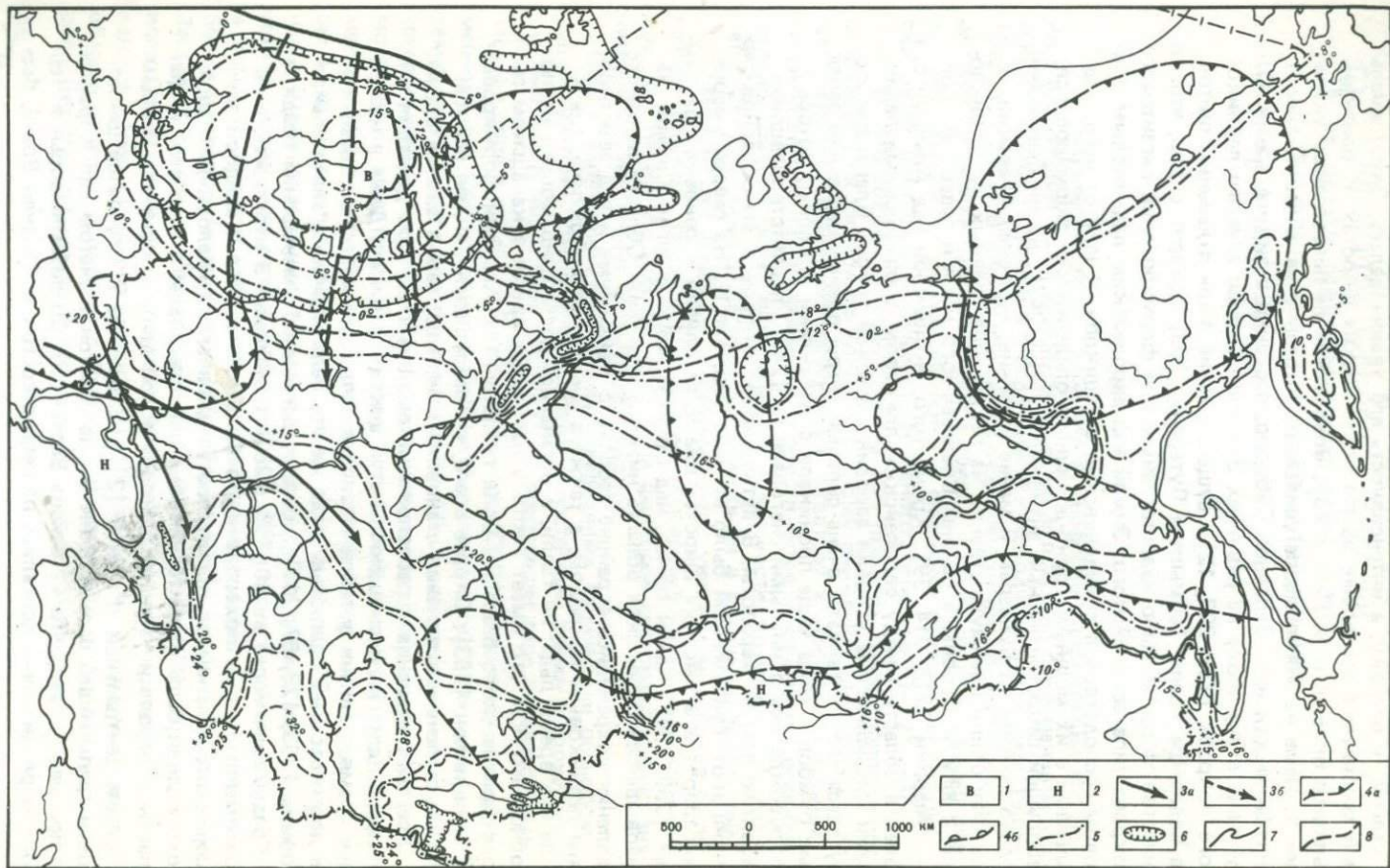
### 3 Климатические условия и некоторые черты ландшафтов Северной Евразии в эпоху максимального развития последнего покровного оледенения

Барическое поле и характер атмосферной циркуляции последнего ледникового были в значительной мере подобны современному состоянию в зимних условиях, особенно при холодных зимах типа 1939—1942 гг. [247]. В целом для циркуляции эпохи оледенения были характерны сужение субтропического аридного пояса за счет расширения внутритропического дождевого пояса и смещение в северном полушарии путей циклонов в области западного дрейфа на  $10-12^\circ$  к югу (рис. 1). Это сокращало примерно на 70% площадь пояса тропического воздуха и способствовало дополнительному снижению температур в низких широтах. Отмечалось смещение к экватору и усиление зональной системы ветров при возрастании скорости ветра и количества осадков во всех главных зонах конвергенции, в частности, по мнению Х. Уиллета [288], крайне дождливые условия были в полусухой зоне субтропиков. Это, видимо, не совсем точно: увеличение осадков было незначительным, но так как снижение температур уменьшало испарение, то совместное действие этих двух факторов создавало эффект значительного увеличения количества осадков.

Общая циркуляция атмосферы определялась барическим рельефом, подобным тому, который существует в настоящее время в эпоху проохлаждения циркуляции типа  $C_{M_2}$  [67]. В приземном слое характер барического поля в пределах Европейской части СССР отличался от современного, а в Средней Азии и Сибири был во многом аналогичен современному. Центр околполярного вихря был расположен летом на северо-востоке Канады и Гренландии. Основные центры действия атмосферы в атлантическом секторе: исландский минимум и азорский максимум в эту эпоху уже, конечно, существовали, так же как центры действия в тихоокеанском секторе. Исходя из подобия современных изменений климата крупным климатическим ритмам плейстоцена, можно считать, что исландский минимум [2] и алеутский минимум в эпоху 18 тыс. лет назад заполнялись и уменьшалось количество глубоких циклонов (с давлением 990 мбар и ниже) в районах Исландии, Западной Европы и Европейской территории Союза [50]. При этом исландский минимум смещался к юго-западу, а в его пределах располагался отрог азорского максимума, расчленявший минимум на две области низкого давления: в Западной Атлантике и в Восточной Европе. Восточносибирский антициклон в эпоху похолодания смещался

к северу и востоку, а интенсивность его увеличивалась. Экваториальный минимум в это время был в более низких широтах. К близким выводам пришел и Х. Лем [123]. Возражения вызывает лишь указание Х. Лема на значительное усиление (по сравнению с современной) циклоничности над Западной Сибирью, особенно в зимнее время. Отсутствие в эту эпоху на равнинах Западной Сибири единого ледникового покрова [137, 203, 12] и существование лишь отдельных щитов на Северном Урале, Таймыре и Путаране [203] говорит о том, что количество осадков было недостаточным для формирования гигантского покрова типа европейского. Зимой над европейским ледниковым покровом господствовал скандинавский антициклон. К югу от него, над Альпами с их мощным горно-долинным оледенением, формировался небольшой самостоятельный антициклон [263, 247], но он был значительно меньше по размерам и менее устойчив, чем скандинавский, и поэтому влиял преимущественно на отклонение главных путей циклонов к югу от Европы в районы Средиземного моря и северной окраины Африки [213, 214, 39]. Кроме того, антициклон над Альпами создавал в области между европейским покровом и альпийскими ледниками специфические условия аэродинамической трубы. Благодаря этому здесь господствовали очень сильные ветры преимущественно западных румбов и сюда чаще проникали с Атлантики циклоны, которые сопровождалась обильными снегопадами [247], препятствовавшими развитию вечной мерзлоты. В летнее время отличие в атмосферной циркуляции от современной было меньше (см. рис.1). На севере умеренных широт и в высоких широтах она была близка к современной зимней [269, 289]. Как и сейчас, над Средней Азией и югом Сибири образовывалась гигантская область низкого давления. Области высокого давления сохранялись в районе азорского максимума и над европейским ледниковым покровом, а также в Центральной Арктике, где и в летнее время льды не таяли, а оставались достаточно мощными, подобно тому как это имеет место в настоящее время в канадском секторе Арктического бассейна. Вряд ли летом над Альпами формировался антициклон [263]. Скорее всего, он разрушался или, во всяком случае, степень его влияния становилась меньше, чем в зимнее время.

Все эти изменения в расположении основных центров действия атмосферы привели к смещению путей циклонов к югу. Даже в настоящее время различие путей циклонов в теплое и холодное время года достигает  $2-3^{\circ}$  широты, тогда же эта величина была значительно больше [263, 123, 67, 217], поэтому данные об уменьшении осадков в Средиземноморье на 60—80% [263] ошибочны. В итоге, как и в современные эпохи похолодания, в Средиземноморье и аридной зоне Азиатского континента количество осадков увеличивалось. Для эпох похолоданий были характерны обильные снегопады в Западной и Центральной Европе и усиление циклонической деятельности над Черным морем и Центральной Россией [247]. Смещение к югу путей циклонов и дальнейшее перемещение их на восток с учетом сил Кориолиса привели к тому, что из района Восточного Средиземноморья и Черного моря циклоны двигались на северо-восток к Средней Волге, бас-

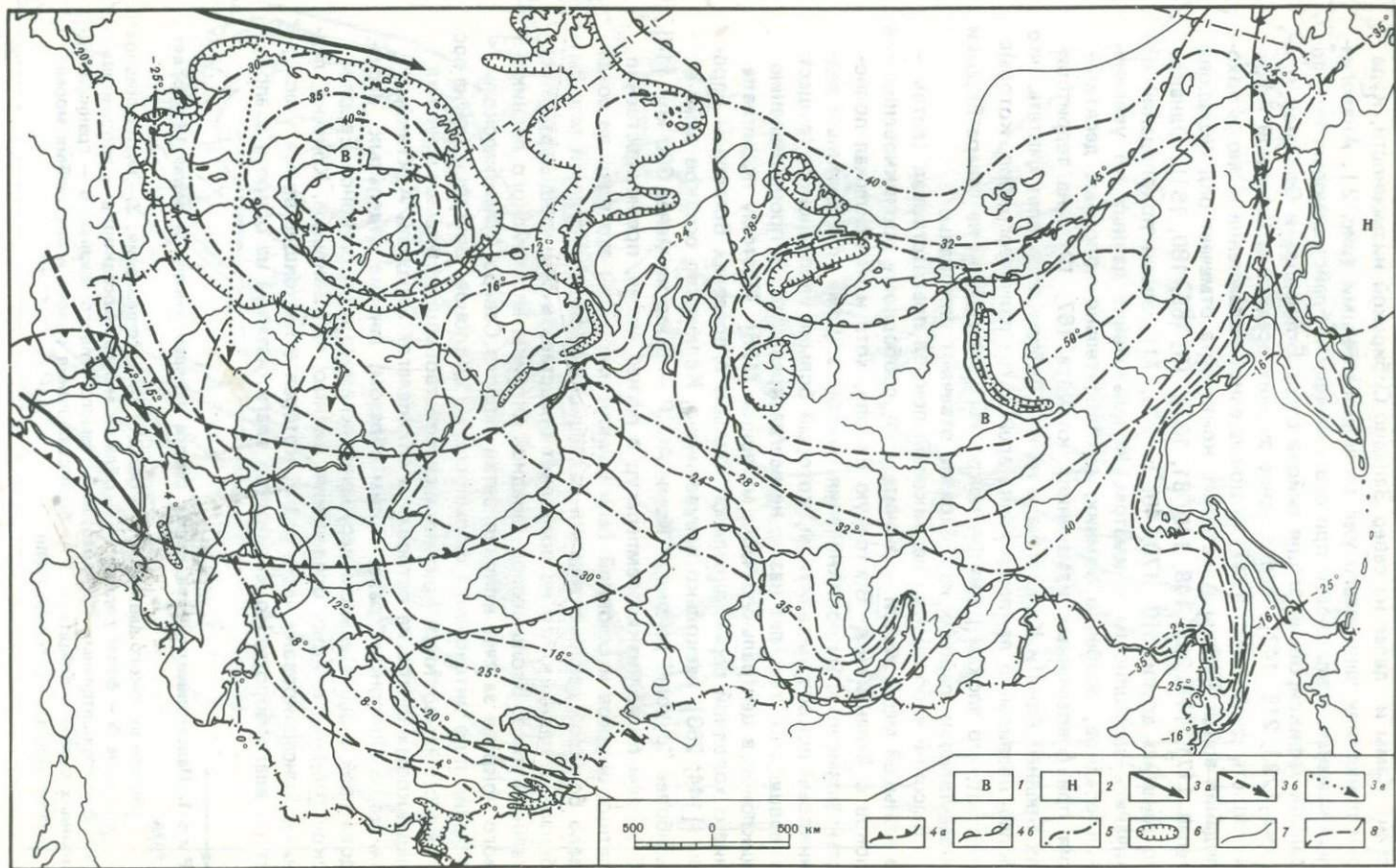


сейну Камы и далее на север Западно-Сибирской низменности, куда они приходили чаще всего уже оклюдированными (рис. 2). Аналогичные изменения влажности при современных и плейстоценовых похолоданиях зафиксированы и для района озера Бонневиль в Северной Америке [223, 215, 143]. Увеличение зимних осадков в Северной Африке вплоть до Судана [247] и повышенное увлажнение в эпохи похолодания аридной зоны Азиатского континента отмечает ряд исследователей [171, 147, 231, 148, 149, 81, 163, 113, 165, 180, 181]. Однако, по мнению других [9, 170, 49, 5, 225, 71], эпохи похолоданий отличались засушливым климатом. Использование данных об увеличении осадков, особенно зимних, в относительно холодные десятилетия при современных изменениях климата [67, 19] на территориях Средней Азии и Казахстана и на юге Сибири позволяет считать, что более правильной является точка зрения тех палеогеографов, которые считают, что эпохам развития покровных оледенений на севере Евразии в засушливых районах юга Евразии отвечают пювиалы.

Высокий европейский ледниковый покров препятствовал (летом — в меньшей мере, зимой — значительно) свободному проникновению циклонов с Атлантики в Восточную Европу, хотя и не исключал полностью возможность проникновения циклонов. Даже современный ледниковый покров Антарктиды, который больше европейского, существовавшего 18 тыс. лет назад, не всегда препятствует проникновению циклонов в центральную часть материка [135]. Поэтому представление о холодной перигляциальной пустыне в пределах Восточной Европы [144, 263] несколько преувеличено. Количество осадков даже в наиболее "сухом" районе — Коми АССР — было не менее 300 мм [14]. С учетом более низких температур в летнее время, преимущественно летних осадков и сезонной (или вечной) мерзлоты это вряд ли создавало большой дефицит влаги и радиационный индекс сухости мог быть близок к единице, что не позволяет представить себе ландшафты пустынного типа. Вдоль северо-западной окраины европейского ледникового покрова за счет влияния ветви теплого Северо-Атлантического течения шло интенсивное формирование циклонов, двигавшихся на восток и северо-восток в Арктику и способствовавших питанию крупных ледниковых щитов на островах и архипелагах Западной Арктики, а также на Полярном Урале. Таким образом, мнение отдельных исследователей о значительном иссушении климата всех регионов Европейской равнины в эпоху оледенения, видимо, неправильное. Конечно, ледники консервировали часть влаги, которая в настоящее время участвует во влагообороте. Но количество влаги, изъятой из оборота в эпоху

Рис. 1. Палеоклиматическая схема самого теплого месяца в эпоху 18 тыс. лет назад

1 — области высокого давления; 2 — области низкого давления; 3 — пути циклонов: а — основные, б — более редкие; 4 — области аномалий осадков: а — положительных, б — отрицательных; 5 — изотермы самого теплого месяца; 6 — границы ледниковых щитов и покровов; 7 — береговая линия океана и внутренних морей; 8 — современные изотермы июля



оледенения 18 тыс. лет назад, не превышало 2% от общего объема гидросферы. Поэтому в эпоху максимального развития последнего покровного оледенения, как и для современного похолодания [89], не отмечалось общего значительного снижения количества осадков, а происходило их перераспределение, в частности увеличивалось количество осадков в степной полосе Европейской территории СССР, в Крыму, на Кавказе и в Средней Азии. Совпадение с эпохами похолодания времени трансгрессий в Каспийском бассейне, во всяком случае начиная со среднего плейстоцена, отмечает ряд исследователей [3]. В эпоху 18 тыс. лет назад увеличивалась влажность и на юге Дальнего Востока [4] и Японии, что также отмечалось и для климатических ритмов голоцена [106, 121], и для современных изменений климата [67].

Вопросы радиационного режима в эпохи оледенений мало изучены, и конкретные расчеты известны лишь только для района последнего европейского ледникового покрова [14, 15]. Конечно, резко увеличивалось альbedo над ледниковыми щитами, что привело к значительному дополнительному выхолаживанию их поверхности, и здесь имели место основные изменения в составляющих радиационного баланса. Меньшие по масштабу, но все-таки важные изменения были в тех районах, где 18 тыс. лет назад была развита вечная мерзлота: это северная часть Европейской территории, СССР и Западная Сибирь, где южная граница вечной мерзлоты проходила в районе 60° с.ш., резко поворачивая к югу вдоль края Средне-Сибирской возвышенности [16]. Значительно южнее границу вечной мерзлоты, особенно в Западной Сибири, проводят другие исследователи [44, 212, 105]. Характерно, что все авторы проводят границу вечной мерзлоты в Западной Сибири в эпоху последнего оледенения значительно севернее, чем в Европейской части СССР, что трудно объяснить с географической точки зрения. Учитывая, что зона температурного влияния ледниковых покровов была не так уж широка [14, 15], вероятно, более правильную интерпретацию данных о границе вечной мерзлоты во время последнего покровного оледенения дает А.Г. Костяев [114]. В современных засушливых районах СССР отмечалось также некоторое уменьшение альbedo, где из-за увеличения количества осадков и уменьшения испарения (за счет более низких летних температур) растительный покров, сохраняя близкий к современному видовой состав, был гуще и значительно дольше не выгорал.

Если сведения о радиационном балансе в литературе скудны, то данные о температурах встречаются значительно чаще [263, 252, 253, 235, 247, 258, 134, 219, 215, 170]. Все эти данные говорят о том, что при общем снижении температуры величина снижения была неодинаковой и распределялась по меридиану следующим образом: севернее 75° с.ш. —

Рис. 2. Палеоклиматическая схема самого холодного месяца в эпоху 18 тыс. лет назад

Обозначения 1—4, 6, 7 см. на рис. 1; 5 — изотермы самого холодного месяца; 8 — современные изотермы января

на 2—3°; в районе 50° с.ш., для районов, примыкающих к ледниковому покрову, — на 13°, для океанических районов — на 3—5° при среднем значении порядка 7°. Близкая величина снижения температуры в эпоху оледенения — от 4 до 7° приводится также для территории Северной Атлантики [20] и для Восточного Памира [45]. В летнее время на большей части внеледниковой территории ход изотерм был аналогичен современному (см. рис.1). Однако в связи с общим похолоданием летние температуры везде были ниже современных, а величина снижения определялась величиной общепланетарного похолодания с учетом дифференциации от арктического пояса к более южным. Значительные изменения в поле температур отмечались только в пределах ледниковых покровов и узкой (100—200 км) полосы, прилегавшей к ним.

В ход зимних изотерм пришлось внести гораздо больше коррективов, особенно в западной части страны (см. рис.2). Это объясняется тем, что на ход современных январских изотерм здесь в значительной степени влияет аномально теплый Атлантический океан, согреваемый теплым Северо-Атлантическим течением. Линия, до которой в настоящее время сказывается это влияние, протягивается от Обской губы через верховья Печоры на верховья Вятки, чуть севернее Горького и южнее Москвы, далее поворачивает к Днепропетровску, Ростову-на-Дону, а оттуда идет по восточному берегу Черного моря до Батуми [10].

18 тыс. лет назад отепляющее влияние Атлантики на климат Европы было значительно меньше и ограничивалось лишь юго-западной частью Европы. Поэтому ход январских изотерм в Европейской части СССР в значительной степени отличался от современного и был не субмеридиональный, а субширотный, как это характерно в настоящее время для Сибири. В то же время в пределах Сибири изменений в ходе январских изотерм практически не было. Величина снижения температур была максимальной в Европе и Западной Сибири, а на востоке Сибири, в Якутии и на Северо-Востоке СССР была незначительной.

Таким образом, на палеоклиматических схемах отражено пространственное распределение тепла и влаги в интересующие нас эпохи. Однако эти схемы носят дедуктивный характер: собственно говоря, они являются картографическим выражением модели климата. Представление о том, каков был конкретный "отклик" географической оболочки, выражающийся в формировании различных ландшафтов, дает палеогеографическая карта, при составлении которой проверяются палеоклиматические построения.

Общие палеогеографические схемы для эпох 18 и 5—6 тыс. лет назад были составлены в единой легенде, позволяющей сравнить их между собой. Обзорный масштаб схем вызвал обобщенный показ типов ландшафтов, однако и в этом обобщенном изображении на схемах отчетливо видны региональные различия, которые позволили выделить четыре сектора: восточноевропейский, западносибирский, восточносибирский и дальневосточный, границы которых близки к меридиональным. Характеристика этих региональных различий дана в форме таблиц [табл. 3, 4], где каждому сектору соответствует "столбец", а в "ячейках" содержится

краткая характеристика климатических и флористических особенностей отдельных зон в пределах каждого сектора. Палеогеографическая схема показывает положение границ зон в различных секторах; таблица дополняет эту информацию сведениями о характерных особенностях зон в пределах каждого сектора — температурах, осадках, растительности. Сведения о типе и характере новейших движений в различных секторах, приведенные в верхней части таблиц, отчасти раскрывают причины региональных различий или, точнее, причины резкого обособления секторов (помимо общих изменений с запада на восток, связанных с общей циркуляцией атмосферы).

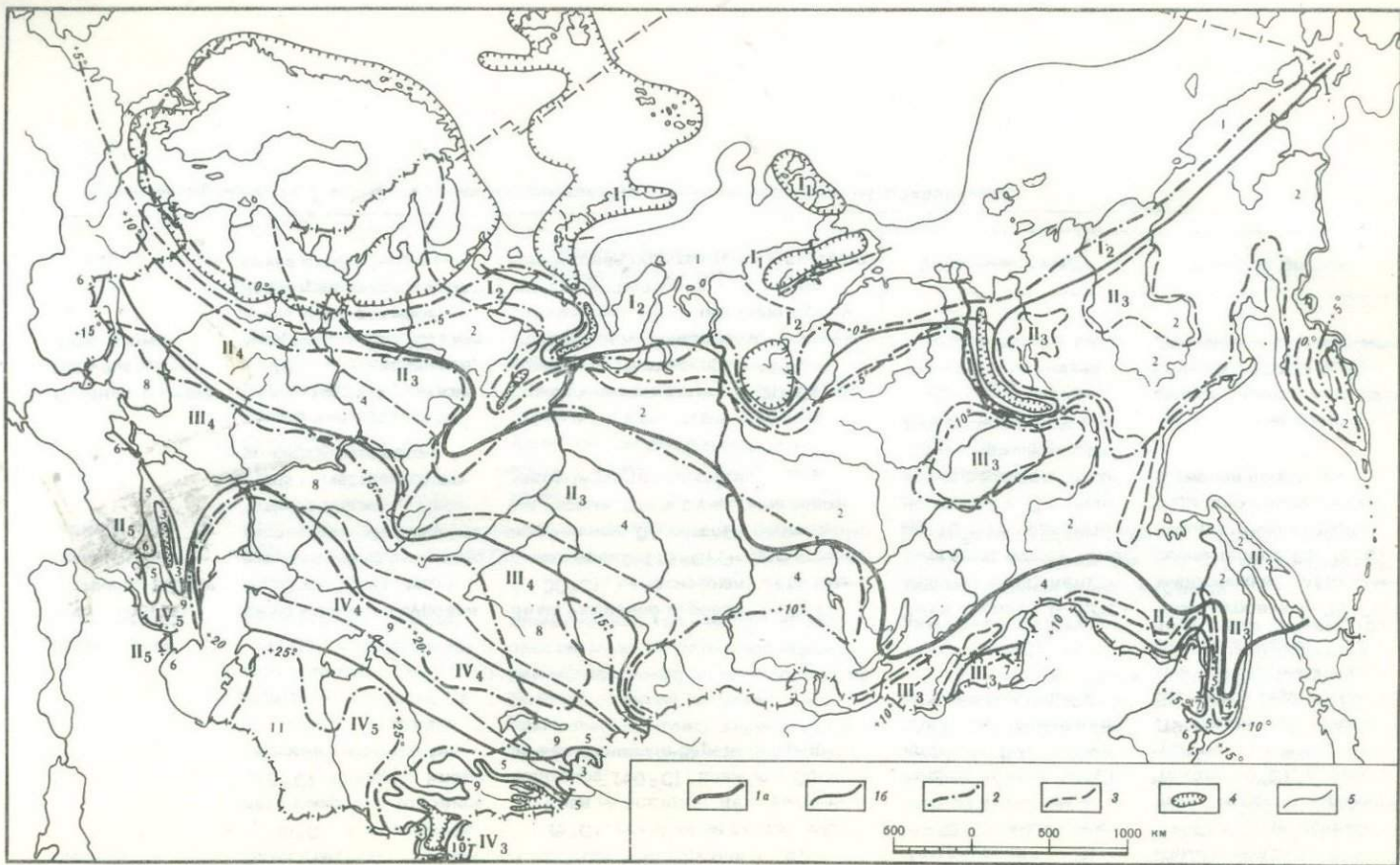
Схемы палеоландшафтов (рис. 4) палеоклиматического районирования (рис. 3) и табл. 3 дают общее представление о наиболее существенных чертах развития природы на территории СССР 18 тыс. лет назад и ее важнейших отличиях от современного состояния. Первое — это широкое развитие ледниковых покровов на северо-западе территории СССР, на архипелагах Западной Арктики [78, 117], на Таймыре и в горах Пutorана. В Западной Сибири ледниковые покровы в эту эпоху не получили значительного развития [203], но широко были распространены снежники. В целом же условия для накопления снега были здесь не очень благоприятны, так как основную массу осадков перехватывали ледниковые покровы Новой Земли и Полярного Урала, а циклоны с юго-востока приходили чаще всего оклюдированными; и в Сибири осадки выпадали главным образом в районах с благоприятной орографией. В горных районах Юга СССР также отмечается значительное увеличение размеров горно-долинного оледенения по сравнению с современным. Из-за общего похолодания снеговая граница испытала депрессию на несколько сот метров [137, 253, 254]. При этом сохранилась основная закономерность — постепенное повышение высоты снеговой границы от западных районов страны к Средней Азии и на восток [51, 52, 64, 65, 101]. Обратная тенденция отмечена на Дальнем Востоке [61]. Незначительным было оледенение и на северо-востоке, где лишь Верхоянский, Корякский и некоторые другие хребты имели развитое горно-долинное оледенение. Широкое развитие получило оледенение в горах Камчатки.

Вторая основная особенность эпохи — это осушение огромных пространств на шельфе к северу от Сибири, закрытие Берингова пролива и формирование Беринговой суши. Обширные пространства шельфа Северного Ледовитого океана были прорезаны крупными речными долинами, по которым шел сток сибирских рек. В ландшафтном отношении эта территория представляла собой равнинную арктическую пустыню, а возвышенные острова Северной Земли были покрыты ледниковыми щитами. На равнинах среднее годовое количество осадков не превышало 200 мм, а к востоку эта цифра уменьшалась до 100 мм. Только в районе Анадыря [145] и к югу от современного Берингова пролива появлялась тундровая растительность. В течение короткого лета здесь между Евразией и Северной Америкой возникал "мост", по которому шли основные пути миграции древнего человека, а также флоры и фауны. Меньшим было значение изоляции от Мирового океана Черного моря [150], соедине-

Таблица 3

## Палеогеографическая обстановка эпохи максимального позднеплейстоценового похолодания

Природная зона	Русская равнина	Равнины Западной Сибири, Казахстана и Средней Азии	Восточная Сибирь	Дальний Восток
	Платформенный тип движений; незначительное поднятие (0–400 м); слабая дифференцированность	Платформенный тип движений, прогибание в Западной Сибири (0–100 м); незначительное (до 400 м) поднятие в Казахстане и Средней Азии; слабая дифференцированность, в Западной Сибири очень слабая	Платформенный тип движений, поднятие (200–700 м, максимум до 1500 м); значительная дифференцированность	Орогенный тип движений, поднятие (до 2500 м); весьма значительная дифференцированность
Арктическая	Зима суровая (температура очень холодное (ниже 0°C), снежное; оледенение покровного типа	Зима суровая (температура ниже –40°C), малоснежная; лето очень холодное (ниже 0°C), снежное; оледенение покровного типа	Зима очень суровая (–40–48°C), малоснежная; лето очень холодное (ниже 0°C); оледенение подземное, мощная вечная мерзлота	Зима суровая (до –52°C), малоснежная; лето очень холодное (ниже 0°C); оледенение подземное, мощная вечная мерзлота
Тундровая и лесотундровая	Зима суровая (около –35°C), малоснежная; лето холодное (0–+10°C) избыточно влажное. Перигляциальная тундра, березовая лесотундра	Зима суровая (до –40°C), на юго-западе снежная, на остальной территории малоснежная; лето холодное, избыточно влажное, особенно в восточной части. Перигляциальная тундра, березово-лиственничная лесотундра	Зима очень суровая (–40–48°C), малоснежная; лето холодное (менее 10°C), влажное. Тундра с участием ксерофитов; лиственничная лесотундра с участием карликовой березки	Зима суровая (до –52°C), малоснежная (на побережье океана – снежная); лето холодное (менее 10°C), влажное, на побережье – избыточно влажное. Холодная тундра с ксерофитной растительностью, горная тундра. Лиственничная лесотундра
Лесная	Зима умеренно суровая (–30°C), малоснежная; лето умеренно холодное (10°C), влажное. Елово-березовое редколесье	Зима умеренно суровая (–30 ÷ –35°C), снежная на западе, малоснежная на востоке; лето умеренно холодное (10°C), влажное. Сосново-лиственнично-березовые редколесья	Зима суровая (–35 ÷ –40°C), малоснежная; лето умеренно холодное (около 10°C), влажное. Лиственничное и лиственнично-березовое редколесье	Зима суровая (–35 ÷ –40°C), малоснежная; лето умеренно холодное (около 10°C), влажное, особенно на побережье. Лиственнично-сосново-березовое редколесье, на юге – с участием темнохвойных пород
Лесостепная и степная с островными лесами	Зима умеренно суровая (–20 ÷ –30°C), малоснежная; лето умеренно теплое (15°C), недостаточно влажное. Лесостепь с участием сосново-березовых лесов	Зима умеренно суровая (–20 ÷ –30°C), малоснежная; лето умеренно теплое (15°C), недостаточно влажное. Лесостепь с березовыми лесами, степь с участием солончаковой растительности	Зима суровая (–30°C), малоснежная; лето умеренно теплое (около 15°C), недостаточно влажное. Лиственнично-березовая лесостепь с большим участием ксерофитов	Зима суровая (–30°C), малоснежная; лето умеренно теплое (до 15°C), недостаточно влажное. Березово-лиственнично-сосновая лесостепь
Степная (сухая) полупустынная и пустынная	Зима умеренно мягкая (–20°C), малоснежная; лето теплое (20°C), недостаточно влажное. Разнотравно-полынная сухая степь	Зима умеренно мягкая (–20°C), малоснежная; лето теплое (20–25°C) с острой недостаточностью увлажнения. Полынно-злаковая сухая степь; полынная и полынно-солянковая полупустыня и пустыня		



ния Сахалина с материком [6] и других изменений в очертаниях береговой линии.

В целом на территории Советского Союза в эту эпоху существовали лишь три географических пояса — арктический, субарктический и умеренный, — границы которых по отношению к современным были сдвинуты к югу; субтропический пояс располагался южнее границ СССР. Естественно, что к югу смещались и границы географических зон, причем наибольшим было смещение зон в северной части территории СССР. На значительных пространствах на севере Евразии распространилась зона арктической пустыни, существенно расширилась зона тундры. Из-за общего похолодания угнетению подверглась лесная растительность [245, 254]. Однако полного исчезновения лесной зоны на территории Русской равнины и Западной Сибири не произошло. По новейшим данным и материалам изучения опорных разрезов в центре Европейской части СССР в эту эпоху существовали ландшафты лиственнично-сосново-березовых редколесий. Меньшее количество осадков в Восточной Европе по сравнению с Западной Европой позволяло здесь в эпоху оледенения располагаться древесной растительности ближе к границе ледникового щита [107, 160, 192], чем в Западной Европе, где шире были распространены тундровые ландшафты [235, 253, 254]. Собственно перегляциальные условия сохранялись только вблизи края ледника. Об этом говорит и тот факт, что в эпоху последнего покровного оледенения в Северной Америке термофильные листопадные леса росли не далее чем в 60 км к югу от края ледника, который располагался на  $39^{\circ}20'$  с.ш. [79].

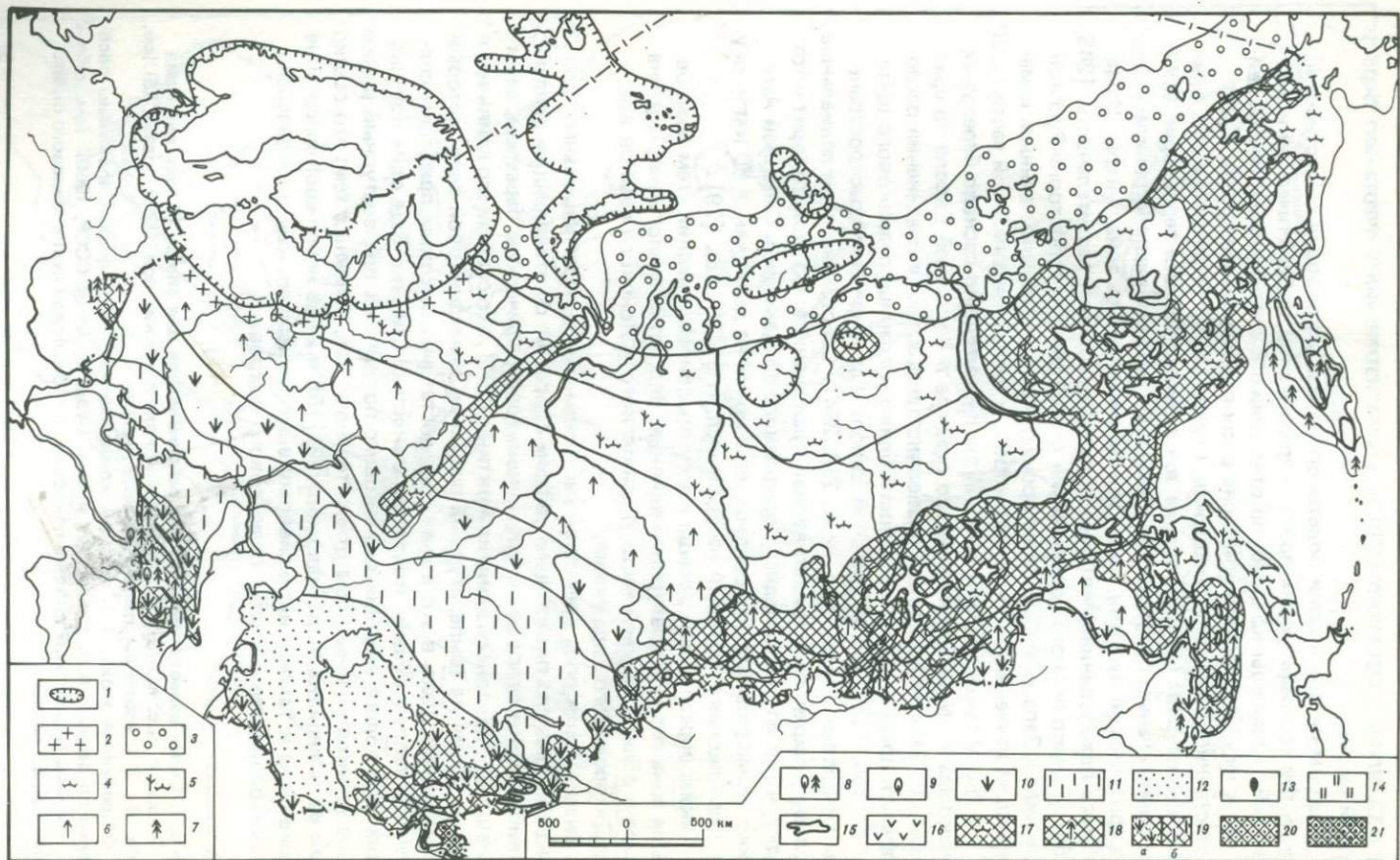
Таким образом, чем дальше к югу продвигался ледник, тем меньше была зона его температурного влияния. Вероятно, аналогичная картина была и вблизи краевой части Днепровского и Донского языков в эпоху Днепровского оледенения.

Значительная роль древесной растительности в перегляциальных формированиях позднего плейстоцена связана скорее не с отепляющим воздействием ледникового щита, служившим орографическим барьером, защищавшим от холодного влияния Арктики [191], а со слабым его влиянием в летнее время на температурный режим во внеледниковой зоне, который определялся здесь в это время года достаточно высоким приходом солнечного тепла и общей континентальностью климата. Еще одна причина того, что полоса влияния ледникового покрова на температурный режим внеледниковой зоны была относительно узкой, связана с тем, что обширная часть ледника была маломощной [15] и из-за небольшой высоты не приводила к такому интенсивному выхолаживанию, как центральная высокоподнятая область ледникового покрова.

Р и с. 3. Схема палеоклиматического районирования для эпохи 18 тыс. лет назад

Эпоха 18 тыс. лет назад: 1 — границы климатических зон (а) и подзон (б) (см. табл. 1); 2 — изотермы самого теплого месяца.

Современная эпоха: 3 — границы климатических зон и подзон (показаны обобщенно по данным А.А. Григорьева и М.И. Будыко, Атлас СССР, 1969) (см. табл. 2) 4 — границы ледниковых щитов и покровов; 5 — береговая линия Мирового океана и внутренних морей



Известно, что различия между зональной (теплой) и меридиональной (холодной) эпохами сильнее всего проявляются в холодную половину года [220]. Видимо, и в эпоху последнего оледенения лишь зимние условия были холоднее современных, а отличие летних было незначительным. Данные об ограниченности воздействия ледникового покрова на температурный режим внеледниковой зоны [15] и о сохранении в эпоху оледенения зонального принципа в распределении тепла позволяют считать, что в летнее время величина изменения температур по сравнению с современными во внеледниковой зоне не превышала 3–4° [36, 102], а это дает значительно более скромный сдвиг зон, чем предполагалось ранее. Поэтому в умеренных широтах Евразии в эпоху оледенения сохранялась лесная растительность, хотя и в разреженном и угнетенном виде, т.е. в виде зоны лесных редколесий. И геоморфологические данные [127] говорят о том, что последний покровный ледник Европы слабо влиял на климат удаленных внеледниковых районов.

Во время ранневалдайского оледенения в Восточной Европе ель росла на расстоянии около 300 км от края ледника, а сосна и береза — даже на более близком расстоянии [187, 189, 190, 191]. Во время последнего оледенения ель росла в средней полосе Русской равнины в относительно небольшом удалении от ледникового щита, а хвойные леса с примесью широколиственных были характерны для долин и озерных котловин зоны "перигляциальной лесостепи" [160]. По нашему мнению, определению такой лесостепи как перегляциального ландшафта противоречит наличие в растительном покрове широколиственных элементов, пусть даже и в ограниченном количестве. Видимо, мерзлота здесь была лишь сезонной, а не постоянной, как это считают некоторые исследователи. Генезис "криотурбаций", отмеченных ими в южной половине Русской равнины, возможно, объясняется не только мерзлотными явлениями, но и относительной сухостью климата уже на заключительных этапах развития

Р и с. 4. Палеогеографическая схема эпохи 18 тыс. лет назад

1 — материковые ледниковые щиты и покровы; 2 — приледниковые ландшафты с повышенным увлажнением тальми ледниковыми водами; 3 — низменные равнины с разреженной тундровой арктической растительностью; 4 — низменные равнины, покрытые тундровой растительностью; 5 — низменные и возвышенные равнины и плато, покрытые лесотундровой растительностью; 6 — низменные и возвышенные равнины, покрытые лиственнично-сосново-березовым редколесьем с участием тундростепных группировок или светлохвойно-березовыми лесами; 7 — низменные и возвышенные равнины, покрытые темнохвойными лесами; 8 — низменные и возвышенные равнины с хвойно-мелко- и широколиственными лесами; 9 — низменные и возвышенные равнины с широколиственными лесами; 10 — низменные и возвышенные равнины с лесостепной растительностью; 11 — низменные и возвышенные равнины со степной растительностью; 12 — низменные и возвышенные равнины с полупустынной и пустынной растительностью; 13 — низменные и возвышенные равнины с широколиственными лесами с элементами субтропической флоры; 14 — низменные и возвышенные равнины со степной субтропической растительностью; 15 — горно-долинные ледники и приледниковые ландшафты; 16 — высокогорные альпийские и субальпийские луга на вечномерзлых грунтах; 17 — горные тундры с широким распространением степных ксерофитных формаций; 18 — горные леса и редколесья; 19 — горные и предгорные степи и лесостепи; 20 — горные пустыни и полупустыни; 21 — высокогорные пустыни

оледенения [43, 144, 44]. Так, например, в настоящее время в Северном Прибалхашье образуются микроформы рельефа типа каменных колец и многоугольников, хотя мерзлота здесь лишь сезонная, а средняя годовая температура равна  $8^{\circ}\text{C}$  и их возникновение обусловлено аридностью климата. В благоприятных микроклиматических условиях древесная растительность и в Восточную Сибирь [172] проникла до  $65^{\circ}\text{с.ш.}$ , чему способствовала высокая континентальность климата. На Камчатке во время последнего оледенения леса также не исчезали, и характерная для Сибири перигляциальная растительность не развивалась [197], так как в зимнее время сказывалось отепляющее влияние Тихого океана. Учитывая, что Южная Камчатка расположена примерно на широте Москвы, можно предполагать, что в Центрально-Камчатской депрессии, несколько изолированной от океана, в летнее время температуры были ниже современных не более чем на  $3-4^{\circ}$ , что вполне позволило при некотором обеднении сохраняться лесам. Расположенные южнее зоны лесостепи и степи были смещены незначительно. Из-за повышенного количества осадков в эпохи похолодания в Причерноморье и в Каспийском регионе [3, 75, 58] также увеличивалась роль древесной растительности.

Таким образом, наши данные о летних палеотемпературах и палинологические материалы говорят о том, что на обширных пространствах внеледниковой зоны к югу от ледника вполне могла существовать древесная растительность. По новейшим исследованиям В.П. Гричука [160], вдоль юго-восточной и южной окраин ледникового щита была расположена полоса березового и лиственничного редколесья, переходившая на западе в тундру, в бассейне верхнего и среднего течения Днепра — лесостепи с березовыми и сосновыми лесами, местами с незначительной примесью широколиственных пород, еще южнее располагались степи; ориентировка природных зон была юго-запад — северо-восточная. Наши палеоклиматические данные свидетельствуют, что ориентировка зон была близка к широтной. На это указывают и палинологические материалы [191].

В целом амплитуда смещения природных зон в эпоху похолодания (по отношению к современным их границам) убывала к югу и к востоку. Однако в Восточной Сибири и широтная выдержанность зон, и закономерности смещения нарушались вследствие влияния орографического фактора, обусловленного значительно большей активностью новейших тектонических движений.

Районами, испытывавшими наименьшие перемены, были Колхидская низменность, Ленкорань и Талыш, где в рефугиумах сохранились отдельные элементы субтропической флоры, а также равнины юга Средней Азии, где в условиях умеренно-теплого и сухого климата господствовали пустынные и полупустынные ландшафты. В Средней Азии похолодание, видимо, было совсем незначительным. Например, фауна позднего плейстоцена Приташкентского района характеризуется полупустынными грызунами и отсутствием "холодных элементов" [18]. В то же время для Юга Европейской территории Союза и западной части Средней Азии отмечается некоторое повышение влажности, выразившееся в увеличении полноводности рек и более высоком стоянии озер и внутренних морей [137, 125, 102].

В умеренном поясе в составе растительности ряда зон в эпоху похолодания отмечается увеличение роли ксерофитов. Это связано с некоторым увеличением континентальности климата в северных районах. Учитывая, что в теплую половину года, особенно на склонах южной экспозиции, температурные условия были близки к современным, возникли благоприятные условия для расселения ксерофитной растительности.

В горных районах Северной Евразии прослеживалась высотная поясность; границы высотных поясов были сдвинуты вниз по сравнению с современными, но масштабы этого явления менялись с запада на восток. Так, в горных областях юга нашей страны с запада на восток по направлению к горам Средней Азии и с востока на запад, от Дальнего Востока к Забайкалью и Восточному Саяну, уменьшалась величина снижения снеговой границы. Минимальной она была в горах Восточного Памира. В горах наиболее аридных областей Средней Азии и на южных склонах гор юга Сибири, обращенных в сторону Центральной Азии, практически отсутствовал пояс лесной растительности, а на северных склонах гор Средней Азии этот пояс расширялся и снижался [165].

В целом следует отметить, что в эпоху максимального развития последнего покровного оледенения на территории Северной Евразии с запада и с востока в сторону Восточной Сибири убывала влажность и нарастала континентальность климата. Одновременно таким же образом менялась интенсивность наземного оледенения, тогда как интенсивность подземного оледенения характеризовалось обратной тенденцией. В итоге отмечалось общее уменьшение различий с современной эпохой в направлении от Европы к Восточной Сибири (см. табл.3), связанное с увеличением в этом направлении континентальности климата. Эта закономерность — чем континентальнее климат, тем постоянное ландшафты — прослеживается не только для Восточной Сибири, но и для Средней Азии. Можно предполагать, что это явление обусловлено относительно высокими летними температурами в условиях континентального климата даже в эпохи похолоданий, что способствовало сохранности растений более теплых эпох. На карте палеоландшафтов (рис. 4) и в табл. 3 отчетливо видно, что в эпоху 18 тыс. лет назад зональность была выражена ярче в западной половине Евразии — в Европейской части СССР и Западной Сибири. В Восточной Сибири и на Дальнем Востоке зональность была затушевана, что объясняется значительно большей абсолютной высотой этих секторов и широким развитием горного рельефа и рельефа приподнятых плато, связанных с увеличением интенсивности новейших тектонических движений.

По климатическим параметрам эпоха голоценового климатического оптимума значительно ближе к современной, чем эпоха 18 тыс. лет назад, поэтому в общей циркуляции атмосферы и в распределении температур и осадков многое было аналогично современным климатическим условиям, особенно в те "микроэпохи", которые отличались значительным потеплением климата, что упрощает палеоклиматические построения. В межледниковые эпохи (а голоценовый оптимум вполне им подобен) вся система основных высотных фронтальных зон тропосферы сдвигалась к северу, сужалась область циркуляции полярных шапок, зональные воздушные потоки и пути циклонов смещались в более высокие широты при значительном потеплении последних и увеличении там количества осадков [210]. Субтропическая область высокого давления расширялась и тоже смещалась на север, охватывая юг умеренных широт, где увлажнение уменьшалось. "При таком смещении зональной системы общей циркуляции к полюсам интенсивность всей циркуляции уменьшается и продолжительность цикла влагооборота увеличивается, так что общая зональная картина климата нарушается, а отчетливость ее ослабевает" [210, с. 73].

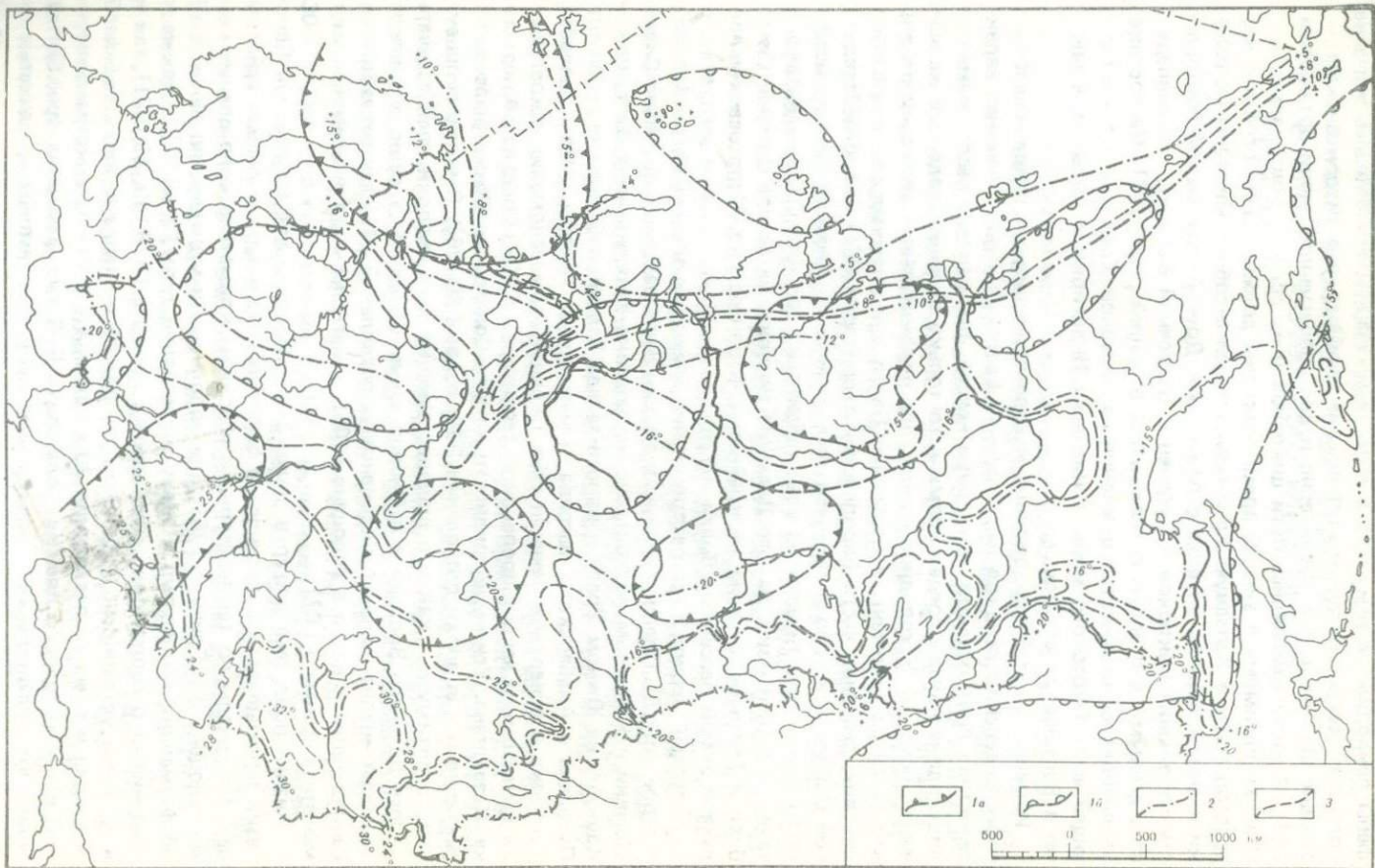
Общая циркуляция атмосферы 5–6 тыс. лет назад и характер барического поля были близки к тому полю, которое характерно для эпохи преобладания циркуляции типа  $E_{M_2}$ , или к тому, которое могло бы существовать при безледной Арктике [84]. Основные центры действия атмосферы в атлантическом и тихоокеанском секторах определяли погодные условия на соседних материках. Однако местоположение центров действия атмосферы и их размеры были несколько иными. Так, центральная часть исландского минимума по аналогии с эпохой потепления 30-х годов нашего столетия [2,217] была смещена к СВ, а интенсивность минимума была больше современной, особенно в теплое время года. Азорский максимум был смещен к северо-западу и зимой несколько ослаблен, а летом гребень высокого давления занимал почти всю Европу. Сибирский максимум, центральная часть которого в настоящее время расположена в районе  $40^\circ$  с.ш. и  $116^\circ$  в.д., смещался к северу и к востоку (на  $8^\circ$ ). В то же время отрог сибирского антициклона (ось Воейкова) распространялся дальше к западу. Алеутский минимум был неустойчив, а гавайский максимум смещался к западу и давление в его центре было увеличено. Арктический антициклон был ослаблен, особенно в летнее время. Такое положение основных центров действия атмос-

феры приводило к тому, что в атлантическом секторе большее значение получило северо-восточное направление переноса, а в тихоокеанском — западно-восточное, что характерно и для современной эпохи потепления [42]. В итоге изменялись пути циклонов и их средняя повторяемость. В эпоху оптимума в зимнее время циклоны должны были особенно часто вторгаться в Западную Арктику, принося с собой значительные осадки и массы теплого воздуха с Атлантики. Другой очаг частой повторяемости зимних циклонов приурочен к Восточной Балтике, что совпадает с данными для эпохи потепления X в. нашей эры [122]. На востоке увеличивалось количество циклонов на Западной Камчатке и в прилегающей части Охотского моря, в низовьях Индигирки и Колымы, а также в Восточном Забайкалье.

Изменение путей прохождения и количества циклонов привело к перераспределению осадков над Северной Евразией. Количественная характеристика поля осадков по сезонам неясна, так как мы располагаем лишь единичными определениями и то только среднего годового количества осадков. В холодное время года положительные аномалии осадков были расположены в Восточной Балтике и смежных районах Скандинавии, северной части Европейской территории СССР, на юге Западной Сибири и в районе среднего течения Енисея. Дефицит зимних осадков отмечен практически на всей территории гор Юга СССР, в Казахстане и Средней Азии, на юге Дальнего Востока, на севере Средней Сибири и Таймыре, а также на крайнем Северо-Востоке. Мало осадков получали зимой бассейны Волги и Урала.

В теплый период года распределение аномалии осадков было более пестрое (рис.5). Положительные аномалии располагались на севере Скандинавии и Кольском полуострове, на востоке Украины и на Западном Кавказе, на Южном Урале и на юго-западе Западной Сибири, в районе Пutorана и Анабарского массива, в междуречье Ангары и Подкаменной Тунгуски и в верхнем течении Оби. Отрицательные аномалии захватывали центральную часть Европейской территории СССР, Среднюю Азию и юг Казахстана. Усиление аридности на Юге Советского Союза было характерно и для эпохи потепления 30-х годов [89, 26]. В эпоху голоценового оптимума, как и в предшествующие теплые эпохи плейстоцена, на юге Дальнего Востока и в Японии также становилось суше, что подтверждает анализ позднелайстоценовых потеплений [4], данные о колебаниях тепла и влаги в голоцене [106] и материалы о современных изменениях климата [67].

Анализ поля температур в эпоху 5—6 тыс. лет назад в Северной Евразии показывает, что потепление было неодинаковым в разных районах. Материалы по температурным условиям климатического оптимума голоцена В.П.Гричука [76] были дополнены и уточнены по данным об аномалиях температур в эпоху циркуляции типа  $EM_2$  [67], а также сведениями о современных изменениях климата [175, 40, 19, 271], так как было установлено подобие в распределении тепла в эпоху 5—6 тыс. лет назад и в эпоху потепления 30-х годов XX в. На палеоклиматической карте холодного времени года эпохи 5—6 тыс. лет назад (рис.6) видно, что значительная положительная аномалия температур захваты-



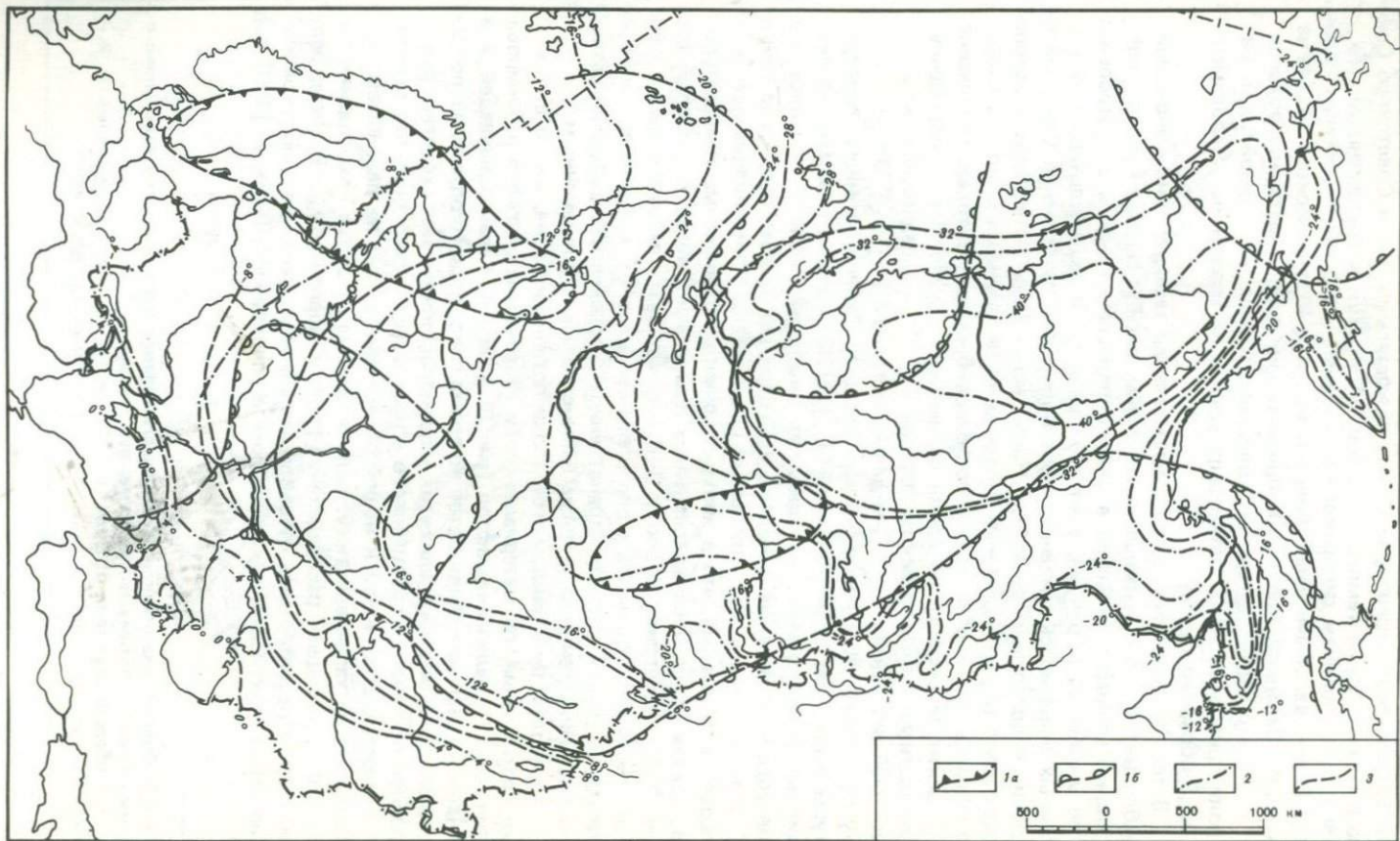
вала западный сектор Арктики, север Скандинавии и северную половину Европейской территории Союза. На остальной части Советского Союза в зимнее время температуры были близкими к современным, что связано с влиянием сибирского максимума и его отрога, идущего вдоль оси Воейкова. Значительно большее влияние Атлантического океана на климат Западной Арктики и прилегающих окраин материка привело к тому, что изотермы самого холодного месяца, в западной части Евразии приобрели более резко выраженную по сравнению с современной S-образную форму.

В теплую половину года в распределении температурных аномалий наблюдается более сложная картина (см. рис.5). Наряду с общей тенденцией малого потепления в околополярных районах и в субтропиках (по мнению В.П.Гричука, даже похолодания) и значительного — в умеренных выделилась тенденция неравномерности потепления Северной Евразии по долготным секторам. Наибольшим было потепление в европейском секторе, меньшим — в западной части дальневосточного сектора, и наименьшим — в западно- и восточносибирском секторах. Увеличение июльских температур во время оптимума по сравнению с современными достигало в европейском секторе  $3 - 5^{\circ}$ , в западносибирском и восточносибирском  $1 - 3^{\circ}$ , в дальневосточном  $2 - 5^{\circ}$  [76, 145]. В эпоху потепления 30-х годов XX в. в Западной Сибири аномалия температуры была даже отрицательная [67, 179]. Это явление связано со значительной повторяемостью здесь при типе циркуляции *E* в теплое время года циклонов (в Поволжье их, например, бывает в среднем менее 5, а здесь — более 15), которыми обусловлены более низкие летние температуры. Учитывая, что в эпоху голоценового оптимума температуры в среднем были выше современных практически везде по земному шару [134], переносить на эпоху 5—6 тыс. лет назад величину температурных аномалий, полученных для современных эпох кратковременного потепления нельзя, хотя пространственное распределение аномалий различной величины, видимо, и тогда было сходным с современным.

Характеристика ландшафтов эпохи потепления дана, как и для эпохи похолодания, по материалам схем палеоклиматического районирования (рис. 7), палеоландшафтов (рис. 8) и табл. 4, характеризующей региональные различия ландшафтов во время голоценового оптимума по секторам. Даже беглый анализ этих материалов показывает сходство природной обстановки голоценового оптимума с современной, что вместе с близостью этой эпохи к нашей по времени делает на первый взгляд излишней ее характеристику: ведь в отличие от эпохи похолодания позднего плейстоцена, распределение суши и моря и общий характер рельефа почти не отличались от современных за исключением участков исключительно активных тектонических и гляциоизостатических [156] под-

Р и с. 5. Палеоклиматическая схема самого теплого месяца в эпоху голоценового климатического оптимума (5—6 тыс. лет назад)

1 — области аномалий осадков: а — положительных; б — отрицательных; 2 — изотермы самого теплого месяца; 3 — современные изотермы июля



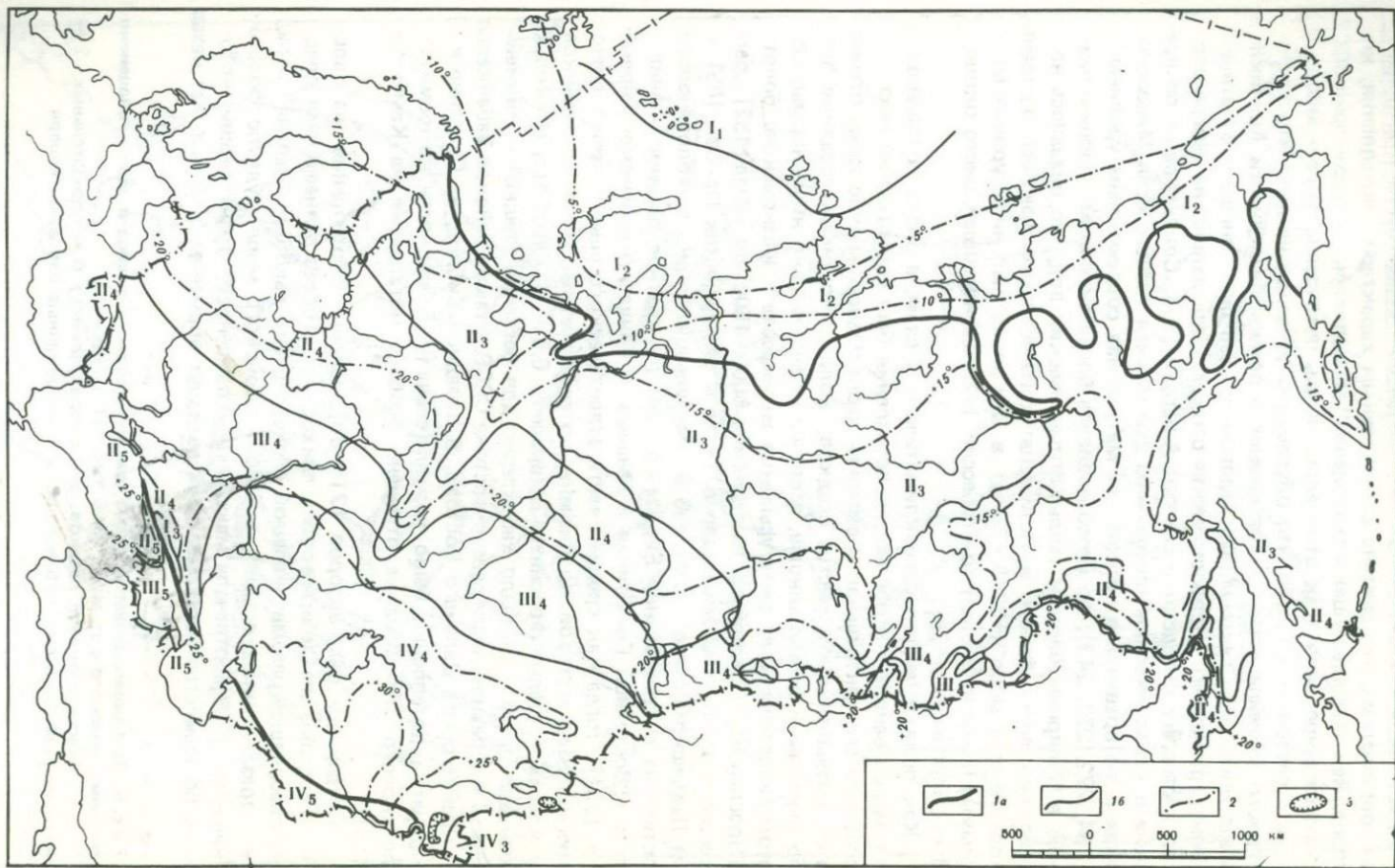
нятий. Однако ряд черт природной среды был существенно отличным от современных, что связано с глобальным характером потепления, которое, как и предыдущее похолодание, проявлялось на территории СССР дифференцированно. Как отмечалось выше, потепление было наибольшим в северных широтах, что обусловило уменьшение ледовитости Полярного бассейна. Не разделяя мнения о полной безледности Арктики в это время, мы считаем, что ледяной покров был тоньше и в летнее время граница его распространения отодвигалась далеко на северо-восток в сторону канадского сектора Арктики [35]. Совпадающая по времени с климатическим оптимумом фландрская трансгрессия Мирового океана не превышала нескольких метров над современным уровнем [154, 272, 273, 243], но способствовала более активному проникновению в Полярный бассейн теплых атлантических вод, что сказалось на отеплении европейского и части азиатского секторов Арктики. Уровень Каспийского моря ( $-32 \div -34$  м) в эту эпоху был ниже уровня максимума новокаспийской трансгрессии ( $-20$  м), имевшей место около 8 тыс. лет назад [176].

Как показал анализ палеоклиматических схем, в эпоху голоценового оптимума районом наибольшего потепления был европейский сектор, особенно его центральная и северная части. Одновременно здесь отмечается уменьшение количества осадков; количество зимних осадков было близким к современному, а летних — значительно ниже нормы. Об этом свидетельствует фаза усыхания Берендеева и Ивановского болот (Ярославское Поволжье), выделяемая 6000—4500 лет назад [152], регрессия в эпоху оптимума озер в Литве и окрестностях Пскова [88] и на Ладожском озере [120]. Об относительной аридности голоценового оптимума в Центральной Европе говорит двукратное падение уровня озер в Восточной Голштинии в начале и в конце атлантического времени [234], тогда как средней части атлантического века отвечает трансгрессия озер, которой по времени соответствует наступление ледников в Альпах — стадия Фроснитц, датируемая 6,6 — 6,0 тыс. лет. Несколько меньшее потепление было характерно для бассейна Средней и Нижней Лены и западной части северо-востока СССР, а также районов Забайкалья и крайнего юга Дальнего Востока. В Западной Сибири, на Сахалине и Камчатке потепление было незначительным. В частности, во время голоценового оптимума не отмечено особого потепления на Камчатке [197].

По данным ряда авторов [218, 33], максимум потепления на Дальнем Востоке и в Сибири вообще приходился на более раннее время, предшествовавшее рассматриваемой эпохе. Однако наиболее "теплая" эпоха в разрезах донных осадков в районе Японского моря, судя по фораминиферам [209], отвечала максимуму голоценовой трансгрессии, которую большинство исследователей датирует временем 5—6 тыс. лет назад

Р и с. 6. Палеоклиматическая схема самого холодного месяца в эпоху голоценового климатического оптимума (5—6 тыс. лет назад)

1 — области аномалий осадков: а — положительных; б — отрицательных; 2 — изотермы самого холодного месяца; 3 — современные изотермы января



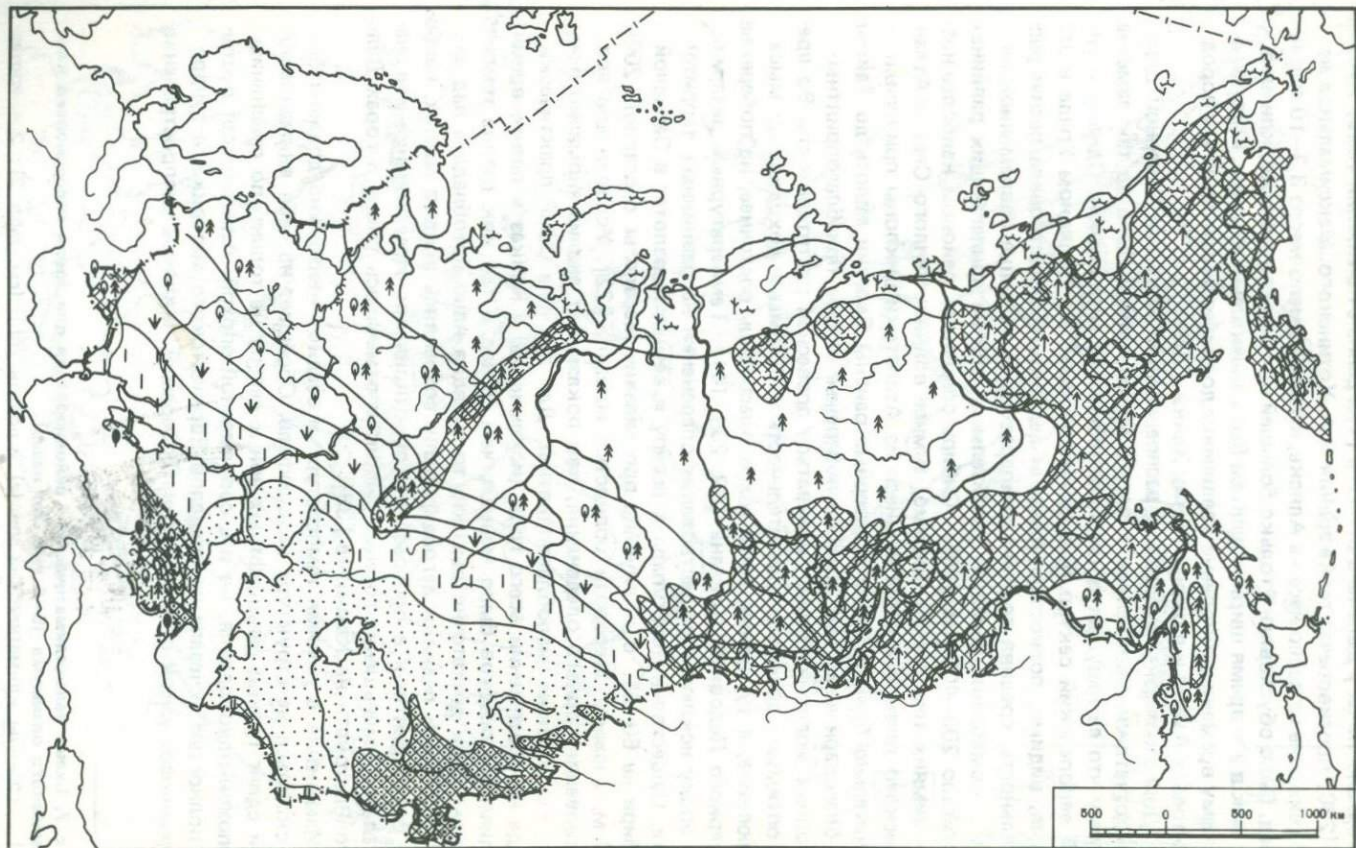
Материалы по югу Дальнего Востока [4] и данные по Японии [255] и Аляске [230] противоречат точке зрения Н.А. Хотинского. Максимальное же продвижение на север леса на Аляске, которое имело место 8,3–10 тыс. лет назад, было обусловлено только большей континентальностью, климата, так как в это время ширина шельфа была значительно больше. К атлантическому времени приурочено увеличение доли широколиственных пород в низовьях Амура и в окрестностях Ханки [200].

“Долготная секторность” в распределении тепла над Северной Евразией, отчетливо выраженная в летнее время, зимой была не так заметна, потому что ее нарушал обширный сибирский антициклон. Однако и зимой европейский сектор был самым теплым. На Полярном Урале в это время, видимо, полностью исчезали ледники, господствовала лесная растительность, средняя годовая температура была выше современной на 3–4°, а смещение к северу растительных зон на прилегающих равнинах достигало 200–400 км [206]. Сибирь оставалась районом наиболее низких зимних температур. Видимо, зимнее влияние теплого Северо-Атлантического течения и вторгающиеся из Атлантики циклоны приносили значительно больше тепла в северные районы Евразии, вплоть до Таймыра, благодаря чему там даже на побережье океана при благоприятных условиях могла локально развиваться древесная растительность. Во время оптимума древесная растительность на Таймыре доходила до мыса Челюскина, а тундровая зона сохранялась лишь восточнее, на побережье Северного Ледовитого океана [69, 208, 141]. Температурный режим в эту эпоху исключал существование оледенения на равнинных территориях. Существенно отступала к северу и вечная мерзлота: в Западной Сибири на 60–61° с.ш. глубина протаивания мерзлоты составляла 200–300 м, а южнее мерзлота полностью исчезала [22]. Условия для возникновения горного оледенения, как показывает анализ аномалий осадков, были также малоблагоприятны. Для гор Юга СССР практически везде на протяжении всего года (исключение — Кавказ в летнее время) количество осадков было меньше, чем сейчас, а так как летние температуры были достаточно высоки, то абляция явно преобладала над аккумуляцией и ледники деградировали, сохраняясь лишь в местах, наиболее благоприятных в орографическом отношении. Исчезновение или значительное уменьшение горных ледников отмечалось также в горах Дальнего Востока и на Камчатке [33].

Изменения в режиме температур и осадков неизбежно должны были сказаться на структуре ландшафтов. Обращает на себя внимание общий сдвиг границ ландшафтных зон к северу не только по сравнению с эпохой похолодания, но и с современной эпохой. Арктическая пустыня полностью исчезла из пределов Евразийского материка, а тундра сохранялась узкой полосой вдоль побережий. Широкое распространение

Р и с. 7. Схема палеоклиматического районирования для эпохи голоценового климатического оптимума (5–6 тыс. лет назад).

1 — границы климатических зон (а) и подзон (б); (см. табл. 2); 2 — изотермы самого теплого месяца; 3 — границы горно-долинного оледенения



получили лесные ландшафты, особенным разнообразием отличались они в пределах европейского сектора, где потепление было наибольшим. С севера на юг здесь последовательно сменяли друг друга елово-березово-лиственничное редколесье, темнохвойная тайга, хвойно-широколиственные и широколиственные леса, отделенные от зоны степей узкой полосой лесостепи. Вплоть до устья Северной Двины в спорово-пыльцевых спектрах того времени отмечаются находки широколиственных форм [162]. В пределах Западной Сибири леса также продвинулись к северу, но меньше, чем в европейском секторе, и широколиственные формы здесь отсутствовали за исключением, возможно, Зауралья, где и сейчас на широте Тагила встречаются липы, а также Кузнецкого Ала-Тау и Салаира. В Восточной Сибири в эпоху климатического оптимума широколиственные породы появились только в районе Тункинских впадин и юга Забайкалья. В целом в Восточно-Сибирском секторе преобладала светлохвойная тайга с участием березы. Относительно слабо затронутым изменением оказался и Северо-Восток; потепление привело здесь в основном к смене горно-ледниковых ландшафтов горно-тундровыми и несколько большему распространению светлохвойного редколесья. Условия на равнинных территориях были близки к современным. В дальневосточном секторе в атлантический век широколиственные леса распространились до низовьев Амура [200].

На Кавказе во время оптимума также отмечалось повышение температуры, а не снижение, как считает В.П.Гричук [76]. Без этого трудно объяснить смещение вверх природных границ в горах, которое составляло в среднем 300–400 м [83, 108]. Если это относится и к снеговой границе, то значит, средние годовые температуры тогда были выше современных примерно на 2°.

В Казахстане в эпоху оптимума (по археологическим данным в конце IV — начале III тысячелетия до н.э.) в районе Караганды отмечается аридный климат (в суббореале он стал влажнее), способствовавший ксерофитизации растительного покрова [111]. Уменьшение увлажнения в эпохи потепления отмечены в Казахстане и по современным изменениям климата [91]. Усиление аридности в атлантическое время на всей территории юга СССР отмечено В.А. Николаевым [127]. Уменьшение осадков в это время отмечается и в Иссык-Кульской впадине [171], а также в Закавказье в районе озера Севан [180]. В южных предгорьях Ферганы в это время, судя по спорово-пыльцевым спектрам [193], резко увеличивалась доля полыней. Даже для территории Верхней Оки [188, 187] во время оптимума характерно уменьшение лесистости и развития лесостепных ландшафтов.

Таким образом, наиболее важными особенностями природной обстановки голоценового оптимума были следующие: 1) так же отчетливо, как и в предыдущую эпоху, проявлялась географическая зональность, но зоны были сдвинуты к северу, а на юге появился субтропический

Р и с. 8. Палеогеографическая схема эпохи 5–6 тыс. лет назад  
Условные обозначения см. на рис.4

Таблица 4

## Палеогеографическая обстановка эпохи климатического оптимума голоцена

Природная зона	Русская равнина	Равнины Западной Сибири, Казахстана и Средней Азии
Арктическая	Зима суровая (температура $-25^{\circ}\text{C}$ ), снежная; лето холодное ( $0 \div +5^{\circ}\text{C}$ ), влажное. Арктическая тундра	
Тундровая и лесотундровая	Зима умеренно суровая ( $-20^{\circ}\text{C}$ ), снежная; лето умеренно холодное (до $+10^{\circ}\text{C}$ ), избыточно влажное	Зима умеренно суровая ( $-25^{\circ}\text{C}$ ), снежная; лето умеренно холодное ( $0 \div +10^{\circ}\text{C}$ ), избыточно влажное. Кустарничковая тундра, сосново-лиственнично-березовая лесотундра
Лесная	Зима умеренно суровая ( $-20 \div -10^{\circ}\text{C}$ ); лето теплое (до $20^{\circ}$ ), влажное. Северные редколесья сменяются южнее темнохвойными лесами, переходящими в смешанные со значительным участием широколиственных пород, а еще южнее в широколиственные леса	Зима умеренно суровая ( $-15 \div -20^{\circ}\text{C}$ ), умеренно снежная; лето умеренно теплое ( $+10 - +20^{\circ}$ ), влажное (но менее влажное, чем на Русской равнине). С севера на юг редколесья сменяются темнохвойными лесами, а затем — смешанными, с участием широколиственных пород
Лесостепная и степная	Зима умеренно теплая ( $0 \div -10^{\circ}\text{C}$ ), снежная; лето теплое ( $+20 \div +25^{\circ}$ ), недостаточно влажное. Лесостепь и злаково-разнотравная степь	Зима умеренно суровая (около $-15^{\circ}\text{C}$ ), малоснежная; лето умеренно теплое, ( $+20 - +25^{\circ}\text{C}$ ), недостаточно влажное. Лесостепь с участием березово-осиновых лесов; разнотравно-злаково-полынная степь. Солончакковая растительность
Полупустынная и пустынная		Зима умеренно теплая ( $0 \div -10^{\circ}\text{C}$ ), малоснежная; лето очень теплое (до $+30^{\circ}\text{C}$ ), остро недостаточно влажное. Пустыня и полупустыня

Примечание. Характеристику неотектонического режима секторов см. в табл. 3.

пояс; 2) потепление было наибольшим в восточноевропейском секторе (здесь сдвиг зон был максимальным), несколько меньше — в западно-сибирском и в восточносибирском, в дальневосточном секторе природная обстановка изменилась больше, чем в сибирских секторах, но меньше, чем в восточноевропейском; 3) в распределении влаги отмечаются положительные аномалии на северо-западе Европейской территории Союза и некоторый дефицит влажности на юге восточноевропейского сектора и в Казахстане и в Средней Азии; 4) наименьшим изменениям под-

Таблица 4 (окончание)

Природная зона	Восточная Сибирь	Дальний Восток
Арктическая	Зима суровая ( $-30^{\circ}\text{C}$ ), малоснежная; лето холодное, влажное. Арктическая тундра	
Тундровая и лесотундровая	Зима суровая ( $-30^{\circ}\text{C}$ ), малоснежная; лето холодное ( $+5 \div +10^{\circ}\text{C}$ ), влажное. Кустарничковая тундра, лиственничная тундра	Зима умеренно суровая ( $-20 \div -25^{\circ}\text{C}$ ), малоснежная (кроме восточных побережий), лето холодное ( $+5 \div +10^{\circ}\text{C}$ ), влажное. Кустарничковая тундра, лиственничная лесотундра
Лесная	Зима умеренно суровая ( $-20 \div -30^{\circ}\text{C}$ ), малоснежная; лето умеренно теплое, влажное. Лиственничные и лиственнично-елово-березовые леса	Зима умеренно суровая ( $-20 \div -25^{\circ}\text{C}$ ), малоснежная; лето умеренно теплое ( $+10 \div +20^{\circ}\text{C}$ ), очень влажное. Лиственнично-сосново-березовые леса. На юге — темнохвойные, хвойно-широколиственные и широколиственные леса
Лесостепная и степная	Зима умеренно суровая ( $-20 \div -25^{\circ}\text{C}$ ), малоснежная; лето теплое ( $+20 - +25^{\circ}\text{C}$ ), недостаточно влажное. Дерновинно-злаковая степь	

верглась природная обстановка наиболее континентальных районов Средней Азии, Восточной Сибири и Северо-Востока; 5) эпохе голоценового оптимума отвечает наибольшее разнообразие флоры почти во всех районах.

Изучение палеогеографической обстановки в Северной Евразии в экстремальные моменты 18 и 5–6 тыс. лет назад позволяет сделать ряд выводов об основных закономерностях структуры природной среды в обе эти эпохи. Главные из них: 1) наличие субширотной географической зональности, 2) долготные секторные различия внутри зон и 3) индивидуальность развития крупных регионов — отчетливо выявляются и в эпоху похолодания и в эпоху потепления.

Наиболее существенной особенностью была широтная зональность равнинных ландшафтов. В теплую эпоху пояса и зоны сдвигались к северу, при этом умеренный и субтропические пояса расширялись, а арктический и субарктический — сужались; усложнялась структура поясности, что особенно характерно было для умеренного пояса, где в эпоху потепления выделялись три лесных зоны: хвойных, смешанных и широколиственных лесов; внутри зон в это время отмечалось усложнение структуры растительных сообществ. В холодные эпохи во внеледниковых районах субширотная зональность сохранялась; для умеренного и субтропического поясов характерно было сужение, а арктический и субарктический пояса расширялись; структура умеренного пояса в это время упрощалась: вместо трех лесных зон, существовавших во время теплых эпох, выделялась одна зона — редкостойных лесов.

Столь же четко в обе эпохи выделяются четыре сектора — восточноевропейский, западносибирский, восточносибирский и дальневосточный. Уральский хребет является естественным восточным рубежом восточноевропейского сектора, уступ Среднесибирского плоскогорья на правобережье Енисея — граница западно- и восточносибирского секторов, система горных хребтов отделяет восточносибирский сектор от дальневосточного. Географическая зональность в пределах каждого сектора сохранялась, но зоны были несколько смещены, и некоторые зоны в отдельных секторах выпадали (например, зона широколиственных лесов в сибирских секторах). В пределах одной и той же зоны в разных секторах наблюдались различия в температурных условиях, увлажнении и, как следствие, — в составе растительности. Это отчетливо видно в табл. 3 и 4.

Основной причиной долготной секторности ландшафтов Северной Евразии является закономерное уменьшение при движении с запада на восток количества осадков в связи с господством в атмосфере западного переноса воздушных масс и влаги. Важную роль играет также география секторов и их высотная характеристика, которые являются пря-

мым следствием степени активности новейших тектонических движений. Именно новейшая тектоника предопределила значительное отличие восточносибирского и дальневосточного секторов от двух западных (см. табл. 3 и 4). Значительная амплитуда новейших поднятий и большая дифференцированность тектонических движений в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке обусловили здесь более слабое проявление географической зональности и общее увеличение суровости климата по сравнению с равнинами Восточной Европы и Западной Сибири. Резкая континентальность южных районов западно- и восточносибирских секторов (юг Казахстана, Средняя Азия, Забайкалье) по сравнению с восточноевропейским и дальневосточным также частично обусловлена неотектоническими причинами — рост горных сооружений на юге Евразии на месте океана Тэтис и на Дальнем Востоке привел к изоляции этих районов от муссонов Индийского и Тихого океанов.

Следует отметить, что секторность была более отчетливой в эпоху похолодания, так как в это время большую роль в облике ландшафтов играл характер оледенения — наземное в восточноевропейском секторе и подземное — в западно- и восточносибирском. И при современных изменениях климата в относительно холодные эпохи "различия в разных секторах проявляются тем сильнее, чем полнее выражена меридиональная циркуляция" [85, стр.189]. В теплую эпоху различия в ландшафтах разных секторов было меньше и, кроме разницы в количестве осадков, определялось также дифференцированностью величины потепления в каждом из секторов (см. гл. 4). Таким образом, в эпоху похолодания секторные различия выступают отчетливее, чем в эпоху климатического оптимума, когда зональный тип циркуляции как бы сглаживает эти различия, что еще раз подтверждает принцип подобия крупных климатических ритмов мелким.

Секторные различия раскрывают еще одну причину давно известного явления — "амфибореального распространения" зоны широколиственных лесов в Северной Евразии [27]. В формировании этого явления важную роль сыграл рост в плейстоцене горных сооружений на юге Сибири и Гималаев и Куэнь-Луня, благодаря которым, по-видимому, уже к среднему плейстоцену окончательно оформился один из основных центров действия атмосферы — устойчивый зимний сибирский антициклон [195, 196]. Антициклон обусловил в Сибири низкие зимние температуры, которые привели там к уничтожению широколиственных пород. Во время потеплений широколиственные леса, весьма полно восстанавливавшиеся в восточноевропейском и дальневосточном секторах, в сибирских секторах особого распространения не получали. Одной из дополнительных причин этого явления могла быть меньшая для этих секторов по сравнению с восточноевропейским и дальневосточным величина потепления в межледниковые эпохи, особенно в летнее время. В сочетании с холодными зимними условиями это было серьезным препятствием для возобновления широколиственных элементов флоры, которое было полнее во время более длительных потеплений (например, в казанцевское время).

Третья основная черта в развитии природной среды, которая вытекает из приведенных выше данных, — это индивидуальность развития каждого крупного физико-географического региона. Основой для выделения таких

регионов должна быть в первую очередь характеристика новейших тектонических движений [132], так как ими определяется горный или равнинный облик рельефа, а затем положение в системе поясов и зон, а также секторов. Своеобразие развития каждого региона в плейстоцене давно уже отмечалось К.К.Марковым, предостерегавшим от искусственного сопоставления любой территории с "классическими районами" Западной Европы. Ярким примером индивидуальности является, например, приуроченность образования погребенных почв на Русской равнине к эпохам потепления [87], а в Средней Азии — к эпохам похолодания и увлажнения [1].

Основными особенностями развития природной среды в Северной Евразии в плейстоцене являются, наряду с индивидуальностью, направленность и ритмичность развития [130], причем интенсивность этих процессов была специфичной для каждого крупного физико-географического региона. Как было отмечено И.П.Герасимовым и К.К.Марковым [65], наименее ярко направленность развития была выражена там, где сейчас господствуют субтропические условия, в районах с резко континентальным климатом (Средняя Азия, Восточная Сибирь), а также на юге Дальнего Востока в Приморье, что связано с общей для всего земного шара тенденцией уменьшения изменчивости природной среды в плейстоцене в сторону экватора. Новые данные подтверждают этот вывод и позволяют внести в эту картину некоторые дополнения. Так, ритмичность изменения наиболее ярко была выражена в западной части континента (Прибалтика — 18 тыс. лет назад — ледник, 5—6 тыс. лет назад — смешанные леса) и ослабевала по мере движения на юг и на восток. Слабее всего ритмичность была выражена в районах с резко континентальным климатом: Средней Азии [171] и Восточной Сибири [172]. На Дальнем Востоке, на Сахалине [7] и на юге Приморья [4] ритмичность была значительно отчетливее, чем в Восточной Сибири [172], хотя и не так ярка, как на северо-западе европейского сектора. Скорее всего, это связано с тем, что на Дальнем Востоке в течение плейстоцена так нигде и не возникало покровное оледенение, определявшее специфику ритмики восточноевропейского сектора. Развитие на Дальнем Востоке лишь горно-долинного оледенения связано с выпадением основной массы осадков летом, а не зимой, так что не возникало условий для мощной аккумуляции снежного покрова.

Анализ климатических и ландшафтных условий экстремальных моментов (эпохи 18 тыс. лет назад и 5—6 тыс. лет назад) последнего климатического ритма позволил установить наиболее общие тенденции естественного развития природной среды. Конечно, механическая экстраполяция установленных тенденций в будущее едва ли имеет смысл — слишком возросла в ходе природного процесса его антропогенная составляющая, в одних случаях меняющая направление "естественного" хода событий, в других — резко ускоряющая его. Однако проведенные палеогеографические реконструкции позволяют установить диапазон изменения ландшафтов при изменении климата от максимального похолодания до голоценового климатического оптимума. Важно отметить, что на огромном пространстве Северной Евразии оптимальные климатические условия в разных регионах были в разное время. При этом эпоха похолодания 18 тыс. лет назад, хотя и отличалась повышенной суровостью климата в арктических широтах, на тер-

риториях, занятых ледником, и в приледниковой зоне не являлась повсеместно неблагоприятной для развития растительности. Во внеледниковых областях это похолодание вообще сказалось на ландшафтах меньше, чем это принято было считать до сих пор. В Средней Азии во время похолодания увеличилось количество осадков и снижались температуры и испарение. Такое изменение климата увеличивает возможность хозяйственного использования этого региона. Изучение палеогеографических материалов показывает, что и эпоха голоценового оптимума не может считаться "оптимальной" для всей территории СССР; наряду с теплением и убыванием ледовитости Арктики и продвижением к северу лесов отмечается значительный дефицит влажности на юге восточноевропейского сектора, в Казахстане и в Средней Азии — обстоятельство, заслуживающее серьезного рассмотрения при выдвигании различных проектов тепления климата.

По палеоклиматическим и палеогеографическим схемам, а также материалам Л.С.Берга [28] и А.А.Григорьева и М.И.Будыко [74] была составлена таблица соотношения условий тепла и увлажнения и растительного покрова (табл.5), в которой нашли отражение все основные ландшафты, существовавшие в интервале от 18 тыс. лет назад до наших дней. Таблица дает наглядное представление о пространственной смене ландшафтов, предопределенной изменениями в тепловом режиме и в количестве осадков. В геологии давно уже известно правило Иноземцева—Вальтера о том, что закономерная смена фаций в вертикальном разрезе (во времени) должна повторяться по одному из горизонтов пород в пространстве. В последние годы все чаще и чаще это положение применяют для решения задач палеогеографии [194] и географического прогноза [201]. Исходя из этого можно считать, что табл. 5 тоже дает некоторую основу для долгосрочного географического прогноза, так как позволяет предвидеть возможные смены ландшафтов при изменении режимов тепла и влаги.

Наряду с этим нами предлагается еще один путь составления долгосрочных географических прогнозов. Возможности прогнозирования практически любых явлений природы основаны на том, что они не являются чисто случайными величинами в математическом смысле этого слова. Большинство природных процессов связаны между собой с различной степенью взаимной зависимости. Эта взаимосвязь создает некоторую динамическую закономерность в развитии как комплекса природных процессов в целом, так и каждого из них в отдельности, что проявляется прежде всего в известной цикличности явлений природы. Такая цикличность отмечается рядом исследователей для изменений солнечной активности, климатических изменений, годовых стоков рек, среднегодовых уровней осадков, проявления сейсмичности и т.д.

Поскольку циклические процессы подчиняются внутренней динамической закономерности, они должны быть стационарными в широком смысле слова, что означает в первую очередь независимость распределения слагающих их величин и их автокорреляционных функций во времени. Автокорреляционная функция характеризует распределение по времени внутренней скоррелированности процесса или, иначе говоря, описывает коррелятивную "обратную связь" в процессе в смысле вероятного влияния предшествующих значений процесса на его значения в будущем.

Таблица 5

Тепловые условия	Тепловая база		Характеристика увлажнения		
	Радиационный баланс, ккал/см <sup>2</sup>	Среднеиюльская температура	Избыточное		
			в значительной мере		умеренное 0,4—0,6
		0—0,2	0,2—0,4		
Очень холодные	0	0°	Арктическая пустыня		
Холодные	0—10	10°		Типичная тундра	Кустарниково-лишайниковая тундра
Умеренно холодные	10—20	10±1°		Альпийский луг	Лесотундра
Умеренно теплые	20—30	10—15°		Вересковый ландшафт	
Теплые	30—40	15—20°			
Теплые	40—50	20—25°			
Очень теплые	50—60	25—30°	Субтропическая гемигелея		

Известно, что стационарные процессы поддаются статистическому прогнозированию, поскольку, если процесс стационарен, то он должен быть сложнопериодическим или квазипериодическим со случайными величинами периодов, амплитуд и фаз. Таким образом, статистическое прогнозирование в самом общем виде сводится к отысканию этих периодов, амплитуд и фаз в виде некоторой зависящей от них функции и экстраполяции этой функции по временной оси в будущее.

Таким образом, основными условиями, обеспечивающими принципиальную возможность прогнозирования будут, во-первых, наличие детальных количественных сведений об изучаемом процессе и его поведении на достаточно протяженном интервале времени; во-вторых, установление стационарности этого процесса. Существенное значение имеет также

(цифры — индекс сухости)					Ландшафт- ный пояс
Оптимальное		Недостаточное			
0,6—0,8	0,8—1,0	умеренное 1—2	в значитель- ной мере 2—3	крайне не- значитель- ное 3	
					Арктический
Лишайни- ковая тундра	Гольцово- лишайнико- вая тундра	Тундро- степь			Субаркти- ческий
Мохово-ли- шайниковая тундра	Лишайнико- вая лесотун- дра	Тундро-ле- состепь		Пустыня горная	Субаркти- ческий
Северная тайга (ред- колесье, се- верный ва- риант)	Средняя тай- га (редко- лесье, южный вариант)	Холодная березовая лесостепь	Полупустыня горная	Пустыня горная	Умеренный
Южная под- зона тайги	Смешанные леса	Лесостепь и степь с островны- ми лесами	Полупусты- ня горная	Пустыня горная	Умеренный
	Широко- лиственные леса	Степь южная злаково-ко- выльная	Полупусты- ня умерен- ных широт	Пустыня умеренных широт	Умеренный
Дождевые леса	субтропические	Жестколист- венный суб- тропический лес. Субтро- пическая степь	Субтропичес- кая полупус- тыня	Субтропи- ческая пус- тыня	Субтропичес- кий

методика выявления аналитического вида этих изменений. Здесь в первую очередь приходится решить вопрос о самом общем принципе этих изменений. Наиболее обоснованным представляется положение о сочетании для большинства явлений природы поступательного характера развития и определенной цикличности. Это утверждение находится в соответствии с общими законами динамики развития природы и подтверждается целым рядом конкретных примеров.

Немаловажен также выбор самого процесса, который предполагается подвергнуть детальному изучению. Этот процесс должен быть постоянно действующим фактором, оказывающим заметное влияние на другие процессы и явления природы. Кроме того, должна существовать реальная возможность количественной оценки изменений этого процесса во вре-

мени и, наконец, должна существовать также реальная возможность детального изучения процесса в прошлом. С этих позиций наиболее удачным представляется процесс изменения во времени климатических условий.

Естественно, что колебания климата оказывали существенное влияние на условия осадконакопления, рельефообразования и т.д. Особенно чувствительными к изменению природных условий являются растительные сообщества. В то же время палинологический анализ образцов, отобранных из мощных, непрерывно накапливавшихся толщ, позволяет получить детальные сведения об изменении качественного и количественного состава растительного покрова. Изучение этих изменений, связанных с климатическими колебаниями, вплотную подводит нас к обоснованию возможности восстановления этих колебаний в прошлом и экстраполяции их в будущее, т.е. к прогнозированию.

Для реконструкции палеоклиматических условий по данным палинологического анализа предложена методика, в основу которой положен факт существенного влияния климата на качественный и количественный составы растительных сообществ [146].

Анализируя количественные соотношения пыльцы различных родов древесных пород в спорово-пыльцевых спектрах, по предложенной методике удастся получить количественные климатические характеристики (среднегодовые, среднеиюльские и среднеянварские температуры, а также среднегодовое количество осадков), при которых наиболее вероятно существование именно такого растительного сообщества, состав которого отражает исследуемый спорово-пыльцевой спектр.

Предложенная методика определения климатических характеристик по данным палинологического анализа была испытана на субфоссильных спектрах, отобранных в различных растительных зонах на территории СССР. Сравнения климатических определений по субфоссильным спорово-пыльцевым спектрам с истинными климатическими параметрами в местах отбора проб обнаруживают хорошую сходимость результатов [112].

При определении абсолютного возраста отложений исследуемого разреза может быть осуществлена временная привязка климатических параметров. Затем строятся графики изменений этих параметров во времени.

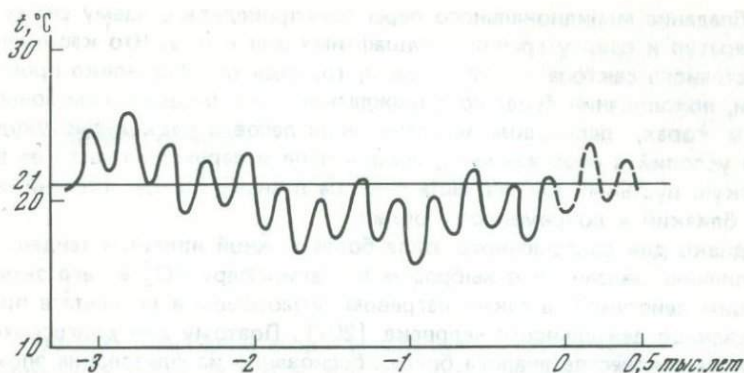
Следующим этапом обработки данных для прогноза является аппроксимация полученных графиков некоторым аналитическим выражением, представляющим собой квазипериодическую функцию.

Существует обширное количество различных математических методов, позволяющих получить подобную аппроксимацию. Среди них нам представляется наиболее удачной методика выявления скрытых периодичностей [126], где аппроксимирующая функция отыскивается в виде суммы линейного тренда и набора периодических составляющих с различными периодами, амплитудами и фазами:

$$Y(t) = a + bt + \sum_{j=1}^n K_j \cos \frac{2\pi j}{T_j} (t + \varphi_j),$$

где  $a$  и  $b$  — коэффициенты линейного тренда;  $K_j$  — амплитуды гармоник;  $T_j$  — периоды;  $\varphi_j$  — фазы.

Предложенный вид аппроксимирующей функции удачен в том отношении, что сумма линейной и сложнопериодической частей есть не что



Р и с. 9. Прогноз изменения средних температур июля для района Приханкайской низменности (по М.В. Муратовой и А.А. Либерману)

иное, как математическое представление сочетания поступательного развития явлений природы с циклическими изменениями.

Выбор функции  $Y(t)$  по основе дискретного набора  $\{Y(t)\}$  выполняется на ЭВМ.

Поскольку привязка к абсолютной временной шкале обладает какой-то конечной точностью, а климатические характеристики в настоящее время (т.е. в момент времени  $t=0$ ) можно считать известными с абсолютной точностью, возникает возможность уточнения временной привязки всей функции  $Y(t)$ . Это достигается вводом дополнительного фазового сдвига функции в целом на интервал времени, не превышающий возможную ошибку временной привязки таким образом, чтобы соблюдалось условие  $Y(0) = Y_j(0)$ . Иными словами, дополнительный фазовый сдвиг выбирается так, чтобы значение аппроксимирующей функции для настоящего времени в точности равнялось известным для этого времени значениям температур.

Следующим и последним этапом является собственно прогнозирование, т.е. вычисление значений функции  $Y(t)$  для значений  $t$  в будущем. Естественно, что необходимым условием достоверности прогноза здесь является сохранение закономерностей изменения климата в будущем. Вероятность сохранения этих закономерностей основана на стационарности процесса. Конкретный пример расчета был проведен на базе материалов, собранных на юге Дальнего Востока в Приханкайской депрессии (рис. 9).

В заключение хотелось бы остановиться еще на некоторых аспектах долгосрочных географических прогнозов. Рассмотренная обстановка эпохи похолодания может служить для внеледниковых районов эталоном холодных условий, которые, по мнению ряда исследователей, должны наступить в результате естественного развития природной среды в рамках климатического цикла, наибольшее потепление которого имело место во время климатического оптимума голоцена. Не повторяя сделанных ранее выводов, отметим, что усиление похолодания и

преобладание меридионального переносов приведет к общему снижению температур и сдвигу границ ландшафтных зон к югу. Что касается дальневосточного сектора нашей страны, то, судя по обстановке прошлой эпохи, похолодание будет сопровождаться здесь расширением зоны тундры в горах, переходом лиственных лесов в редколесье, ухудшением условий в собственно тундровой зоне и переходом части ее в арктическую пустыню. Южная часть сектора в значительной степени сохраняет близкий к современному облик.

Однако для современного этапа более важной является тенденция к потеплению, связанная с выбросом в атмосферу  $\text{CO}_2$  и его экранирующим действием, а также нагревом атмосферы в результате производственной деятельности человека [207]. Поэтому для долгосрочного прогноза в качестве аналога более обоснованно использование эпохи климатического оптимума голоцена.

Рассматривая эпоху голоценового термического оптимума в качестве палеогеографического аналога возможной будущей эпохи потепления, следует отметить, что повышение температур за короткий промежуток времени не везде приведет к изменению ландшафтных условий в сторону, более благоприятную для хозяйственной деятельности человека. Показателен в этом отношении пример Чукотского полуострова и прилегающих областей крайнего Северо-Востока. Возможности хозяйственного освоения в настоящее время здесь ограничены климатическими условиями, поэтому изменение этих условий представляется желательным. Однако анализ растительности эпохи голоценового оптимума показывает, что она лишь в небольшой степени отличалась от современной. В районе Анадыря и в это время были распространены ассоциации растительности южной тундры [145].

Таким образом, даже постепенное и довольно длительное потепление голоцена не привело к распространению лесов на этой территории. В случае искусственно вызванного ускоренного потепления облесение этой территории еще менее вероятно, а в случае сохраняющегося безлесья особую роль приобретает вопрос о деградации вечной мерзлоты, которая может принять катастрофический характер. Даже при современных климатических условиях в бассейне р. Анадырь имеются многочисленные примеры развития термокарста при нарушении человеком сплошности растительного покрова. При потеплении равновесие станет еще более неустойчивым. Поэтому, используя при прогнозе метод палеогеографических аналогов, необходимо учитывать ограничения, обусловленные фактором длительности ритма. Как уже отмечалось [103], различные компоненты ландшафта (воздушная масса, водная масса, биомасса) обладают различной мобильностью, и в течение короткого ритма некоторые компоненты могут не претерпеть изменений: например, не происходит продвижения леса к северу.

Так как изменения климатических условий, являющиеся побочным результатом хозяйственной деятельности человека или осуществляющиеся целенаправленно, влекут за собой самые разнообразные последствия, то для решения проблемы долгосрочных географических прогнозов использовать палеогеографические аналоги можно только частично.

## Заключение

---

Анализ природной среды и палеоклиматов на территории Северной Евразии в эпохи 18 и 5—6 тыс. лет назад позволил сделать ряд выводов.

Изучение палеоклиматов плейстоцена требует принципиально нового подхода к данной проблеме. До сих пор внимание специалистов-климатологов привлекали главным образом изменения климата — наиболее яркая черта природной среды в плейстоцене: анализ их причин, глобальные характеристики (типа средних годовых для отдельных поясов, или разницы температур полюса и экватора и т.п.). В работах палеогеографов основное внимание уделялось характеристике палеоклиматов отдельных регионов по данным анализов флоры, фауны или литологии рыхлых отложений. Наш подход к этой проблеме совмещает опыт исследований и той и другой группы. Особенно важно при этом подчеркнуть необходимость использования при составлении обзорных палеоклиматических карт дедуктивного метода.

Другой важный вывод вытекает из использованного в данной работе принципа подобия мелких климатических ритмов более крупным. Учитывая, что короткие климатические ритмы последних 100—150 лет хорошо изучены инструментально и многие пространственные и временные закономерности изменения температур, количества осадков и т.д. хорошо известны, можно, используя картографический метод исследования [29] и исходя из принципа подобия, переносить в прошлое для более длительных климатических ритмов целый ряд пространственных и временных характеристик, делая, конечно, поправку на отличия природной среды той или иной изучаемой эпохи от современной. Для позднего плейстоцена, а может быть, для заключительных этапов среднего плейстоцена использование подобия при составлении палеоклиматических картосхем вполне оправдано.

Использование этого принципа позволяет более целенаправленно вести палеогеографические исследования, пытаясь найти в прошлом те черты, которые известны для современных коротких климатических ритмов. Конечно, желателен был бы переход от качественного использования принципа подобия к количественному с построением физико-математической модели подобия, по которой можно было бы рассчитывать по современным климатическим показателям такие же показатели в прошлом. Но это, видимо, дело будущего.

В заключение отметим, что использование при составлении палеоклиматических карт дедуктивного метода и создание на базе этих карт палеогеографических реконструкций природной среды на такие обширные территории, как Северная Евразия, позволило впервые дать независимую оценку огромного фактического палеогеографического материала и с единых позиций составить ландшафтные схемы для двух важнейших "временных срезов" позднего плейстоцена и голоцена: эпох максимального развития последнего покровного оледенения в северном полушарии и голоценового климатического оптимума.

## Литература

1. *Абдуназаров У.К., Волков И.А., Степанов И.Н.* Роль колебаний климата плейстоцена в формировании отложений и рельефа Приташкентского района. — Бюл. КИЧП, 1974, № 41.
2. *Абрамов Р.В.* Многолетние и сезонные изменения положения и глубины центра исландского минимума атмосферного давления по данным 1891—1962 гг. — Изв. ВГО, 1966, т. 98, вып. 4.
3. *Абрамова Т.А.* Реконструкция палеоклиматических условий эпохи раннехазарской трансгрессии Каспийского моря (по данным палеоботанического анализа). — Вестн. МГУ, География, 1975, № 1.
4. *Авенариус И.Г., Болиховская Н.С., Боярская Т.Д.* и др. Палеогеографический анализ и географический прогноз (на примере Приханкайской равнины). — В кн.: Информ. сообщ. Нац. Тихоок. комитета АН СССР. М., 1975.
5. *Адаменко О.М., Белова В.А., Полова С.М.* и др. Биостратиграфия верхнеплейстоценовых отложений Тункинской впадины. — Геол. и геофиз., 1975, № 6.
6. *Александров С.М.* Остров Сахалин. М., "Наука", 1973.
7. *Александрова А.Н., Боярская Т.Д.* Амплитуда изменчивости природных условий плейстоцена в районах с континентальным и морским климатом. — ДАН СССР, 1973, т. 213, № 1.
8. *Александровский А.Л.* Палеогеографическое значение погребенных голоценовых почв. — Бюл. КИЧП, 1975, № 44.
9. *Алексеев М.Н., Равский Э.И.* Типы климатов Восточной Азии в антропогене. — В кн.: Тепловая мелиорация северных широт. М., "Наука", 1973.
10. *Алисов Б.П., Берлин И.А., Михель В.М.* Курс климатологии, ч. 2. Л., Гидрометеоиздат, 1954.
11. *Арсланов Х.А.* Радиоуглеродная геохронология верхнего плейстоцена европейской части СССР (ледниковая и перигляциальная зоны). — Бюл. КИЧП, 1975, № 43.
12. *Ананова Е.Н., Тарасевич В.Ф.* Еще раз о флоре межледниковых слоев дер. Принеманской (бывшей Жидовщицны) Гродненской области. — В кн.: Стратиграфия и палеогеография антропогена. Минск, "Наука и техника", 1975.
13. *Архипов С.А., Вдовин В.В., Мизеров Б.В., Николаев В.А.* Западно-Сибирская равнина. М., "Наука", 1970.
14. *Асеев А.А.* Основные особенности климата Валдайского ледникового покрова в период его максимального распространения. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1969, № 1.
15. *Асеев А.А.* Древние материковые оледенения Европы. М., "Наука", 1974.
16. Атлас СССР. М., ГУГК, 1969.
17. *Ауслендер В.Г., Виздорчик М.Е., Долуханов П.М.* и др. Геохронологическое и ритмостратиграфическое расчленение плейстоцена северо-запада Русской равнины. — В кн.: Периодизация и геохронология плейстоцена. (Матер. к симпозиуму). Л., 1970.
18. *Ахмедова Р.Д.* Находки остатков грызунов из четвертичных отложений Приташкентского массива. — Узб. геол. журн., 1973, № 1.
19. *Байдал М.Х.* Долгосрочные прогнозы погоды и колебаний климата Казахстана, ч. 1, 2. Л., Гидрометеоиздат, 1964, 1965.

20. *Бараш М.С., Николаев С.Д., Блюм Н.С.* Палеотемпературный анализ трех колонок осадков Северной Атлантики, — *Океанология*, 1973, т.13, № 6.
21. *Барков Н.И., Гордиенко Ф.Г., Короткевич Е.С., Котляков В.М.* Первые результаты изучения ледяного керна из скважины со станции Восток (Антарктида) изотопно-кислородным методом. — *ДАН СССР*, 1974, т.214, № 6.
22. *Баулин В.В., Белопухова Е.Б., Дубиков Г.И., Шмелев Л.М.* Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности. М., "Наука", 1967.
23. *Белл Б.* Колебания солнечной активности как причина изменения климата. — В кн.: *Изменение климата*. М., ИЛ, 1958.
24. *Бернар Э.А.* Законы физической палеоклиматологии и логическое значение палеоклиматических данных. — В кн.: *Проблемы палеоклиматологии*. М., "Мир", 1968.
25. *Белов Н.А., Лапина Н.И.* Донные отложения Арктического бассейна. Л., "Морской транспорт", 1961.
26. *Берг Л.С.* Уровень Каспийского моря за историческое время. — В кн.: *Проблемы физической географии*, т.1, 1934.
27. *Берг Л.С.* Климат и жизнь. М., Географгиз, 1947.
28. *Берг Л.С.* Географические зоны Советского Союза. М., Географгиз, т.1, 1947; т.2, 1952.
29. *Берлянт А.М.* Картографический метод исследования природных явлений. М., Изд-во МГУ, 1971.
30. *Блютген И.* География климатов, т.2. М., "Прогресс", 1973.
31. *Борисов А.А.* Палеоклиматы на территории СССР. Л., Изд-во ЛГУ, 1965.
32. *Борисов П.М.* Может ли человек изменить климат? М., "Наука", 1970.
33. *Брайцева О.А., Евтеева И.С., Лупкина Е.Г., Сулержицкий Л.Д.* О расчленении и абсолютной геохронологии голоценовых торфяников Камчатки. — *ДАН СССР*, 1973, т.208, № 4.
34. *Бреккер У.С., Тэрбер Д.Л., Годдард Дж.* и др. Подтверждение гипотезы Миланковича точными данными по коралловым рифам и глубоководным осадкам. — В кн.: *Четвертичные оледенения Земли*. М., "Мир", 1974.
35. *Брукс К.* Климаты прошлого. М., ИЛ, 1952.
36. *Будыко М.И.* Изменения климата. Л., Гидрометеиздат, 1974.
37. *Будыко М.И.* Климат и жизнь. Л., Гидрометеиздат, 1971.
38. *Будыко М.И., Васищева М.А.* Влияние астрономических факторов на четвертичные оледенения. — *Метеорол. и гидрол.*, 1971, № 6.
39. *Бутцер К.* Палеоклиматическое значение стратиграфии плейстоцена в районе Средиземного моря. — В кн.: *Солнечная активность и изменения климата*. Л., Гидрометеиздат, 1966.
40. *Бучинский И.Е.* Колебания климата на Украине и поиски причин этих колебаний. — *Труды Укр. науч.-исслед. гидрометеорол. ин-та*, 1964, вып. 45.
41. *Вангенгейм Г.Я.* К вопросу типизации и схематизации синоптических процессов. — *Метеорол. и гидрол.*, 1938, № 3.
42. *Вангенгейм Г.Я.* Особенности атмосферной циркуляции в различных эпохах и колебания климата. — *Труды Второго Всесоюз. геогр. съезда*, т.2. М., Географгиз, 1948.
43. *Васильев Ю.М.* Особенности соотношения осадков перигляциальной и аридной формаций с морскими осадками Каспия. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1973, № 1.
44. *Величко А.А.* Природный процесс в плейстоцене. М., "Наука", 1973.
45. *Величко А.А., Лебедева И.М.* Опыт палеогляциологической реконструкции для Восточного Памира. — *Матер. гляциол. исслед.*, вып. 23. Хроника и обсуждения. М., 1974.
46. *Ви Х.Х., Челепл Д.* Астрономическая теория изменения климата, подтверждение данными с острова Новая Гвинея. — В кн.: *Четвертичные оледенения Земли*. М., "Мир", 1974.
47. *Визе В.Ю.* Льды в полярных морях и общая циркуляция атмосферы. — *Журн. геофиз. и метеорол.*, 1924, т.1, вып. 1.
48. *Визе В.Ю.* Колебания гидрологических элементов, в частности колебания уровня воды в озере Виктория в связи с общей циркуляцией атмосферы и солнечной деятельностью. — *Изв. Гос. гидрол. ин-та*, 1925, № 13.

49. *Виллер П.Б., Дорофеев Н.И., Соколовская В.Т.* История формирования озера Дундкур и динамика растительного покрова Монгольского Алтая в голоцене. — В кн.: История озер и внутренних морей аридной зоны. Л., 1975.
50. *Вительс Л.А.* Характеристики барико-циркулярного режима. Л., Гидрометеиздат, 1965.
51. *Войков А.И.* Климатические условия ледниковых явлений настоящих и прошлых (1881). — Избр. соч., т.3. М., Изд-во АН СССР, 1952.
52. *Войков А.И.* Климатические условия ледников и ледниковых покровов северного полушария настоящих и прошедших. — Метеорол. вестн., 1909, т.19, № 1.
53. *Вознячук Л.Н.* К стратиграфии и палеогеографии неоплейстоцена Белоруссии и смежных территорий. — В кн.: Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии. Минск, 1973.
54. *Возовик Ю.И., Сласская И.И.* Палеогеографические аспекты долгосрочного прогноза. — Труды 5-го совещания географов Сибири и Дальнего Востока, вып. 1, ч.1. Иркутск, 1973.
55. *Воронов П.С.* К методике палео- и меллиографического воссоздания морфометрии материков и покровных оледенений. — Изв. ВГО, 1964, № 5.
56. *Воскресенский С.С.* Геоморфология Сибири. М., Изд-во МГУ, 1962.
57. *Вурком Ван А. Я.Я.* Астрономическая теория изменений климата. — В кн.: Изменение климата. М., ИЛ, 1958.
58. *Гаель А.Г., Сафарова С.А., Маланьшин А.Н.* К палеогеографии Хреновского бора. — Научн. докл. высш. школы. Биол. науки, 1974, № 12.
59. *Геохронология СССР, т.3.* Новейший этап (поздний плиоцен-четвертичный период). Л., "Недра", 1974.
60. *Геденов А.Д.* Аномалии средней месячной температуры воздуха в связи с колебаниями климата в северном полушарии. — Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1964, № 2.
61. *Геология Северо-Восточной Азии, т.1.* Геоморфология. Л., "Недра", 1972.
62. *Герасимов И.П.* Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М., Изд-во АН СССР, 1959.
63. *Герасимов И.П.* Палеогеографическая реконструкция эпохи последнего материкового оледенения. — Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1973, № 5.
64. *Герасимов И.П., Марков К.К.* Четвертичная геология. М., Учпедгиз, 1939.
65. *Герасимов И.П., Марков К.К.* Ледниковый период на территории СССР. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1939.
66. *Гирс А.А.* Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л., Гидрометеиздат, 1971.
67. *Гирс А.А.* Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. Л., Гидрометеиздат, 1974.
68. *Глебов З.Ф., Толейко Л.С., Стариков Э.В., Жидовленко В.А.* Палинологическая характеристика и датирование по  $C_{14}$  торфяника в Александровском районе Томской области. — Вкн.: Типы болот СССР и принципы их классификации. Л., "Наука", 1974.
69. *Говоруха Л.С.* Палеогеографические аспекты изучения ледников гор Бырранга. — Изв. ВГО. 1973, № 6.
70. *Горбунова З.Н.* Некоторые закономерности распределения глинистых минералов в Тихом океане по данным бурения. — В кн.: I съезд советских океанологов. Тезисы докладов, вып. 3. Геология морей и океанов. М., "Наука", 1977.
71. *Григина О.М.* Лесные спорово-пыльцевые спектры в экстрагляциальных и перигляциальных областях Тянь-Шаня и их интерпретация. — В кн.: Палинология плейстоцена и плиоцена. М., "Наука", 1973.
72. *Григорьев А.А.* Закономерности строения и развития географической среды. М., "Мысль", 1966.
73. *Григорьев А.А.* Циркуляция атмосферы в период максимального оледенения как база для реконструкции климата ледниковой эпохи. — Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1946, вып. 37.
74. *Григорьев А.А., Будыко М.И.* О периодическом законе географической зональности. — ДАН СССР, 1956, т.2, № 1.

75. *Гричук В.П.* Верхнечетвертичная лесная фаза в истории растительного покрова Нижнего Поволжья. — Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1952, вып. 52.
76. *Гричук В.П.* Опыт реконструкции некоторых элементов климата северного полушария в атлантический период голоцена. — В кн.: Голоцен. М., "Наука", 1969.
77. *Гричук В.П.* Климатические условия северного полушария в атлантический период голоцена. — В кн.: Тепловая мелиорация северных широт. М., "Наука", 1973.
78. *Гросвальд М.Г., Лавров М.С., Потапенко Л.М.* Ледниковая стадия "мархида-вельт": двойной сдвиг Баренцева ледникового щита. — Матер. гляциол. исслед., вып. 24. М., 1974.
79. *Грюгер Е.* Растительность и климат центральной части Северной Америки в период последнего оледенения. — В кн.: Палинология плейстоцена и плиоцена. М., "Наука", 1973.
80. *Гурский Б.Н.* Нижний и средний антропоген Белоруссии. Минск, "Наука и техника", 1974.
81. *Девяткин Е.В., Мурзаева В.Э.* Плейстоценовые озера Монголии. — В кн.: История озер и внутренних морей аридной зоны. Л., 1975.
82. *Дентон Дж., Амстронг Р.Л., Стьюверт М.* История и хронология оледенений в районе залива Мак-Мёрдо, южная часть Земли Виктории, Антарктида. — В кн.: Четвертичные оледенения Земли. М., "Мир", 1974.
83. *Джанелидзе И.П.* Палеогеография Колхидской низменности в позднем плейстоцене. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1975, № 1.
84. *Дзердзевский Б.Л.* Климатология на VII конгрессе. — В кн.: VII конгресс Международной ассоциации по изучению четвертичного периода (США, 1965), М., "Наука", 1967.
85. *Дзердзевский Б.Л.* Избранные труды. Общая циркуляция атмосферы и климат. М., "Наука", 1975.
86. *Дзердзевский Б.Л., Чаплыгина А.С.* Анализ флуктуаций циркуляции атмосферы и климатического режима в различных частях северного полушария Земли. — Труды Всесоюз. Метеорол. съезда, т.3. Л., 1972.
87. *Добродеев О.П.* Почвенный покров Русской равнины в эпоху московско-валдайского межледникового. — Бюл. КИЧП, 1975, № 44.
88. *Долуханов П.М., Левковская Г.М.* История развития природной среды и первобытных культур на востоке Латвии в голоцене. — В кн.: Палинология голоцена. М., "Наука", 1971.
89. *Дроздов О.А.* Об изменении осадков Северного полушария при изменении температур Полярного бассейна. — Труды Глав. геофиз. обсерв. Л., 1966, вып. 198.
90. *Дроздов О.А., Григорьева А.С.* Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР. Л., Гидрометеиздат, 1971.
91. *Дружинин Г.В.* Береговые валы Балпашских озер и их связь с колебаниями уровня. — Изв. ВГО, 1974, № 2.
92. *Дю Тойт А.* Наши странствующие континенты. — В кн.: Проблемы перемещения материков. М., ИЛ, 1963.
93. *Жузе А.П.* Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М., Изд-во АН СССР, 1962.
94. *Загорская Н.Г., Яшина З.И., Слободин В.Я.* и др. Морские неоген (?) - четвертичные отложения нижнего течения реки Енисей. М., "Недра", 1965.
95. *Заморуев В.В.* Некоторые вопросы палеогляциологии Забайкалья в эпоху позднечетвертичного оледенения. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1967, № 6.
96. *Заррина Е.П.* Геохронология и палеогеография позднего плейстоцена на северо-западе Русской равнины. — В кн.: Периодизация и геохронология плейстоцена. (Матер. к симпозиуму). Л., 1970.
97. *Зубаков В.А.* Палеогеография Западно-Сибирской низменности в плейстоцене и позднем плиоцене. Л., "Наука", 1972.
98. *Зубаков В.А.* Планетарная последовательность климатических событий и радиометрическая шкала материкового плейстоцена. — В кн.: Чтения памяти академика Л.С. Берга, 1960—1965 гг. Л., "Наука", 1968.

99. *Ивановский Л.Н., Тимофеев Д.А.* Основные черты строения и развития рельефа и древнего оледенения гор Сибири и Дальнего Востока. — Докл. Ин-та географии Сибири и Дальнего Востока, вып. 22. Иркутск, 1969.
100. Изменение климата. Сборник Под. ред. Х. Шепли. М., 1958.
101. *Калесник С.В.* Общие географические закономерности Земли. М., "Мысль", 1970.
102. *Калинин Г.П., Марков К.К., Суетова И.А.* Колебания уровня водоемов в недавнем геологическом прошлом. — Океанология, 1966, вып. 5—6.
103. *Капица А.П., Симонов Ю.Г.* Основные проблемы регионального географического прогноза. — Докл. Ин-та географии Сибири и Дальнего Востока, вып. 43, Новосибирск, "Наука", 1974.
104. *Каплин П.А.* Новейшая история побережий Мирового океана. М., Изд-во МГУ, 1973.
105. *Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д.* Плейстоценовые криогенные явления и история вечной мерзлоты в Западной Сибири. — Докл. советских геологов на XXIV Междунар. геол. конгрессе. Проблемы 6, 12. М., "Наука", 1972.
106. *Карягин П.М., Левинтов Е.М., Чернюк А.В.* О времени и условиях образования конусов выноса на Сихотэ-Алине. ВИНТИ, Деп. № 1808—74.
107. *Кац Н.Я.* О климате ледниковых эпох в связи с развитием оледенения. — Изв. ВГО, 1960, вып. 1.
108. *Квавадзе Э.В.* Палинологическое исследование голоценового торфяника в устье р. Колхидки (Западная Грузия). — Вестн. МГУ. География, 1974, № 5.
109. *Кинд Н.В.* Позднечетвертичные изменения климата и оледенения на территории Старого Света (радиоуглеродная хронология). — Докл. советских геологов на XXIV Междунар. геол. конгрессе. Проблемы 6, 12. М., "Наука", 1972.
110. *Кинд Н.В.* Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. — Труды ГИН АН СССР, вып. 257, М., 1974.
111. *Клалчук М.Н.* Неолитические стоянки Караганда-15 и Зеленая Балка. 4. — Бюл. КИЧП, 1969, № 36.
112. *Климанов В.А.* К методике восстановления количественных характеристик климата прошлого. — Вестн. МГУ. География, 1976, № 2.
113. *Корнутова Е.И.* История развития Торейских озер Восточного Забайкалья. — В кн.: Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М., "Наука", 1968.
114. *Костяев А.Г.* Основные проблемы плейстоценовой геологии и палеогеографии Русской равнины и сопредельных гляциально-перигляциальных территорий в свете особенностей ритмики плейстоценовых отложений. — В кн.: Вопросы географии, сб. 79. М., 1970.
115. *Краснов И.И.* Кривая солнечной радиации и изменения природных условий ландшафтной оболочки в антропогене. — В кн.: Космос и эволюция организмов. М., 1974.
116. *Кузин П.С.* Циклические колебания стока рек северного полушария. Л., Гидрометеиздат, 1970.
117. *Лавров А.С.* Древнее оледенение северо-востока Русской равнины. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1973, № 6.
118. *Лазуков Г.И.* Антропоген северной половины Западной Сибири. М., Изд-во МГУ, ч.1, 1970; ч.2, 1972.
119. *Лак Г.И., Экман И.М.* О трансгрессиях Ладожского озера в голоцене. — ДАН СССР, 1975, т.222, № 1.
120. *Лам Г., Джонсон А.* Изменение климата и наблюдаемые изменения общей циркуляции атмосферы. — В кн.: Общая циркуляция атмосферы. М., "Прогресс", 1964.
121. *Левинтов Е.М.* Колебания уровня Амура в голоцене. — Вестн. МГУ. География, 1974, № 1.
122. *Лем Х.Х.* Изменения климата в исторический период, изучаемые с помощью диаграмм и карт циркуляции. — В кн.: Солнечная активность и изменения климата. Л., Гидрометеиздат, 1966.
123. *Лем Х.Х.* Климаты и циркуляционные режимы в северном полушарии во время последнего ледникового периода и после него. — В кн.: Физическая и динамическая климатология. Л., Гидрометеиздат, 1974.

124. *Лемб Г.Г.* Влияние атмосферы и океанов на изменения климата и развитие материкового оледенения. — В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., "Мир", 1968.
125. *Леонтьев О.К., Каплин П.А., Рычагов Г.И.* и др. Новые данные о четвертичной истории Каспийского моря. — кн.: Комплексные исследования Каспийского моря, вып. 5. М., 1976.
126. *Либерман А.А., Красс М.С.* Выделение скрытой периодичности с целью прогноза изменений сейсмической активности Фганской части Памиро-Гиндукушских землетрясений. Экспресс-информация ВИЭМС. Разведочная геофизика, № 23, 1974.
127. *Малышева О.Н.* О плейстоценовом аллювии Среднего Поволжья. — В кн.: Матер. по геол. Вост-Русская платформы, вып. 5. Казань, 1973.
128. *Марков К.К.* О связи между изменениями солнечной активности и климата Земли. — В кн.: Вопросы географии, сб. 12, 1949.
129. *Марков К.К.* О задачах исторической климатологии (палеоклиматологии). — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1951, № 4.
130. *Марков К.К.* География территории СССР в четвертичном периоде — антропогене (основные положения). — В кн.: Очерки по географии четвертичного периода. М., Географгиз, 1955.
131. *Марков К.К.* Типы страторайонов, главнейшие черты их развития в четвертичном периоде (гипотеза). — В кн.: Четвертичный период и его история. М., "Наука", 1965.
132. *Марков К.К.* Новейшие тектонические движения и развитие природы земной поверхности в плейстоцене. — В кн.: Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М., "Наука", 1969.
133. *Марков К.К.* Этапы развития учения о мировой географической зональности в нашей стране. — В кн.: Проблемы планетарной географии. Изд-во МГУ, 1969.
134. *Марков К.К., Величко А.А.* Четвертичный период (ледниковый период — антропогенный период), т.3. Материки и океаны. М., "Недра", 1967.
135. *Марков К.К., Бардин В.И., Лебедев В.Л.* и др. География Антарктиды. М., "Мысль", 1967.
136. *Марков К.К., Каплин П.А., Свиточ А.А., Борисов П.М.* Палеогеографические исследования как естественно-историческая основа долгосрочного географического прогноза. — Труды 5-го совещ. географов Сибири и Дальнего Востока, вып. 1, ч. 1. Иркутск, 1973.
137. *Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А.* Четвертичный период (ледниковый период — антропогенный период), т. 1—2. М., Изд-во МГУ, 1965.
138. *Марков К.К., Суетова И.А.* Эвстатические колебания уровня океана. — В кн.: Современные проблемы географии. М., "Наука", 1964.
139. *Махнач Н.А., Якубовская Т.В.* Об ископаемой флоре и растительности Колодежного рва. — В кн.: Стратиграфия и палеогеография антропогена. Минск, "Наука и техника", 1975.
140. *Миланкович М.* Математическая климатология и астрономическая теория колебания климата. М., Гостехиздат, 1939.
141. *Мирошников Л.Д.* Остатки древней лесной растительности на Таймырском полуострове. — Природа, 1958, № 2.
142. *Монин А.С.* Вращение Земли и климат. Л., Гидрометеоиздат, 1972.
143. *Моррисон Р.* Четвертичная геология Большого Бассейна. — В кн.: Четвертичный период в США. М., "Мир", 1968.
144. *Москвитин А.И.* Палеоклиматы плейстоцена Европы. — В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука", 1972.
145. *Муратова М.В.* История развития растительности и климата юго-восточной Чукотки в неоген-плейстоцене. М., "Наука", 1973.
146. *Муратова М.В., Боярская Т.Д., Либерман А.А.* Применение теории вероятностей для восстановления палеоклиматических условий по данным палинологического анализа. — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек, сб. 3. М., Изд-во МГУ, 1972.

147. *Мурзаев Э.М.* Природа Синьцзяна и формирование пустынь Центральной Азии. М., "Наука", 1966.
148. *Мурзаева В.Э.* Палеоклиматические изменения на территории Ближнего Востока. — Бюл. КИЧП, 1970, № 37.
149. *Мурзаева В.Э.* Четвертичное оледенение Пакистана и связанные с ним вопросы палеогеографии. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1974, № 3.
150. *Невесский Е.Н.* Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., "Наука", 1967.
151. *Нейштадт М.И.* История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., Изд-во АН СССР, 1957.
152. *Нейштадт М.И., Завельский Ф.С., Микляев А.М., Хотинский Н.А.* Комплексы стоянок мезолита и неолита на болоте Берендеево и Ивановское Ярославской области. — В кн.: Голоцен. М., "Наука", 1969.
153. Непреднамеренные воздействия на климат. Л., Гидрометеоздат, 1974.
154. *Никифоров Л.Г.* Последледниковое эвстатическое повышение уровня океана и его значение для развития морских побережий. — В кн.: Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии. М., "Наука", 1975.
155. *Николаев Н.И.* Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.
156. *Николаев Н.И.* О новейшем этапе развития Феноскандии, Кольского полуострова и Карелии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1967, т.42 (1).
157. *Никольская В.В.* О естественных тенденциях развития физико-географических провинций юга Дальнего Востока. Новосибирск, "Наука", 1974.
158. Новая глобальная тектоника. М., "Мир", 1974.
159. Новейшие отложения, новейшая тектоника и человек, вып. 1—6. М., Изд-во МГУ, 1969—1976.
160. Палеогеография Европы в позднем плейстоцене (опытный макет атласа-монографии). М., "Наука", 1973.
161. Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. М., "Наука", 1965.
162. Палинология голоцена. М., "Наука", 1971.
163. Палинология плейстоцена и плиоцена. М., "Наука", 1973.
164. *Панов Г.Д.* Палеотемпературные условия и палеоклиматическое районирование Европы в эпоху последнего оледенения. — Изв. ВГО, 1964, т. 96, № 6.
165. *Пахомов М.М.* Интерпретация результатов спорово-пыльцевых анализов четвертичных отложений гор Средней Азии. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1973, № 6.
166. Последний европейский ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. М., "Наука", 1965.
167. *Предтеченский П.П.* Очерки позднеледниковой и последледниковой истории климата СССР. — Труды Лаб. озероведения АН СССР, 1957, т.5.
168. Проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука", 1972.
169. Проблема палеоклиматологии. М., "Мир", 1968.
170. *Равский Э.И.* Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М., "Наука", 1972.
171. Разрез новейших отложений Иссык-Кульской впадины. Под ред. К.К. Маркова. Изд-во МГУ, 1971.
172. Разрез новейших отложений "Мамонтова гора". Под ред. К.К. Маркова. М., Изд-во МГУ, 1973.
173. *Романкевич Е.А., Баранов В.И., Христианова Л.А.* Стратиграфия и абсолютный возраст четвертичных осадков западной части Тихого океана. — МГК, XXX сессия. Докл. советских геологов. Проблема 16. М., "Наука", 1964.
174. *Рубинштейн Е.С.* Структура колебаний температуры воздуха на Северном полушарии. Л., Гидрометеоздат, 1973.
175. *Рубинштейн Е.С., Полозова Л.Г.* Современное изменение климата. Л., Гидрометеоздат, 1966.
176. *Рычагов Г.И.* Четвертичные ритмы Каспия. — В кн.: Вопр. географии, сб. 79. М., "Мысль". 1970.

177. *Рябчиков А.М.* Планетарные изменения природной среды производством. — Вестн. МГУ. География, 1971, № 5.
178. *Рябчиков А.М.* Структура и динамика геосферы, ее естественное развитие и изменение человеком. М., "Мысль", 1972.
179. *Савина С.С.* Сравнительная характеристика экстремальных периодов циркуляционных эпох XX столетия на Европейской территории СССР и в Западной Сибири. Междувед. геофиз. комитет при Президиуме АН СССР. Метеорол. исслед., № 13. М., "Наука", 1968.
180. *Саядян Ю.В.* Значение Ширакского опорного разреза для стратиграфии и палеогеографии Закавказья. — Бюл. КИЧП, 1972, № 39.
181. *Саядян Ю. В., Алешинская З. В., Рябова Е. И.* Голоценовые отложения западного побережья озера Севан. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1974, т.27, № 6.
182. *Сватков Н.М.* Основы планетарного географического прогноза. М., "Мысль", 1974.
183. *Сергин В.Я.* О подобии годовых и климатических изменений зональной циркуляции атмосферы. — ДАН СССР, 1974, т.217, № 3.
184. *Сергин С.Я.* Температура поверхности Земли в наиболее холодные и теплые эпохи позднечетвертичного времени. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1975, № 3.
185. *Сергин С.Я.* Системный анализ причин колебаний климата и оледенения Земли в плейстоцене. — Автореф. дис. на соискание учен. степени д-ра геогр. наук. Владивосток, 1975.
186. *Сергин В.Я., Сергин С.Я.* Земная поверхность — атмосфера как система автоматического регулирования. — ДАН СССР, 1966, т.171, № 4.
187. *Серебрянная Т.А.* Палеофитологическая характеристика лесов из разреза у пос. Карачиж в районе г. Брянска. — В кн.: Палинология плейстоцена. М., "Наука", 1972.
188. *Серебрянная Т.А., Ильвес Э.О.* Палинологические материалы по голоценовым отложениям Верхней Оки. — Бюл. КИЧП, 1974, № 42.
189. *Серебрянный Л.Р.* Вероятные следы ледниковых пульсаций на равнинах средней полосы Европы в позднем плейстоцене. — Матер. гляциол. Исслед. Вып. 24. Хроника и обсуждения. М., 1974.
190. *Серебрянный Л.Р.* Миграция ели на востоке и севере Европы в поздне- и послеледниковое время. — Бюл. КИЧП, 1974, № 41.
191. *Серебрянный Л.Р.* Особенности развития перегляциальных растительных зон Восточной Европы в позднечетвертичное время. — В кн.: Предфронтальные краевые ледниковые образования. Вильнюс, "Минтис", 1974.
192. *Серебрянный Л.Р.* Хроностратиграфическая шкала плейстоцена Европы. — Изв. ВГО, 1975, т.107, № 3.
193. *Серебрянный Л.Р., Халлумамедова Р.А.* Развитие озер и болот на юге Ферганской долины в голоцене. — В кн.: История озер и внутренних морей аридной зоны. Л., 1975.
194. *Симонов Ю.Г.* Региональный геоморфологический анализ. М., Изд-во МГУ, 1972.
195. *Синицын В.М.* Введение в палеоклиматологию. Л., "Недра", 1967.
196. *Синицын В.М.* Древние климаты Евразии, ч.1.2. Л., Изд-во ЛГУ, 1965—1966.
197. *Скиба Л.А.* История развития растительности Камчатки в позднем кайнозое. — Труды ГИН АН СССР, 1975, вып. 276.
198. Солнечная активность и изменения климата. Л., Гидрометеиздат, 1966.
199. *Солнцев Н.А.* О морфологии природного географического ландшафта. — В кн.: Вопросы географии, сб.16. М., Географиз, 1949.
200. *Сохина Э.Н., Рослякова В.И.* Изучение динамики ландшафтов равнин юга Советского Дальнего Востока в плейстоцене и голоцене. — В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука", 1972.
201. *Сочава В.Б.* Прогнозирование — важнейшее направление современной географии. — Докл. Ин-та геогр. Сибири и Дальнего Востока, вып. 43. Новосибирск, "Наука", 1974.
202. *Степанов В.Н.* Планетарные процессы и изменения природы Земли. М., "Знание", 1970.
203. *Стрелков С.А.* Север Сибири. М., "Наука", 1965.

204. *Стрелков С.А.* Морфоструктуры северо-восточной части Балтийского щита и основные закономерности их формирования. — В кн.: Палеогеография и морфоструктуры Кольского полуострова. Л., "Наука", 1973.
205. *Стрелков С.А.* Проблемы четвертичной геологии на 24-й сессии Международного геологического конгресса в Канаде. — Бюл. КИЧП, 1974, № 42.
206. *Сурова Т., Троицкий Л., Пуннинг Я.М.* Палеогеография и абсолютная хронология голоцена Полярного Урала. — Изв. АН ЭстССР. Хим. геол., 1975, т.24, № 2.
207. Тепловая мелиорация северных широт. М., "Наука", 1973.
208. *Тихомиров Б.А.* О лесной фазе в послеледниковой истории развития растительности Сибири и ее реликтах в современной тундре, Матер. по истории флоры и растительности СССР, вып. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1941.
209. *Троицкая Т.С.* Фораминиферы из голоценовых отложений побережья залива Петра Великого. — Труды Ин-та геол. и геофиз. С.О. АН СССР, 1973, вып. 62.
210. *Уиллет Х.С.* Циркуляция атмосферы и океана как фактор изменения климата в ледниковые и межледниковые эпохи. — В кн.: Изменение климата. М., ИЛ, 1958.
211. *Федоров П.В.* Роль планетарных трансгрессий в истории внутренних морей (на примере плейстоцена Черного моря). Докл. советских геологов на 24-м Международ. геол. конгрессе. Проблемы 6, 12. Стратиграфия и седиментология и геология четвертичного периода. М., "Наука", 1972.
212. *Федорович Б.А.* Мерзлотные образования в степях и пустынях Евразии. — Труды КИЧП, 1962, вып. 19.
213. *Фейербридж Р.* Сходимость данных об изменениях климата и об эпохах оледенения. — В кн.: Солнечная активность и изменения климата. Л., Гидрометеиздат, 1966.
214. *Фейербридж Р.* Аридность климата ледниковых эпох в Африке. — В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., "Мир", 1968.
215. *Флинт Р.Ф.* Ледники и палеогеография плейстоцена. М., ИЛ, 1963.
216. *Флинт Р.Ф., Брандтнер Ф.* Обзор флуктуаций климата за время, истекшее после последнего межледниковья. — В кн.: Солнечная активность и изменения климата. Л., Гидрометеиздат, 1966.
217. *Хмельская Л.В.* Опыт энергетической характеристики зимних атмосферных процессов над северным полушарием. Метеорол. исслед. № 13. Междувед. Геофиз. Комитет при Президиуме АН СССР. М., "Наука", 1968.
218. *Хотинский Н.А.* Палеогеографические итоги корреляции этапов развития растительности Северной Евразии в голоцене. — Автореф. дис. на соискание учен. степени д-ра геогр. наук. М., 1972.
219. *Цейнер Ф.* Плейстоцен. М., ИЛ, 1963.
220. *Чаплыгина А.С.* Колебания зональной циркуляции атмосферы северного полушария в первой половине XX столетия. — В кн.: Вопросы географии, сб. 79. М., "Мысль", 1970.
221. *Чижов О.П.* Оледенение Северной полярной области. М., "Наука", 1976.
222. *Шараф Ш.Г., Будникова Н.А.* Колебания солнечного облучения Земли, вызванные вековыми изменениями элементов земной орбиты. — ДАН СССР, 1968, т.182, № 2.
223. *Шатлер-мл. Р.* Корреляция береговых террас с климатическими циклами озера Лахонтан в Неваде. — В кн.: Солнечная активность и изменения климата. Л., Гидрометеиздат, 1966.
224. *Шварцбах М.* Климаты прошлого. Введение в палеоклиматологию. М., ИЛ, 1955.
225. *Шилова Н.Г.* Развитие растительности Монголии в плиоцене и плейстоцене. В кн.: Палинология плейстоцена и плиоцена. М., "Наука", 1973.
226. *Шулейкин В.В.* Физика моря. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1941.
227. *Щербакова Е.М.* Древнее оледенение Большого Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1973.
228. *Эмилиани Ч.* Изменение климата кайнозойской эры, определенные по стратиграфии и хронологии глубоководных колонок глобигериновых фацций. — В кн.: Солнечная активность и изменения климата. Л., Гидрометеиздат, 1966.
229. *Эмилиани Ч.* Палеотемпературы в плейстоцене. — В кн.: Четвертичные оледенения Земли. М., "Мир", 1974.

230. Юрцев Б. А. Беренгийский мост суши. Сб. под ред. Д.М. Гопкинса. Рецензия. — Бюл. КИЧП, 1973, № 40.
231. Яншин А.Л. Геология Северного Приаралья. М., 1953.
232. Beck P. Regionale Grundlagen für die Gliederung des alpinen Quartärs. — *Eclogae geol. helv.*, Bd. 47, 1954, H. 2.
233. Bernard E.A. Les bases énergétiques de la paleoclimatique théorie et l'évolution des climats. — *Ciel et terre*, 1975, v. 91, N 1.
234. Boehm-Hartmann H. Zur Entwicklungsgeschichte des Kleinen Ukleissees. — *Arch. Hydrobiol.*, 1973, Bd. 71, № 3.
235. Büdel J. Die räumische und zeitliche Gliederung der Eiszeitklimas. — *Naturwissenschaften*, 1949, № 36.
236. Büdel J. Die Klimazonen der Eiszeitalter. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, 1951, Bd. 1.
237. Büdel J. Die Gliederung der Würmkaltzeit. — *Würzburger geogr. Arb.*, 1960, H. 8.
238. Dansgaard Q., Tauber H. Glacier oxygen-18 content and Pleistocene ocean. — *Science*, 1969, v.166.
239. Eberl B. Die Eiszeitfolge in nordlichen Alpen Vorland. Augsburg, 1930.
240. Emiliani C. Paleotemperature analysis of the Caribbean cores P-6304-8 and P-6304-9 and a generalized temperature curve for the past 435 000 years. — *J. Geol.*, 1966, v. 74.
241. Ewing M., Donn W.L. A theory of Ice Ages. — *Science*, 1956, v.123, № 3207.
242. Fairbridge R.W. Recent and Pleistocene coral reefs of Australia. — *J. Geol.*, 1950, v. 58, № 4.
243. Fairbridge R.W. Eustatic changes in sea level. — *Phys. and Chem.*, 1961, v.4.
244. Fairbridge R.W. Climatology of a glacial cycle. — *Quatern. Res.*, 1972, № 2.
245. Firbas F. Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Jena, 1949.
246. Flint R.F. Present knowledge of Late Cenozoic glaciation. — *Bul. perygl.*, 1973, v.23.
247. Flohn H. Studien zur atmosphärischen Zirkulation in der letzten Eiszeit. — *Erdkunde*, 1953, H. 4.
248. Flohn H. Grundfragen der Paläoklimatologie im Lichte einer theoretischen Klimatologie. — *Geol. Rndsch.*, 1964, Bd. 54.
249. Flohn H. Ein geophysikalisches Eiszeit-Modell. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, 1969, Bd. 20.
250. Flohn H. Unbeabsichtigte und geplante Klimaänderung. — *Phys.* 1971. Plenarvorträge 36. Physikertag. Essen. Stuttgart, 1971.
251. Francis P. Fire and ice. — *New Sci.*, 1975, 67, № 956.
252. Frenzel B. Die Vegetations- und Landschaftszonen Nord-Eurasiens während der letzten Eiszeit und während der postglacialen Wärmezeit. Wiesbaden, 1959.
253. Frenzel B. Die Klimaschwankungen des Eiszeitalter. Bauschweig, 1967.
254. Frenzel B. Grundzüge der pleistozänen Vegetationsgeschichte Nord-Eurasiens. Wiesbaden, 1968.
255. Fuji S., Fuji N. Postglacial sea level in the Japanese Islands. — *J. Geosci. Osaka City Univ.*, 1967, v. 10.
256. Gabert P. Les plaines occidentales du Po et leur piedmonts (Piemont, Lombardie Occidentale et Gentaie). — *Étude morphol.*, 1962.
257. Gams H., Nordhagen R. Postglaciale Klimaänderungen und Erdkrustenbewegungen in Mitteleuropa. — *Mitt. Geogr. Ges. München*, 1923, Bd. 16.
258. Gross H. Die bisherigen Ergebnisse von C<sub>14</sub>-Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, 1958, Bd. 9.
259. Kemp E.M. Reworked palynomorphs from the West Ice Shelf area, East Antarctica, and their possible geological and palaeoclimatological significance. — *Mar. Geol.*, 1972, v. 13, N 3.
260. Klute F. Eiszeit und Klima. — *Frankf. geogr. Hefte*, 1937, Bd. 11.
261. Klute F. Verschiebung der Klimagebiete der letzten Eiszeit. — *Petermanns geogr. Mitt.*, 1930, erg. H. 209.
262. Klute F. Rekonstruktion des Klimas der letzten Eiszeit in Mitteleuropa auf Grund morphologischer und pflanzen-geographischer Tatsachen. — *Geogr. Rndsch.*, 1949, Bd. 1.
263. Klute F. Das Klima Europas während des Maximums der Weichsel — Würm Eiszeit und die Änderung bis zur Jetztzeit. — *Erdkunde*, 1951, Bd. 5.

264. Köppen W., Wegener A. Die Klimate der geologischen Vorzeit, Berlin, 1924.
265. Ku T.L., Broecker W.S. Rates of sedimentation in the Arctic Ocean. — Progress Oceanog., 1967, v.4.
266. Le Masurier W.E. Volcanic record of Antarctic glacial history. Implications with regard to Cenozoic sea levels. — In: Pol. Geomorphol. London, 1972.
267. Machatschek F. Zur Klimatologie des Eiszeitalters. — Vortr. Ver. Verd. naturwiss. Kenntn. H. 75. Wien, 1935.
268. Martonne E. de. Traité de géographie physique, 1909.
269. Milankovitch M. Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. Handb. Klimatologie, 1930, Bd. 14.
270. Milankovitch M. Astronomische Mittel zur Erforschung der erdgeschichtlichen Klimate. — Handb. Geophysik, 1938, Bd. 9, Lfg. 3.
271. Mitchell J.M. Recent secular changes of global temperature. — Ann. N.Y. Acad. Sci., 1961, v.95, № 1.
272. Mörrner N.A. The Holocene eustate sea level problem. — Geol. en mijnbouw., 1971, Bd. 50, № 5.
273. Mörrner N.A. The cold-warm changes during the last ice age with special reference to the stratigraphy at Dosebacka and Ellesbo in southwest Sweden. — Stockholm Contribs. Geol., 1971–1973, v.24.
274. Noelke F. Das Problem der Entwicklungsgeschichte unseres Planetensystems. Berlin, 1908.
275. Olausson E. Evidence of climatic change in North Atlantic: deep sea cores, with remarks on isotopic paleotemperature analysis. — In: Progress Oceanog., 1965, v.3. Norwich; Pergamon.
276. Penck A., Brückner E. Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. 1–3, Leipzig, 1901–1909.
277. Penck A. Das Klima der Eiszeit. — Verh. III Intern. Quart. Konf., Wien, 1938.
278. Poser H. Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würm Eiszeit in nicht vereiseten Mittel und Westeuropa. — Naturwissenschaften, 1947, N 34.
279. Poser H. Boden und Klimaverhältnisse in Mittel und Westeuropa während der Würmzeit. — Erdkunde, 1948, N 2.
280. Poser H. Zur Rekonstruktion der spätglazialen Luftdruckverhältnisse in Mittel und Westeuropa auf Grund der vorzeitlichen Binnendünen. — Erdkunde, 1950, N 4.
281. Sauramo M. Land uplift with hingelines in Fennoskandia. — Ann. Acad. Sci. Fenn., 1955, Ser. A, Bd. III, N 44.
282. Shafer W. Flora pleocenska z Kroskienka nad Dunajcem. — Rozpr. wyd. mat.-przyrod., 1946, t. 72.
283. Shepard E.P. Sea level changes in the past 6000 years, possible archeological significance. — Science, 1964, v. 143.
284. Simpson G.C. World climate during the Quaternary period. — Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 1934, N60.
285. Soergel W. Die eiszeitliche Temperaturminderung in Mitteleuropa. — Jahresber. und Mitt. Oberrhein. geol. Ver., Stuttgart, 1942, Bd. 31.
286. Troll C. Tatsachen und Gedanken zur Klimatypenlehre. — Festschrift J. Sölich., Wien, 1951.
287. Troll C. Karte des Jahreszeitklimats der Erde. — Erdkunde, 1964, N 18.
288. Willett H.C. The general circulation at the last (Würm) glacial maximum. — Geografiska ann., 1950, H. 3-4.
289. Williams J., Barry R.G., Washington W.M. Simulation of the climate at the last glacial maximum using the NGAR global circulation model. — Inst. Arctic and Alpine Res. Occas. Pap., 1973, N 5.
290. Woldstedt P. Das Eiszeitalter. Stuttgart, 1929.
291. Woldstedt P. Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartars. Stuttgart, 1961, Bd. 1-2; 1965, Bd. 3.
292. Watkins N.D., Keany J., Ledbetter M.T., Huang Ter Chien. Antarctic glacial history from analyses of icerafted deposition in marine sediments: new model and initial tests. — Science, 1974, 186, N 4163.
293. Zagwijn W.H. The paleogeographic evolution of the Netherlands during the Quaternary. — Geol. en mijnbouw, 1973, v.53, N 6.

Предисловие ( <i>К.К. Марков</i> ) . . . . .	3
Введение . . . . .	5
1. К вопросу о колебаниях климата и причинах оледенений плейстоцена ( <i>И.Г. Авенариус</i> ) . . . . .	8
2. Принципы построения палеоклиматических схем ( <i>И.Г. Авенариус</i> ) . . . . .	12
3. Климатические условия и некоторые черты ландшафтов Северной Евразии в эпоху максимального развития последнего покровного оледенения ( <i>И.Г. Авенариус, М.В. Муратова</i> ) . . . . .	26
4. Климатические условия и некоторые черты ландшафтов Северной Евразии в эпоху голоценового климатического оптимума ( <i>И.Г. Авенариус, М.В. Муратова</i> ) . . . . .	42
5. Основные особенности природной среды в эпохи 18 и 5—6 тыс. лет назад и палеогеографические аспекты долгосрочного географического прогноза ( <i>И.Г. Авенариус, М.В. Муратова, И.И. Спасская</i> ) . . . . .	54
Заключение . . . . .	63
Литература . . . . .	65

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ — ГОЛОЦЕНЕ И ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ

Утверждено к печати Тихоокеанским институтом географии Дальневосточного научного центра Академии наук СССР

Редактор *Н.Н. Прокофьева*. Художественный редактор *С.А. Литвак*  
Технические редакторы *Л.В. Русская, Л.А. Куликова*

ИБ № 5429

Подписано к печати 31.10.78. 1 — 19737. Формат 60×90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Усл.печ.л. 4,8. Уч.-изд.л. 5,4. Тираж 750 экз. Тип. зак. 595. Цена 80 коп.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94<sup>а</sup>  
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

## ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
23	10 сл.	земной	зимней
31	21 св.	территории, СССР	территории СССР

80 КОП.

2786