

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЛАВНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ им. А. И. ВОЕЙКОВА

ТРУДЫ

ВЫПУСК 316

ОБЩАЯ И СИНОПТИЧЕСКАЯ
КЛИМАТОЛОГИЯ

Под редакцией

д-ра геогр. наук О. А. ДРОЗДОВА
и канд. геогр. наук Е. В. ВОРОБЬЕВОЙ

Ленинградский
Гидрометеорологический институт
БИБЛИОТЕКА
Л-д 193195, Малый пр. 98



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ

ЛЕНИНГРАД • 1974

273092.

05
712

Сборник посвящен исследованию временной и пространственной структуры колебаний климата (температуры, осадков, сильных ветров), внутриатмосферных связей и установлению их возможных причин, а также использованию результатов исследований для долгосрочных и сверхдолгосрочных (климатологических) прогнозов с учетом влияния солнечной активности и хозяйственной деятельности человека. Помимо этого в сборник включены методические работы, направленные на рациональное использование данных об осадках в прогнозах, климатической обусловленности засух и особенностей климатического режима вёсен в Северном Казахстане.

Сборник рассчитан на специалистов метеорологов, климатологов, гелиогеофизиков, работников в области долгосрочных прогнозов погоды, преподавателей, аспирантов и студентов гидрометеорологической специальности.



ЭНЕРГЕТИКА АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ И КОСМИЧЕСКИЕ ЛУЧИ

Одна из основных задач общей циркуляции атмосферы заключается в том, чтобы найти ответ на вопрос, каким образом, под действием каких факторов некоторая часть потенциальной энергии атмосферы превращается в кинетическую энергию, в энергию атмосферных движений [1, 6, 22]. В технике известны многочисленные установки, в которых подводимая энергия идет на расширение газа или пара, который толкает поршень или лопасть турбины. Коэффициент полезного действия таких машин невысок, поскольку значительная часть энергии идет на нагревание самой установки. Коэффициент полезного действия земной атмосферы, если рассматривать ее как тепловую машину, должен быть еще ниже. Примерно только один процент энергии, получаемой атмосферой Земли от Солнца, идет на генерацию кинетической энергии [6, 16, 20, 21]. Примерно таким же низким коэффициентом полезного действия обладали паровые машины Уатта и братьев Черепановых. Однако для газовой оболочки планеты его следует признать скорее высоким. Лоренц впервые обратил внимание на это обстоятельство и показал, что такой коэффициент полезного действия является максимально возможным для такого рода установки, какой является атмосфера Земли [6, 20]. Это обстоятельство наводит на мысль о наличии в атмосфере Земли какого-то механизма, стимулирующего генерацию кинетической энергии в объеме, максимально возможном для такого рода тепловой «установки», какой является атмосфера Земли.

Кинетическая энергия, вырабатываемая в атмосфере Земли, не пропорциональна подводимой к Земле энергии, не пропорциональна она и потенциальной энергии атмосферы. Кинетическая энергия не составляет какой-то постоянной доли от потенциальной энергии атмосферы. Обнаруживается даже обратная связь между потенциальной энергией атмосферы и ее кинетической энергией. Летом, когда потенциальная энергия достигает максимальных значений, кинетическая энергия становится минимальной, зимой картина меняется. На рис. 1 приведены в одних и тех же единицах кривые годового хода энергии потенциальной, внутренней, энергии парообразования и кинетической энергии в атмосфере северного полушария

Земли по данным Оорта [21]. Хорошо видно, что ход кинетической энергии обратен годовому ходу общих энергетических запасов атмосферы, которые являются функцией годового хода лучистого притока тепла к северному полушарию. Аналогичные данные были получены Е. П. Борисенковым [1].

Если заглянуть в далекую историю климатов Земли, то окажется, что холодные эпохи, эпохи низких энергетических запасов атмосферы, были в то же время очень ветренными эпохами, а эпохи теплые — спокойными, т. е. кинетическая энергия атмосферы была большей тогда, когда потенциальная энергия была наименьшей. Эти факты заставляют сделать предположение о наличии какого-то механизма, способствующего переводу части потенциальной энергии, независимо от общей ее части, в кинетическую.

Многочисленные исследования последних лет [5, 6, 17, 18, 22] показывают, что генерация кинетической энергии может существенно отличаться в двух соседних годах, хотя и приток энергии к Земле и потенциальная энергия атмосферы были в обоих случаях одинаковыми.

Характер и интенсивность общей циркуляции атмосферы зависят от распределения очагов генерации кинетической энергии, от того баланса, который устанавливается между генерацией и диссипацией кинетической энергии [6, 18]. Поскольку условия для диссипации энергии остаются примерно одинаковыми, то и количество диссипирующей энергии в атмосфере

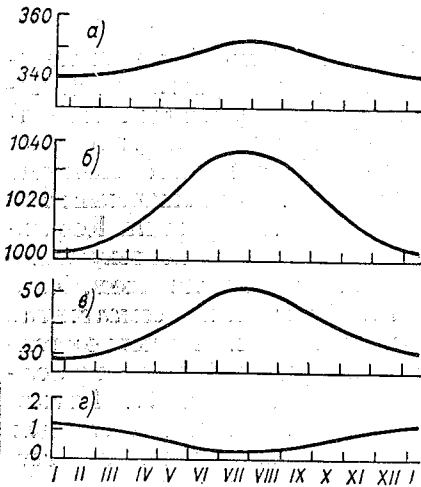


Рис. 1. Годовой ход энергии потенциальной (а), внутренней (б), энергии преобразования (в) и общей кинетической энергии (г) в атмосфере северного полушария.

определяется главным образом количеством генерируемой энергии. Полная кинетическая энергия всех видов движений в атмосфере оценивается величиной порядка $15 \cdot 10^5$ Дж/м². Составляя сравнительно ничтожную долю от общих энергетических запасов атмосферы (см. рис. 1), она фактически определяет течение всех погодных процессов. По имеющимся многочисленным оценкам, скорость генерации (диссипации) кинетической энергии составляет 4—6 Вт/м². Сравнение этой величины с полной кинетической энергией показывает, что если бы не происходило постоянного пополнения кинетической энергии, вся энергия атмосферы была бы растрачена за время порядка нескольких суток.

Наибольшие запасы кинетической энергии сосредоточены в субтропической зоне [5, 6, 10], наибольшая генерация и диссипация кинетической энергии также происходят в этой зоне. Из субтропической зоны часть кинетической энергии выносится в умеренные и полярные широты. Кроме того, благодаря западному переносу кинетическая энергия выносится из районов высотного циклогенеза в соседние районы [18, 22].

Особый интерес для метеорологов представляет исследование меридиональных составляющих циркуляции, которые хотя и слабее зональных составляющих на порядок и более, но определяют изменения характера общей циркуляции атмосферы, изменение погодных условий. Строго зональная циркуляция, сохраняющаяся в течение всего года, несмотря на ее громадные энергии, не обеспечивает резких изменений метеорологических параметров. Таким образом, поток энергии, идущий на создание погодообразующей меридиональной циркуляции в атмосфере, оказывается на три порядка меньше общего потока энергии, необходимого для поддержания общей кинетической энергии атмосферы. Холопайнен [12] впервые обратил внимание на незначительность этой величины. По его оценкам, поток энергии, идущей на поддержание меридиональной циркуляции, равен всего 10^{-3} Вт/м².

И энергия для создания зональной циркуляции в верхней тропосфере (около 1 Вт/м²) и энергия для создания меридиональной циркуляции в верхней тропосфере (около 10^{-3} Вт/м²) черпаются из потенциальной энергии атмосферы. Постоянно то в одном, то в другом районе частицы воздуха приобретают кинетическую энергию. Эти районы являются источниками кинетической энергии атмосферы.

Чтобы возросла кинетическая энергия частицы воздуха, последняя должна принять участие в каком-то нисходящем движении и потерять часть своей потенциальной энергии, подобно тому как грузик маятника приобретает кинетическую энергию, двигаясь к нижней точке своей дугообразной траектории. Когда частица движется по изогипсе на постоянной высоте и выполняется геострофическое приближение, она не может принять участие в нисходящих потоках и приобрести кинетическую энергию за счет потенциальной. Как в теоретических [23], так и в экспериментальных работах показано, что только при появлении агеострофических составляющих ветра происходит генерация кинетической энергии в атмосфере Земли [18].

Существуют большие трудности в объяснении природы агеострофических составляющих ветра и генерации кинетической энергии именно в верхней тропосфере, где формируются макромасштабные особенности общей циркуляции атмосферы. Если в слое нижней тропосферы толщиной около 2 км появление агеострофических составляющих ветра объяснимо воздействием подстилающей поверхности на поток и скорость генерации сбалансирована скоростью диссипации энергии и не меняется существенно от одного периода к другому, то в верхней тропосфере в слое 8—12 км уровень генерации кинетической энергии испытывает большие и пока необъясни-

мые изменения [5, 16, 17, 18]. Даже в течение одного месяца величина генерируемой кинетической энергии может меняться несколько раз в одном и том же районе [17].

И для генерации кинетической энергии зонального ветра и для генерации кинетической энергии меридиональных движений — везде необходимо появление соответствующих агеострофических составляющих ветра. Предпринимались неоднократные попытки получить величину агеострофических составляющих ветра исходя из существующего поля скоростей. Этот путь оказался бесперспективным по двум обстоятельствам. Существующее поле ветра — это результат работы источников кинетической энергии в предшествующий период времени. Если использовать существующее поле ветра как источник агеострофических составляющих, тогда можно получить лишь эволюцию все того же поля ветра, но не его преобразование. Вместе с тем понимание природы агеострофических составляющих в верхней тропосфере будет решающим шагом в понимании законов, управляющих общей циркуляцией атмосферы, и процессов погодообразования.

Благодаря работам главным образом немецких метеорологов в последние годы достигнуты определенные успехи в изучении агеострофических составляющих ветра в тропосфере. Исследована разница в направлении и скорости между реальным (наблюденным) ветром и геострофическим, вычисленным на основании учета распределения давления в районах с густой сетью аэрологических станций. Наибольшие расхождения наблюдаются на уровнях 200—300 мб, где различия в скорости ветра достигают 30—40% и становятся тем больше, чем больше величины реальных наблюдаемых ветров [14, 15]. Этот факт хорошо увязывается с результатами изучения генерации кинетической энергии в верхней атмосфере. Кинетическая энергия велика там, где происходит интенсивная генерация ее, отсюда агеострофический ветер, определяющий скорость генерации кинетической энергии, больше там, где больше реальный ветер. Минимум агеострофического ветра расположен на уровнях 700—500 мб, как и минимум генерации кинетической энергии в атмосфере. Наконец максимум агеострофического ветра у Земли совпадает с максимумом скорости генерации кинетической энергии. Кляйншмидт в работе [15] отметил чрезвычайно важное обстоятельство: в средней тропосфере отклонение реального ветра от геострофического невелико и носит случайный характер, так что, по-видимому, это различие обусловлено ошибками наблюдений за давлением и ветром. В верхней же тропосфере отклонение ветра от геострофического достаточно велико и упорядоченно. Он отметил, что на больших площадях периодически появляется агеострофический ветер одного и того же направления и необходимо искать какие-то причины этого явления [15].

Канг в одной из своих последних работ также поднимает вопрос о необычном расположении областей генерации кинетической энергии в атмосфере [18]. На рис. 2 приводится высотно-широтный разрез скорости генерации кинетической энергии за зимний период

над Северной Америкой, заимствованный из данной работы. Обращает на себя внимание наличие двух центров максимальной генерации кинетической энергии, на широте около 25 и 37°; эти области совпадают с наибольшими отклонениями ветра от геострофического. Но самое интересное заключается в том, что области генерации кинетической энергии жестко ограничены сверху и снизу и как бы закреплены над субтропическими широтами. Автор затруднился дать какие-либо объяснения этого факта.

Современные теоретические объяснения появления агеострофического ветра основываются на двух гипотезах [7]: либо имеет

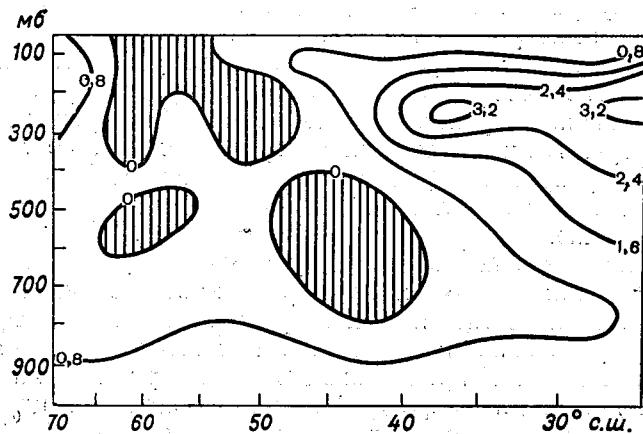


Рис. 2. Высотно-широтный разрез скорости генерации кинетической энергии, ($\text{Вт}/\text{м}^2$ (50 мб), осредненной за три зимних месяца, над Северной Америкой.

место ускорение движущихся частиц воздуха, либо горизонтальный макротурбулентный обмен воздействует на стационарный воздушный поток. Учитывая данные, приведенные на рис. 2, а также тот факт, что коэффициент макротурбулентного обмена не меняется с высотой достаточно сильно от 850 до 150 мб, можно считать, что главный фактор, приводящий к появлению агеострофического ветра, связан с ускорением движущихся частиц воздуха. Можно поставить вопрос, способны ли заряженные частицы, вторгаясь в атмосферу Земли, вызывать значительные ускорения частиц воздуха. Если это возможно, тогда вторгающиеся потоки протонов высокой энергии могут служить стимуляторами процесса обращения доли потенциальной энергии атмосферы в кинетическую и тогда характер и интенсивность общей циркуляции атмосферы будут зависеть от притекающего к Земле потока протонов высокой энергии.

Из исследований солнечно-атмосферных связей известно, что лучшие связи между Космосом и циркуляцией атмосферы обнаруживаются, когда используется напряженность меридиональной

[8, 9] составляющей циркуляции. С другой стороны, для прикладных задач наиболее интересны также изменения этой составляющей.

Существующие запасы кинетической энергии в меридиональной составляющей циркуляции — это фактически итог работы некоторых источников мощностью 10^{-3} Вт/м². Об этом уже говорилось выше. Доступная вихревая потенциальная энергия переводилась в кинетическую энергию меридиональных движений. Этот процесс для удобства дальнейшего изложения назовем «выполняющим» процессом. Основа или причина появления его в атмосфере Земли заключается в том, что в определенном районе в определенное время сложились благоприятные условия для появления другого процесса — «управляющего». Суть этого процесса заключается в том, что в этом районе реальный ветер по каким-то причинам стал отличаться от геострофического. Выше уже отмечалось, что агеострофическая составляющая ветра в верхней тропосфере составляет величину порядка нескольких десятков процентов от реального ветра. Если на создание меридиональной составляющей циркуляции требуется поток энергии 10^{-3} Вт/м², то на создание агеострофической составляющей необходимо 10^{-4} Вт/м², т. е. на порядок меньше.

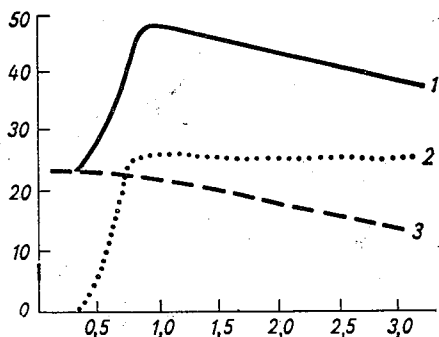
Приведенные оценки, конечно, нуждаются в уточнении. До сих пор, к сожалению, не были проведены исследования энергетики агеострофических составляющих ветра в верхней тропосфере, что связано с определенными техническими и вычислительными трудностями. Вместе с тем приведенные оценки порядка величин энергии, необходимой для перестройки меридиональной циркуляции, изменения характера общей циркуляции атмосферы, изменения погоды наконец поражают своей небольшой величиной по сравнению с теми величинами, которыми обычно оперируют в метеорологии и которые соизмеримы с лучистыми притоками энергии в атмосферу Земли, равными примерно 10^3 Вт/м². Энергетика процессов, управляющих погодой, на семь-восемь порядков меньше энергетики процессов, обеспечивающих сохранение теплового режима газовой оболочки Земли, она сравнима с выработкой энергии, производимой людьми в некоторых районах мира. Из этого, правда, не следует вывод, что люди сейчас в состоянии влиять на погодообразующий процесс, на создание агеострофических составляющих ветра в верхней тропосфере, которые стимулируют генерацию кинетической энергии меридиональной циркуляции. Вырабатываемая людьми энергия излучается в атмосферу, но атмосфера имеет необычайно низкий коэффициент полезного действия: около 1% для генерации зональной кинетической энергии, как отмечалось выше, и около 10^{-3} % для генерации меридиональной циркуляции. Положение коренным образом бы изменилось, если бы вырабатываемая людьми энергия могла быть передана непосредственно частицам воздуха для создания некоторого упорядоченного движения в атмосфере. При обсуждении возможностей воздействия человека на крупномасштабные циркуляционные процессы было отмечено, что воздействие небольших энергий, приложенных к горизонтальным

и вертикальным скоростям длительное время, гораздо эффективнее громадных тепловых затрат [11]. Предлагалось, например, поднимать в воздух тысячи вертолетов, чтобы, влияя на вертикальные движения, изменять макромасштабную циркуляцию.

Человек не располагает сейчас реальными возможностями, чтобы доступную энергию эффективно переводить в кинетическую энергию движущегося газа. Различного рода вентиляторы, аэродинамические трубы и т. п. — малоэффективные и дорогостоящие устройства. Однако в природе существует один очень эффективный механизм создания упорядоченного движения в газе, в котором почти вся имеющаяся энергия может быть передана газу. Этот механизм осуществляется при прохождении упорядоченного потока высокоэнергичных частиц через холодный газ. Благодаря упругим

Рис. 3. Сечение для упругого и неупругого взаимодействия протонов высоких энергий с протонами и нейтронами.

По оси абсцисс — кинетическая энергия протонов, 10^9 эВ. По оси ординат — сечение в миллибарах, 10^{-27} см². 1 — полное взаимодействие, 2 — неупругое, 3 — упругое.



и квазиупругим соударениям почти вся энергия высокоэнергичных частиц может быть рассеяна на частицах газа, в котором появятся упорядоченные движения. На этом принципе основана работа водоструйных и пароструйных насосов. Когда из ускорителя протонов или других высокоэнергичных частиц поток выводят в газовую мишень, в ней возникает циркуляция газа.

В атмосферу Земли постоянно вторгается поток высокоэнергичных частиц, генерированных в недрах Галактики и на поверхности Солнца. С ростом энергии, особенно в области энергии 10^9 эВ и выше, заряженные частицы теряют большую долю энергии в неупругих соударениях с частицами газа, однако со временем частица теряет свою энергию, затормаживается и, оказавшись вне указанного интервала, оставшуюся энергию тратит в упругих и квазиупругих соударениях. На рис. 3 приводятся сечения упругих и неупругих взаимодействий протона с протонами [2] в зависимости от энергии налетающего протона.

В метеорологической науке около 40 лет назад установилось мнение, что космические лучи представляют собой совершенно ничтожный источник энергии для земной атмосферы, который сравним

с лучистой энергией, приходящей от звезд, или с энергией, идущей из недр Земли [8]. Когда складывалось убеждение, что космические лучи никак не влияют на циркуляцию атмосферы, ни об энергетике космических лучей, ни об энергетике атмосферы ничего не было известно. Ошибка некоторых ученых, пытавшихся оценивать значение разных притоков энергии к атмосфере Земли, заключается в том, что энергию, вносимую космическими лучами, они рассматривали с тех же позиций, как и все остальные потоки лучистой энергии, входящие в атмосферу. Этого делать нельзя по той причине, что всякий поток лучистой энергии неизбежно должен быть вовлечен в малоэффективный цикл тепловой машины, в то время

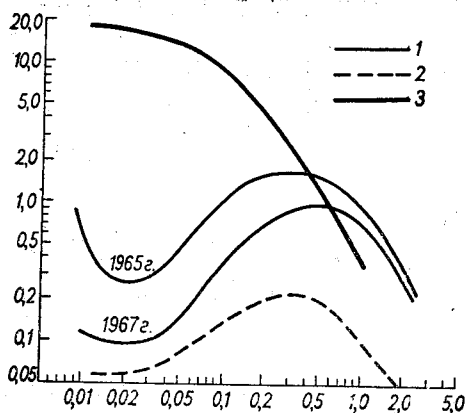


Рис. 4. Дифференциальные спектры галактических протонов в максимуме и минимуме солнечной активности (1), альфа-частиц (2) и протонов, генерированных в солнечных вспышках (3).

По оси абсцисс — кинетическая энергия протонов, 10^9 эВ. По оси ординат — поток частиц, $\text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1} \times 10^4$.

как протоны высокой энергии могут непосредственно усилить или ослабить «управляющий» механизм погодообразования. Рассеивая свою энергию в атмосфере Земли, протоны высокой энергии могут создавать в слое, в котором они поглощаются, некоторое упорядоченное движение. Это движение, будучи несвязанным со строением барического поля, может создать агеострофическую составляющую ветра, благодаря которой начнется перевод потенциальной энергии в кинетическую энергию меридиональной циркуляции. Вопрос заключается в том, в состоянии ли протоны высокой энергии создать в верхней тропосфере достаточный для перестройки поля агеострофический ветер.

В результате интенсивных исследований космического пространства выяснилось, что в атмосферу Земли вторгаются протоны, альфа-частицы и ядра более тяжелых атомов и что даже малые вспышки на Солнце постоянно добавляют в поток частиц галактического происхождения частицы солнечного происхождения [3, 19]. На рис. 4 приводятся последние данные о спектрах заряженных частиц, вторгающихся в атмосферу. С учетом этих данных осредненный во времени поток энергии, притекающий из Космоса к магнитосфе-

ре Земли, можно оценить величиной порядка 10^{-3} эрг·см⁻²·с⁻¹ или 10^{-6} Вт/м².

Изменяющаяся конфигурация магнитных полей в околоземном Космосе, меняющийся уровень хромосферной активности Солнца могут приводить к тому, что приносимая к Земле энергия может либо возрастать, либо убывать в несколько раз. Нам интересуют те ситуации, когда приносимая энергия возрастает и потому для грубой оценки мы примем величину $3 \cdot 10^{-6}$ Вт/м² для протонов в диапазоне энергий $3 \cdot 10^8$ — $3 \cdot 10^9$ эВ. Мы обращаем внимание на протоны этой энергии по ряду обстоятельств: а) энергия этих протонов поглощается в тонком слое верхней тропосферы; б) протоны этой энергии основную долю своей энергии расходуют на упругие и квазиупругие взаимодействия с частицами воздуха; в) протоны этой энергии эффективно взаимодействуют с магнитными полями Космоса, а также с магнитным полем Земли; г) протоны этой энергии, наконец, несут значительную долю энергии всех высокоэнергичных частиц в Космосе.

Все вариации потоков протонов в космическом пространстве за суточный интервал, не имели бы существенного значения для циркуляции атмосферы, поскольку поток энергии едва ли бы мог быть больше 10^{-6} Вт/м². Земля обладает мощным магнитным полем, строение которого таково, что оно способно фокусировать заряженные частицы, попадающие в сферу его воздействия. Сфера, которая захватывает протоны указанных выше энергий, имеет радиус, в 2—3 раза больший радиуса Земли [4]. Изотропный поток протонов может захватываться поверхностью магнитосферы, равной 10^{20} см². Упорядоченный земным магнитным полем поток протонов может покинуть магнитосферу в области магнитной аномалии, размеры которой обычно занимают площадь от 10^{17} до 10^{18} см². Таким образом, после прохождения магнитосферы поток протонов может оказаться уплотненным в сотни и тысячи раз. В атмосферу Земли в отдельных благоприятных районах в отдельные благоприятные периоды может вноситься заряженными частицами энергия от $3 \cdot 10^{-4}$ до $3 \cdot 10^{-8}$ Вт/м². Конечно, часть этой энергии будет потеряна на неупругие соударения, часть будет рассеяна в неупорядоченных движениях, однако сам факт сходства порядков энергий между «управляющим» процессом в верхней тропосфере и энергией, вносимой туда протонами высокой энергии, заставляет пересмотреть отношение к космическим лучам. Протоны высокой энергии могут стимулировать перевод потенциальной энергии в кинетическую энергию меридиональной циркуляции.

Приведенные выше оценки безусловно не являются решающим доказательством связи космических лучей с характером и интенсивностью общей циркуляции атмосферы. Решающие доказательства может дать только специально поставленный эксперимент, в котором одновременно будут даны оценки генерации кинетической энергии меридиональной циркуляции и оценки поглощаемой в верхней тропосфере энергии протонов, выходящих из магнитосферы Земли. В работах Мустеля, Щуки, Шурманса и Сазонова приводи-

лись доказательства связи моментов вторжения протонов высокой энергии с моментами возмущения атмосферной циркуляции. Это косвенно подтверждает справедливость приводимых здесь энергетических оценок и убеждает в необходимости проведения специально поставленного эксперимента.

Необходимость специального эксперимента диктуется тем, что в обычной метеорологической практике наблюдения ведутся за энергоемкими процессами, которые легко наблюдаются и оцениваются. Например, превращение одного вида энергии в другой можно оценить и по обычным аэрологическим данным. Для определения агеострофических составляющих ветра уже необходима густая сеть аэрологических станций и учащенные подъемы зондов. Для оценок притока энергии, идущей на генерацию агеострофических составляющих зональной и меридиональной циркуляции, потребуются еще более частая сеть станций и более частые подъемы. Особенно частые подъемы будут необходимы для получения времени запаздывания между максимумом генерации кинетической энергии и максимумом агеострофического ветра. Специальный эксперимент должен быть направлен на вскрытие интимных процессов, протекающих в атмосфере Земли, которые мы выше назвали «управляющими» процессами.

В деятельности человека процесс «управляющий» легко отличить от процесса «выполняющего»: перевод железнодорожной стрелки, включение рубильника определяют дальнейшее движение поезда или работу мощной энергосистемы, хотя энергетически нет никакой связи между первым процессом и вторым. В природных условиях такая связь может существовать, но отделить первый процесс от второго не всегда удается. Действует определенный гипноз наличия имеющихся у исследователя данных об энергоемких процессах. Не исключено, что к изучению управляющих процессов, которые будут определять будущее состояние атмосферной циркуляции, метеорология только подходит, а попытки из текущей циркуляции извлечь информацию о будущей циркуляции объясняются тем, что у метеорологов нет иного выбора, поскольку интимные, управляющие погодообразованием процессы лежат вне поля зрения существующих методов наблюдений.

Если протоны высокой энергии определяют основные особенности атмосферной циркуляции, тогда информацию о будущем состоянии погоды следует искать в текущих процессах, протекающих на Солнце и в космическом пространстве. В плазме Солнца и в безвоздушном космическом пространстве магнитные поля могут существовать месяцы и годы и определять режим облучения Земли протонами высоких энергий. Нигде в атмосфере и на поверхности Земли немислимо столь длительное хранение информации. Оценивая с этих позиций возможности долгосрочного метеорологического прогноза, мы можем отметить большие перспективы в этом направлении, которые могут открыться в том случае, если будет использоваться гелиокосмическая информация, определяющая ход управляющего погодообразующего процесса.

Самое интересное

Использование протонов высокой энергии в качестве стимулятора генерации кинетической энергии в атмосфере объясняет: а) высоту генерации кинетической энергии в верхней тропосфере — протоны высокой энергии поглощаются на тех же высотах; б) широту преимущественной генерации кинетической энергии — протоны указанной энергии упорядоченно входят в атмосферу Земли лишь в субтропических широтах; в) изменчивость временного хода генерации кинетической энергии — поток протонов высокой энергии испытывает большие временные изменения; г) независимость уровня генерации кинетической энергии от потенциальной энергии атмосферы; д) тот факт, что район Великих озер на Северо-Американском континенте является мощным источником кинетической энергии атмосферы на северном полушарии [18], это объясняется повышенным притоком протонов высокой энергии в районе Северо-Американской магнитной аномалии.

Таблица 1

Площадь пятен в центральной зоне Солнца в миллионных долях полусферы Солнца (среднее за декаду)

Декабрь 1862 г.			Январь 1963 г.			Февраль 1963 г.		
I	II	III	I	II	III	I	II	III
88	53	99	18	342	205	1	2	6

В заключение рассмотрим один из примеров достаточно интенсивной генерации кинетической энергии в тропосфере и стратосфере в январе 1963 г. В этот период произошло одно из самых грандиозных внезапных повышений температуры в стратосфере. Во второй и третьей декадах января произошло резкое повышение запятненности Солнца. В табл. 1 приводятся средние декадные значения запятненности Солнца в широтной зоне от 0 до 15° северной гелиошироты. Эта зона наиболее четко контролирует процессы в околоземном Космосе за счет определенного наклона силовых магнитных линий. 15 и 26 января через центральный меридиан Солнца проходили два больших пятна. 14 января началась магнитная буря, было зарегистрировано возмущение магнитосферы, возросла интенсивность потока частиц в радиационных поясах и потоков, направленных в атмосферу Земли [13].

Исследуя генерацию кинетической энергии над Северной Америкой за 5-летний период (май 1958 г. — апрель 1963 г.), Канг обратил внимание на то, что вторая половина января 1963 г. характеризовалась необычными пространственными характеристиками генерации [16, 17]. На рис. 5 приведены высотные профили генерации кинетической энергии в февралях 1959—1963 гг., а также профили генерации за первую и вторую половины января 1963 г. Если первая половина января 1963 г. ни высотой максимума генерации кинетической энергии, ни абсолютной величиной генерации не отличалась по своим характеристикам от февраля, то вторая половина месяца оказалась аномальной. Максимум генерации кинетической

энергии в 3—5 раз выше нормального уровня для верхней тропосферы. В нижней тропосфере уровень генерации кинетической энергии оказался невозмущенным. На рис. 6 приведены кривые временного хода скорости генерации общей кинетической энергии на разных уровнях над Северной Америкой в январе 1963 г. Как легко видеть, в нижней тропосфере вариации в скорости генерации кинетической энергии невелики и неупорядочены. На разных уровнях

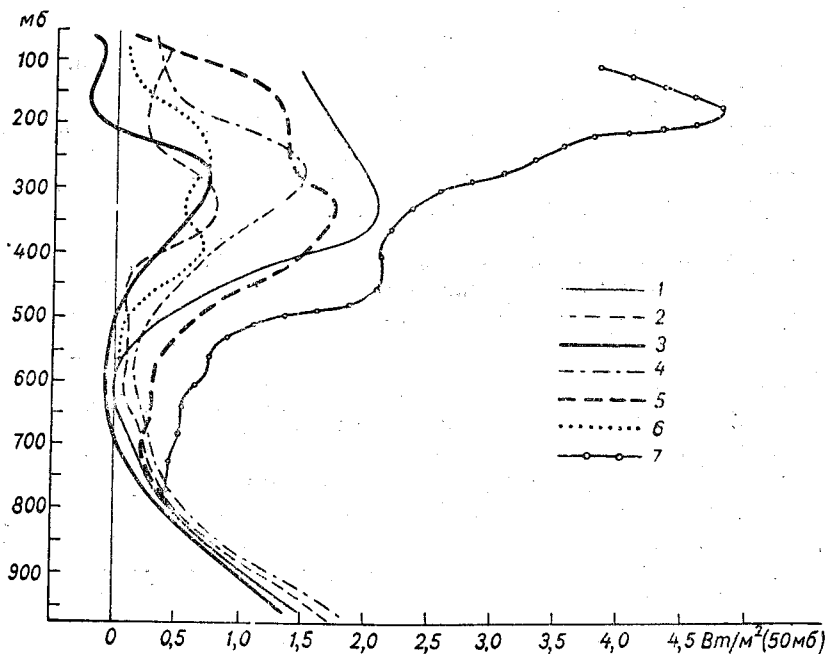


Рис. 5. Высотные профили генерации кинетической энергии в февралях 1959—1963 гг. в сравнении с генерацией кинетической энергии в первую и вторую половины января 1963 г.

1) 1959 г., 2) 1960 г., 3) 1961 г., 4) 1962 г., 5) 1963 г.,
6) 2—11 I 1963 г., 7) 15—24 I 1963 г.

верхней тропосферы и нижней стратосферы скорость генерации кинетической энергии происходит синхронно и временами достигает очень больших величин, не свойственных нижней тропосфере. Резкая вспышка генерации кинетической энергии в верхней тропосфере произошла 14—15 января 1963 г. Характерно, что за день до этого в верхней тропосфере наблюдалась сильная диссипация кинетической энергии, что соответствует отрицательным значениям генерации. Этот факт служит доказательством того, что новый «управляющий» процесс, вызвавший вспышку генерации кинетической энергии, не был продолжением тех условий, которые определяли генерацию кинетической энергии до этого. Начав работать, новый управляющий процесс создал кинетическую энергию в таких по-

тока, которые не согласовались с существующими потоками. Это способствовало возрастанию турбулентной вязкости верхней тропосферы и быстрому росту диссипации кинетической энергии. Столкновение двух управляющих процессов, старого и нового, по-видимому, всегда должно приводить к разрушению имеющихся запасов кинетической энергии верхней атмосферы. Скорость диссипации кинетической энергии верхней атмосферы будет тем больше,

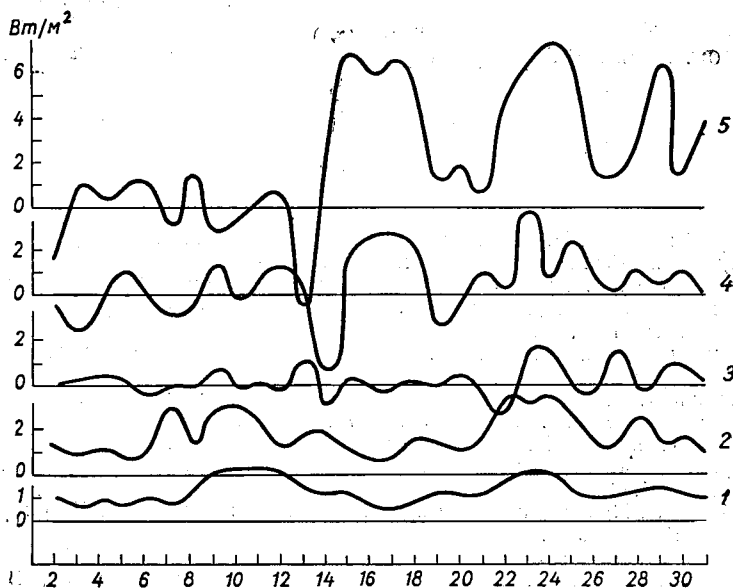


Рис. 6. Кривые временного хода скорости генерации кинетической энергии на разных уровнях атмосферы над Северной Америкой в январе 1963 г.

1—уровень Земли, 2—950 мб, 3—700 мб, 4—400 мб, 5—150 мб.

чем больше различий между старым и новым полем скоростей. Вопрос этот практически еще не исследован, но представляет большой интерес для понимания процессов, происходящих в верхней тропосфере. Исследование скорости диссипации кинетической энергии в верхней атмосфере, ее локализации в пространстве имеет не только теоретический, но и практический интерес, поскольку в этих характеристиках содержится информация о новом управляющем процессе, который будет определять погоду в следующий период времени. 14 января 1963 г. действительно происходила значительная перестройка высотного барического поля тропосферы.

Подводя итог сказанному выше, можно отметить следующее.

1. Существенные для изменения характера общей циркуляции атмосферы процессы требуют подведения в общем небольшой энергии, около 10^{-4} В/м², что на много порядков меньше потоков лучистой энергии, получаемой Землей от Солнца.

2. Протоны высоких энергий в отдельные периоды в отдельных районах могут вносить такую энергию. Она почти целиком может пойти на создание горизонтальных ветров в верхней тропосфере. Энергия высокоэнергичных частиц в атмосфере Земли уникальна — минуя малоэффективный цикл тепловой машины, она может прямо переходить в кинетическую энергию воздушных масс.

3. Если протоны высокой энергии изменяют характер и интенсивность меридиональной циркуляции, тогда ценную для долгосрочного прогноза информацию следует искать в характеристиках активности Солнца, в характеристиках межпланетной среды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисенков Е. П. Сезонное преобразование энергии в атмосфере Северного полушария.— Тр. ААНИИ, 1963, т. 253, с. 109—121.
2. Векслер И. В. Нуклон-нуклонные и пион-нуклонные взаимодействия.— Тр. 9-й международной конференции по физике высоких энергий. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 36—52.
3. Дорман Л. И., Мирошниченко Л. И. Солнечные космические лучи. М., «Наука», 1968. 468 с.
4. Дорман Л. И., Смирнов В. С., Тясто М. И. Космические лучи в магнитном поле Земли. М., «Наука», 1971. 400 с.
5. Игнатишина Е. Н. Некоторые черты зимнего распределения кинетической энергии атмосферных движений вдоль 140 в. д.— Тр. НИИАК, 1967, вып. 46, с. 172—201.
6. Лоренц Э. Природа и теория общей циркуляции атмосферы. Л., Гидрометеоздат, 1970. 258 с.
7. Панчев С., Смирнов М. Макротурбулентный обмен в атмосфере и отклонения ветра от геострофического.— Гидрология и метеорология, 1971, XX, кн. 2, с. 3—9.
8. Сазонов Б. И. О возможной роли частиц космических лучей в солнечно-тропосферных связях.— Тр. ГГО, 1966, вып. 198, с. 89—106.
9. Сазонов Б. И., Логинов В. Ф. Солнечно-тропосферные связи. Л., Гидрометеоздат, 1969. 115 с.
10. Шабельникова М. В. Перераспределение кинетической энергии в тропосфере и стратосфере при зимних стратосферных потеплениях.— Тр. ГМЦ, 1971, вып. 74, с. 74—83.
11. Юдин М. И. О возможном воздействии на крупномасштабные атмосферные движения.— В кн.: «Современные проблемы климатологии». Л., Гидрометеоздат, 1966, с. 393—411.
12. Holopainen E. O. On the role of mean meridional circulations in the energy balance of the atmosphere.— *Tellus*, 1965, vol. 17, No. 3, pp. 285—294.
13. Iorgensen T. S. Morphology of VLF Hiss Zones and their correlation with Particle Precipitation Events.— *J. Geoph. Res.*, 1966, vol. 71, No. 5, pp. 1367—1375.
14. Kiefer W. Statistische Untersuchung über ageostrophische Wind-komponenten in den freien Atmosphäre.— *Met. Rundschau*, 1971, 24, H. 4, VII—VIII, pp. 97—103.
15. Kleinschmidt E. Ageostrophische Windfelder in der hohen Troposphäre.— *Beitr. Phys. fr. Atm.*, 1965, vol. 38, No. 1, pp. 28—40.
16. Kung E. C. Kinetic energy generation and dissipation in the largescale atmospheric circulation.— *Monthly Weather Rev.*, 1966, vol. 94, No. 2, pp. 67—82.
17. Kung E. C. Diurnal and long-term variations of the kinetic energy generation and dissipation for a five-year period.— *Monthly Wether Rev.*, 1967, vol. 95, No. 9, pp. 593—606.

18. Kung E. C. On the meridional distribution of source and sink terms of the kinetic energy balance.—Monthly Weather Rev., 1970, vol. 96, No. 12, pp. 911—916.
19. Lesniak J. A. and Webber W. R. Solar modulation of Cosmic Ray Protons, Helium Nuclei and Electrons.—J. Geoph. Res., 1971, vol. 76, No. 7, pp. 1605—1624.
20. Lorenz E. V. Generation of available potential energy and the intensity of the general circulation.—Dynamics of Climate, Pergamon Press., New-York, 1960, pp. 86—92.
21. Oort A. H. The observed annual cycle in the meridional transport of atmospheric Energy.—J. Atm. Sci., 1971, vol. 28, No. 3, pp. 325—339.
22. Saltzman B., Tewels S. Further statistics on the exchange of kinetic energy between harmonic components of atmospheric flow.—Tellus, 1964, vol. 16, pp. 432—438.
23. Smagorinsky J. General Circulation Experiments with the primitive equations.—Monthly Weather Rev., 1963, vol. 91, No. 3, pp. 99—164.

273092

Ленинградский
Гидрометеорологический институт
БИБЛИОТЕКА
Л-д 198195, Мадаровский пр., 98

Е. В. ВОРОБЬЕВА, С. Б. ДМИТРИЕВА

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СТРУКТУРА ПРОГНОСТИЧЕСКИХ СВЯЗЕЙ В ВЕКОВОМ И 11-ЛЕТНЕМ ЦИКЛАХ ГЕОМАГНИТНОЙ ВОЗМУЩЕННОСТИ

Большинство исследований по проблеме солнечно-тропосферных связей посвящено изучению влияния солнечной активности непосредственно на погодные характеристики, элементы общей циркуляции и т. д. Они показали реальность этих связей, часть из которых уже нашли применение в практике долгосрочного прогнозирования. Но это традиционное направление исследований не является единственным. Перспективным представляется исследование влияния солнечной активности на устойчивость внутриатмосферных связей. Такой подход предполагает наличие связей, обусловленных как земными, так и внешними факторами.

Известно, что недостаточный уровень успешности долгосрочных прогнозов погоды определяется не только неучетом еще не выявленных влияющих факторов, но также и нарушением связей во времени.

Попытки выявить причины этих изменений ранее уже предпринимались исходя в основном из предположений солнечной их обусловленности. При этом учитывался уровень солнечной активности. Более четкие результаты были получены, когда принимался во внимание не только уровень, но и фаза солнечного цикла. Еще П. П. Предтеченский [1] нашел, что прогнозы имеют особенно низкую оправдываемость в фазу максимума чисел Вольфа из-за возникающей «неупорядоченности» атмосферной циркуляции. Л. А. Вителс [2, 3], исследовав устойчивость одной из выявленных им прогностических связей с учетом фаз солнечной активности, пришел к выводу, что наилучшая их обеспеченность относится к нисходящей ветви 11-летнего солнечного цикла, а наиболее низкая обеспеченность — к году минимума и первым двум следующим за ним годам. Аналогичные разработки, выполненные Т. В. Покровской применительно к используемым ею прогностическим связям, а также проведенные ею оценки оправдываемости прогнозов по

другим методам [15] дали результаты, сходные с выводами Вительса [3], а также Диниса [18]. Эти исследования дали некоторое представление о временной устойчивости связей по фазам 11-летнего цикла солнечной активности, выраженной числами Вольфа. Дальнейшее исследование временной, а также пространственно-временной структуры прогностических связей и причин, их обуславливающих, даст возможность определять тенденцию изменений связей и тем самым успешнее их использовать в прогностических целях.

В связи с тем, что для долгосрочных и особенно сверхдолгосрочных прогнозов наиболее вероятной методической основой могут быть закономерности циклических колебаний, обнаруживающихся в ряде характеристик атмосферы и гидросферы, в данной работе изучалась устойчивость прогностических связей, основанных на цикличности [4, 8]. Выявленные в работах [4, 8] зависимости средних месячных аномалий температуры и осадков на ЕТС и Западной Сибири от интенсивности зональной циркуляции в средней тропосфере в предшествующие 13—15-е месяцы (что представляет собой своеобразное проявление квазидвухлетней цикличности) оказались достаточно надежными для использования в целях прогноза с заблаговременностью более года [16]. Надежность этих сверхдолгосрочных связей определяется тем, что принятая в качестве предиктора интенсивность зональной атмосферной циркуляции над американским сектором северного полушария является значимым фактором в формировании макропроцессов и погодных аномалий над Евразией прежде всего в силу адвективного и динамического эффекта крупного масштаба.

Кроме того, учет интенсивности атмосферного зонального переноса в таком достаточно крупном географическом районе, как американская часть полушария, обеспечивается, вероятно, учет обратной связи в системе океан — атмосфера. Имелось также в виду, что в американской части полушария благодаря имеющимся более благоприятным условиям для вхождения корпускулярных потоков реакция атмосферы происходит несколько раньше, чем в других районах [6, 9]. Эти возмущения передаются в удаленные районы благодаря механизму западного переноса, подвергаясь при этом влиянию орографии, тепловым воздействиям подстилающей поверхности.

Исследования показали довольно сложную пространственную структуру циклов; она оказалась сложной и во временном масштабе [5, 8]. Это дало основание предполагать, что используемые в статистических методах долгосрочных прогнозов погоды предикторы, являющиеся во многих случаях результатом проявлений циклической деятельности, также должны претерпевать изменения во времени. Такое предположение подтвердилось при анализе временной изменчивости прогностической значимости такого предиктора, как интенсивность зональной циркуляции в американском секторе, на разных фазах 11-летнего цикла чисел Вольфа [8].

В данной работе на примере января рассматривается устойчи-

вость прогностических связей и пространственная структура их изменений в 11-летнем цикле геомагнитной возмущенности (K_p). Анализу подвергались прогностические зависимости, где в качестве предикторов, следуя выводам работ [4, 7], принимались индексы зонального переноса в средней тропосфере американского сектора в предшествующие 1, 14, 25, 27-е месяцы. Для этой цели использовались данные ряда с 1891 по 1968 г. в целом и по совокупностям, соответствующим однопикному состоянию геомагнитной возмущенности в вековом или 11-летнем цикле.

Имеется в виду, что возмущенность магнитного поля способствует усилению или ослаблению интенсивности зонального переноса вследствие закона акцентации барического поля, а также находит отражение в изменении продолжительности циклов, что скажется на устойчивости прогностических связей.

Критерием тесноты связи служил показатель $\rho = \frac{n_+ - n_-}{n_+ + n_-}$, где n_+ и n_- — число совпадений и несовпадений знаков аномалии предиктора и предиктанта.

Серия карт распределения ρ_{-1} , ρ_{-14} , ρ_{-25} , ρ_{-27} , построенная по всему ряду и для разных фаз геомагнитной возмущенности векового и 11-летнего циклов, показала весьма сложную пространственную и временную структуру. Связи в пространстве различно локализованы и неоднозначны.

Для связей, полученных по всей совокупности, характерно чередование с запада на восток очагов положительного и отрицательного знаков: над Восточной Атлантикой и Западной Европой — положительный очаг, над Европейской территорией СССР и Западной Сибирью — отрицательный, над Восточной Сибирью — положительный, на крайнем востоке, Охотском море, Камчатке — отрицательный. Наиболее тесными являются связи над центральной частью Европы, в Забайкалье, над Охотским морем. Эта особенность, по-видимому, свойственна не только январю, но имеет более общий характер. Например, выявилась довольно тесная зависимость от предшествующей интенсивности зональной циркуляции в американском секторе такой комплексной характеристики, как ледовый режим на р. Дунай [12]. Аналогичные зависимости получены для Западной Сибири [17]. Клейтоном [19] получена почти функциональная зависимость между изменениями температуры и солнечной активности для Центральной и Северной Европы. Такая очаговая структура распределения опосредствована особенностями циркуляции, локализацией барических полей.

Наряду с этим на довольно обширных пространствах, как правило, в переходных зонах между очагами высокой корреляции обратного знака связи слабые. Малые значения коэффициентов корреляции могут получиться в результате большой временной изменчивости связи как случайного характера, так и упорядоченной, например в результате наложения значимых зависимостей, обратных по знаку в различные, довольно продолжительные временные интервалы порядка десятилетий. Существование таких периодов

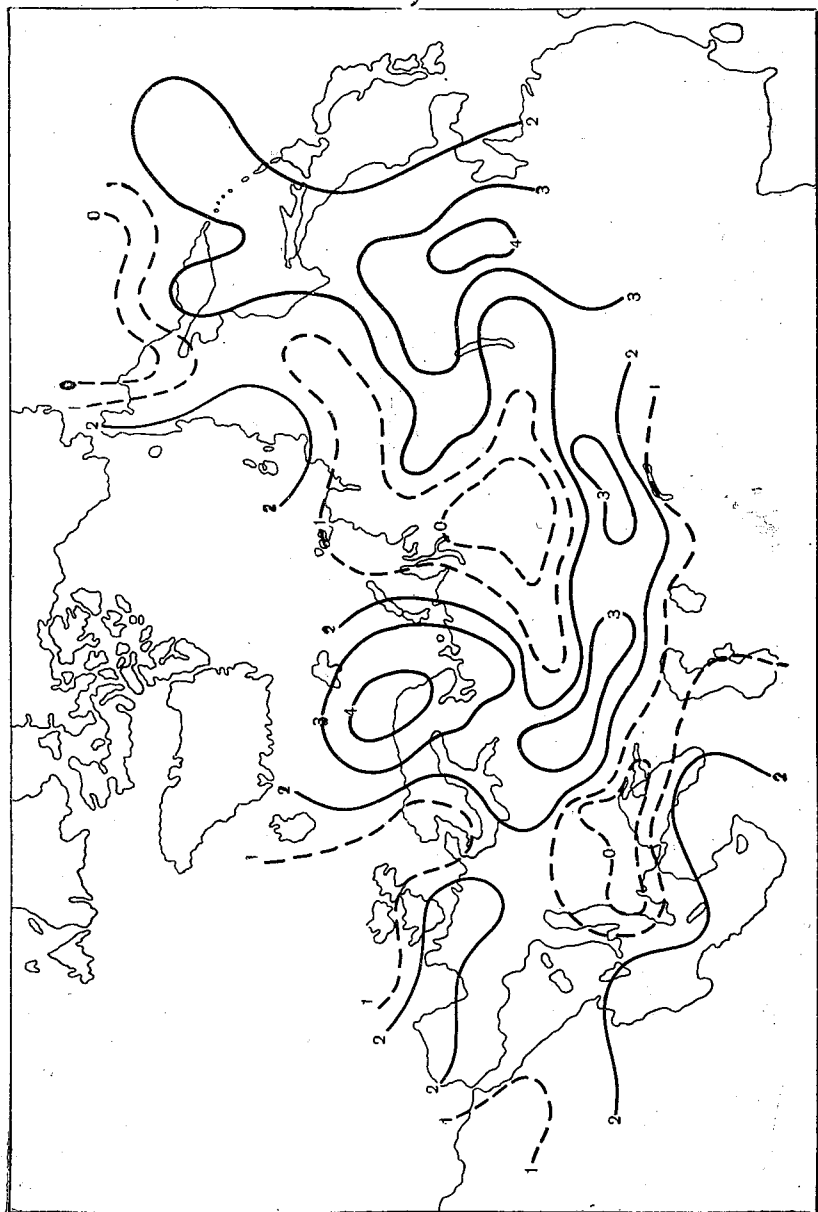
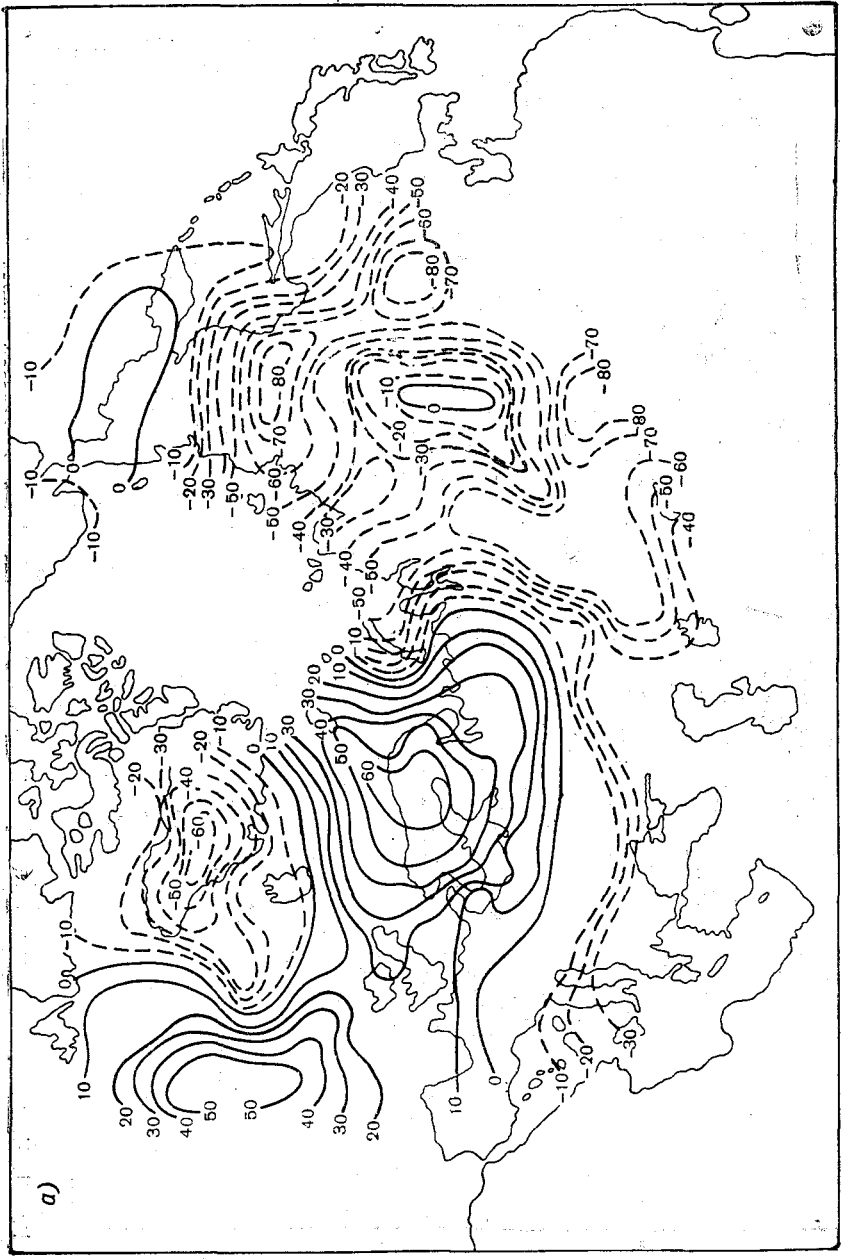


Рис. 1. Число прогностических связей (из четырех рассматриваемых), изменивших знак от периода слабой к периоду интенсивной геомагнитной возмущенности в вековом цикле.



a)

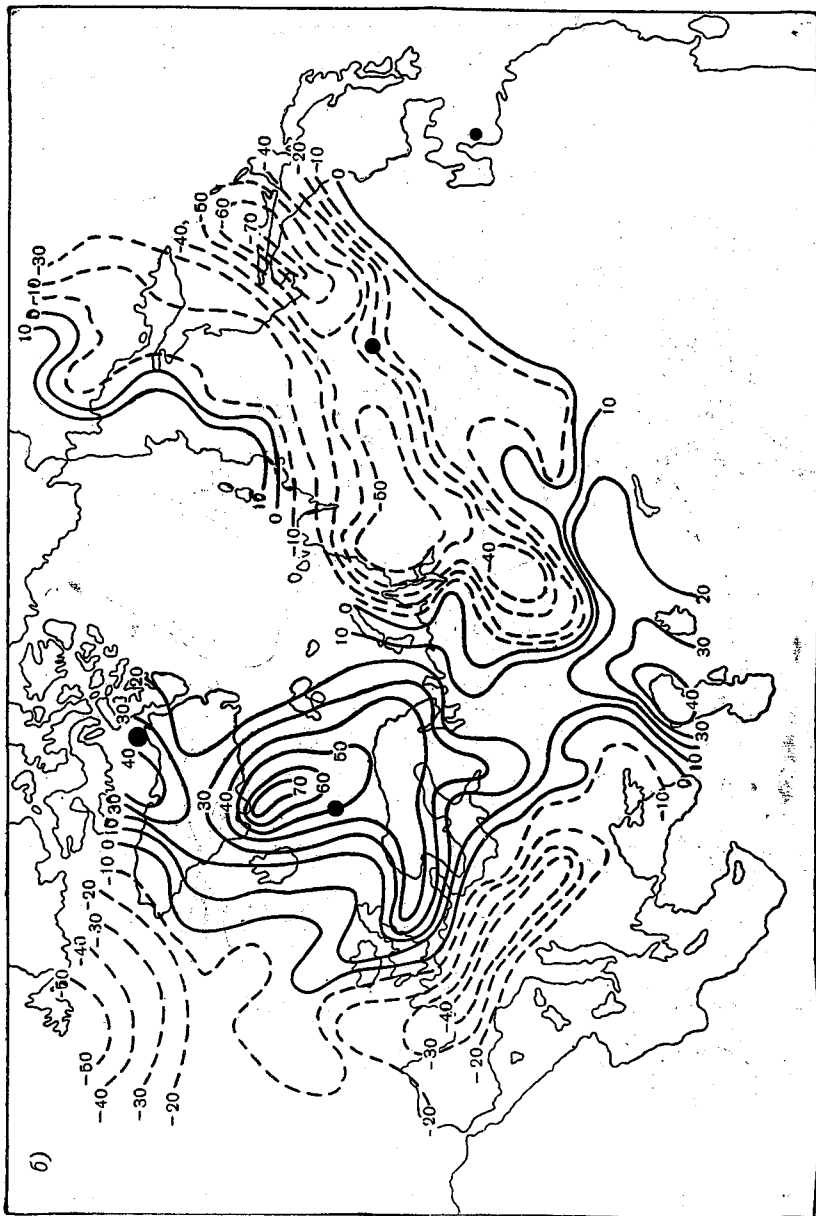
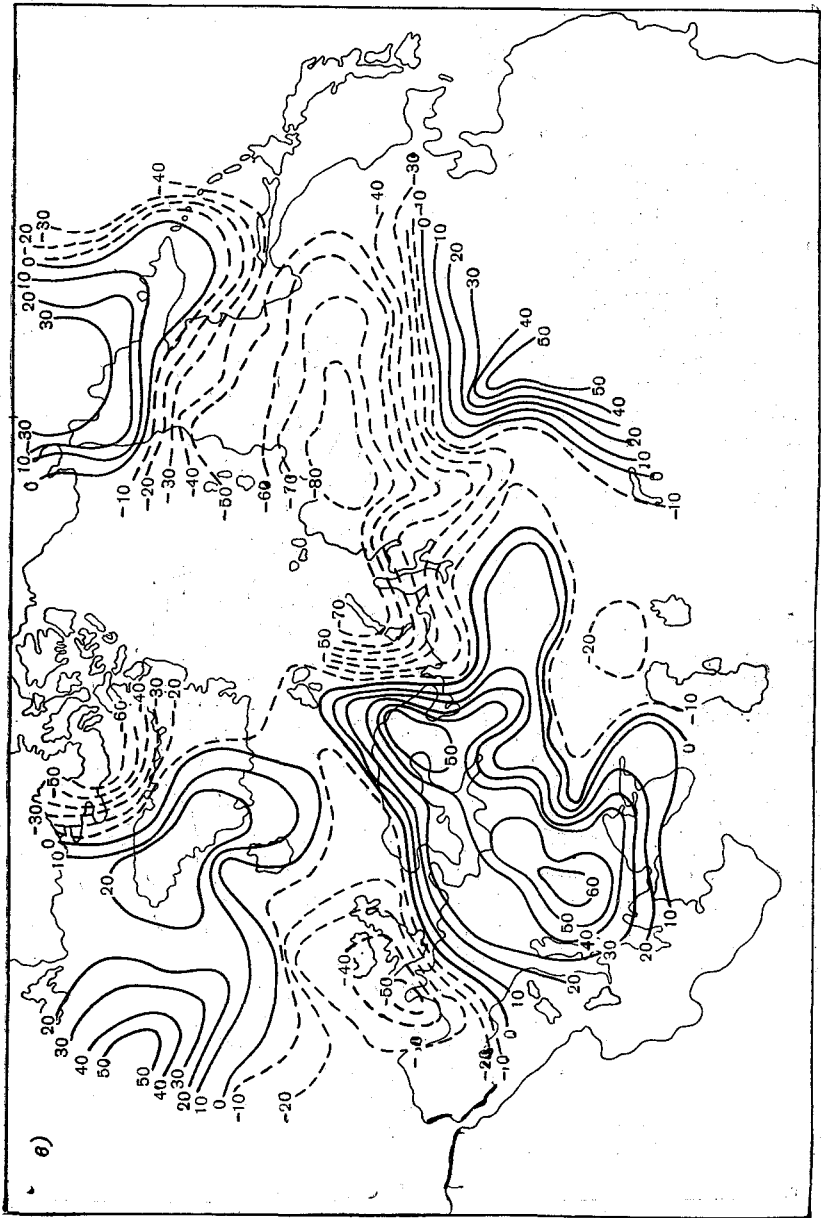


Рис. 2. Распределение коэффициентов ρ — 1 в фазу перед максимумом (а) и в фазу максимума (б) 11-летнего цикла K_p .



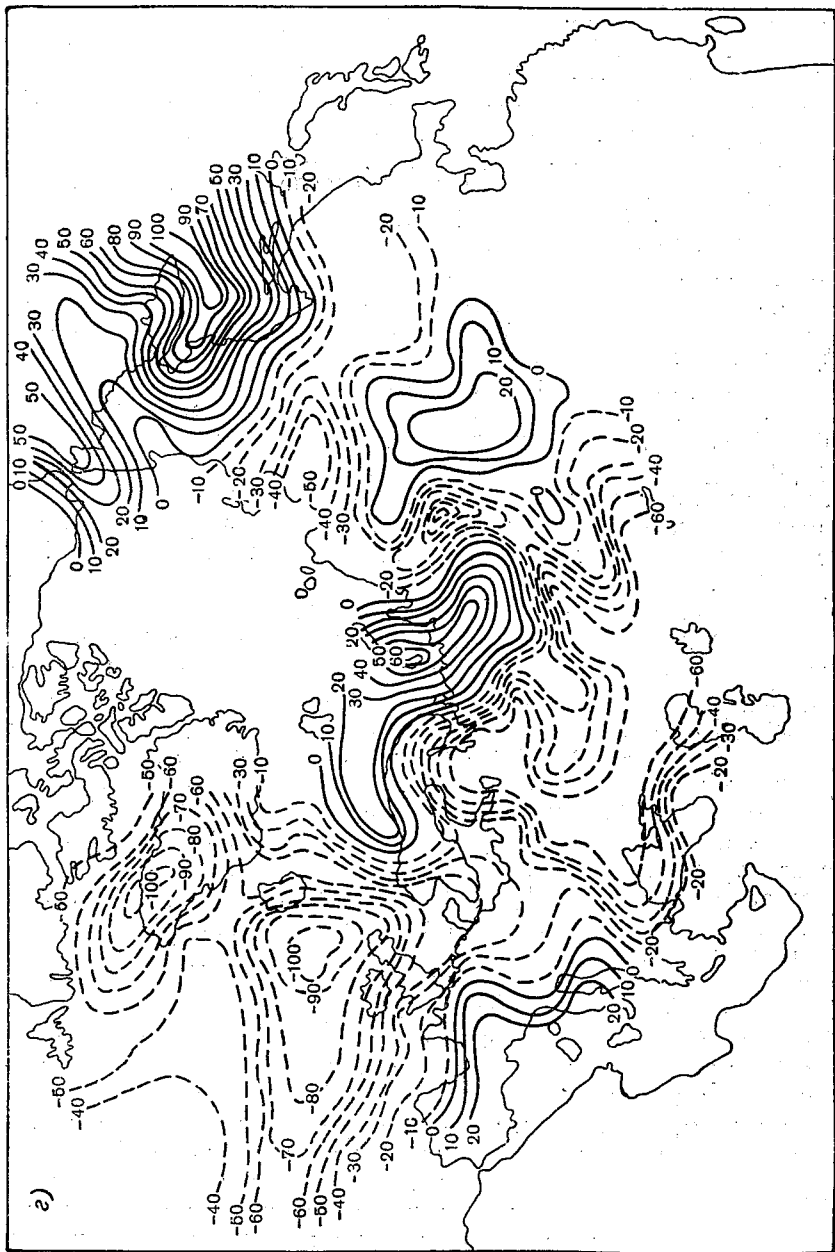


Рис. 2. Распределение коэффициентов ρ_{-1} в фазу 1-й год после максимума (ϵ) и 2-й год после максимума (z) 11-летнего цикла K_p .

может быть связано с особенностями во временном ходе солнечной активности и геомагнитной возмущенности. Последнее прослеживается на приводимых ниже материалах.

Вся совокупность рассматриваемого ряда (1891—1968 гг.) неоднородна по условиям солнечной активности и геомагнитной возмущенности. В вековом ходе геомагнитной возмущенности выделяются два существенно различных периода. Первый период (с начала ряда до 1912—1914 гг.) характеризуется относительно слабой геомагнитной возмущенностью, второй (после 1914 г.), — относительно сильной. Сопоставление распределения значений ρ обоих периодов для каждой из четырех взятых для анализа зависимостей выявило районы, где связи изменяются не только по величине, но и по знаку, и районы, где они устойчивы. Каждой из связей свойственны свои особенности, но имеются некоторые общие черты. Например, все или почти все взятые связи изменили знак над восточной частью Норвежского моря, над западной частью Баренцева моря и в Забайкалье. Но зато ни одна из них не изменила знака в Западной Сибири, Прикарпатье и северной части Балканского полуострова (рис. 1). Обращает на себя внимание тот факт, что районы, где все связи изменили знак, примерно совпадают с районами расположения магнитных полюсов, если магнитное поле Земли представить в виде различного порядка мультиполей по И. Г. Золотову [11]. Здесь возможно непосредственное воздействие корпускулярных потоков [19].

Из рис. 1 также видно, что области наибольших изменений связей примерно совпадают с положением ПВФЗ [13, 14] и планетарных струйных течений [10], т. е. с зонами большой изменчивости температурного и барического режимов. С другой стороны, это совпадение может быть показателем того, что положение ПВФЗ и струйных течений также связано с солнечной активностью [6].

Таким образом, вековой ход геомагнитной возмущенности находит отражение в изменении характера и прогностической значимости рассмотренных связей.

Представление о структуре каждой из взятых связей на различных фазах 11-летнего цикла K_p дает серия соответствующих карт. Рассмотрим некоторые из них.

Распределение ρ_{-1} в фазу максимума, до и после нее, в фазу минимума, до и после нее показывает сохранение в общих чертах знака связи от фазы перед максимумом к максимуму и после максимума K_p и резкое изменение распределения по отношению к ним в годы перед минимумом и особенно в годы после минимума. Перед максимумом, в максимум и после максимума распределение ρ_{-1} характеризуется чередованием по широте областей положительного и отрицательного знаков связи (рис. 2 а, б, в). В этом находят отражение свойственные фазе максимума особенности распределения барического поля, а именно усиление меридиональных процессов над Восточной Атлантикой, Европой и Западной Сибирью, с которыми связан усиленный обмен между северными и южными широтами с четкой локализацией направленности переноса воздушных

масс. При сохранении такого чередования в течение трех фаз наблюдается перемещение всех очагов к юго-востоку. Область наибольших значений ρ_{-1} положительного знака ($\rho = 0,60 \div 0,70$), располагавшаяся в годы перед максимумом над восточной частью Северной Атлантики и Скандинавией, в годы после максимума наблюдается уже над Центральной и Восточной Европой, а на Восточную Атлантику распространяется область отрицательной связи, которая перед максимумом и в максимум располагалась над Гренландией и западом Северной Атлантики. Перед максимумом над Центральной и Южной Европой связи слабые и имеется тенденция к отрицательному знаку, которая в последующие фазы усиливается. В годы максимума ρ_{-1} здесь достигает значений $-0,40, -0,50$.

Таблица 1

Средние ($\bar{\rho}_k$) из абсолютных значений ρ_k для связи с месячной (I), 14-месячной (II) и 25-месячной (III) заблаговременностью

Вид связи	Годы 11-летнего цикла K_p											
	Min	1 p	2 p	3 p	4 p	5 p	Max	1 п	2 п	3 п	4 п	Среднее
I	0,25	0,30	0,36	0,33	0,35	0,26	0,24	0,30	0,36	0,32	0,26	0,31
II	0,32	0,25	0,41	0,25	0,29	0,40	0,46	0,32	0,32	0,34	0,30	0,33
III	0,25	0,31	0,29	0,20	0,21	0,13	0,35	0,31	0,30	0,32	0,22	0,27
Среднее	0,27	0,29	0,35	0,26	0,27	0,29	0,33	0,36	0,36	0,33	0,26	0,30

К фазе после максимума очаг отрицательных ρ_{-1} смещается на юго-восток, а на Центральную Европу, как указывалось ранее, перемещается область положительных ρ_{-1} значительных по величине ($\rho_{-1} = 0,50 \div 0,66$). Ко второму году после максимума область отрицательных ρ_{-1} продолжает расширяться и перемещаться в восточно-юго-восточном направлении, в результате чего обширный район от Гренландии и западной части Атлантики до центральной части Сибири находится уже под отрицательным знаком связи со значениями $\rho_{-1} = 0,60 \div 1,00$ (рис. 2 г).

В фазу перед минимумом область наибольших по величине ρ_{-1} отрицательного знака располагается над Центральной и Восточной Сибирью, области с меньшими по величине значениями ρ_{-1} того же знака — над всем севером Евразии. Над Атлантикой и Евразией появляются области с небольшими положительными значениями ρ_{-1} . К фазе минимум значения ρ_{-1} увеличиваются и становятся статистически значимыми над Восточной Атлантикой, Западной Сибирью, северной частью Восточной Сибири. В целом же по всей территории в фазу минимума, как и в фазу максимума, значения ρ_{-1} меньше по сравнению с другими фазами 11-летнего цикла K_p (табл 1).

После минимума в северной части рассматриваемого района Евразии увеличивается значение отрицательного значения ρ_{-1} , а в южной — положительного. Область положительного значения ρ_{-1}

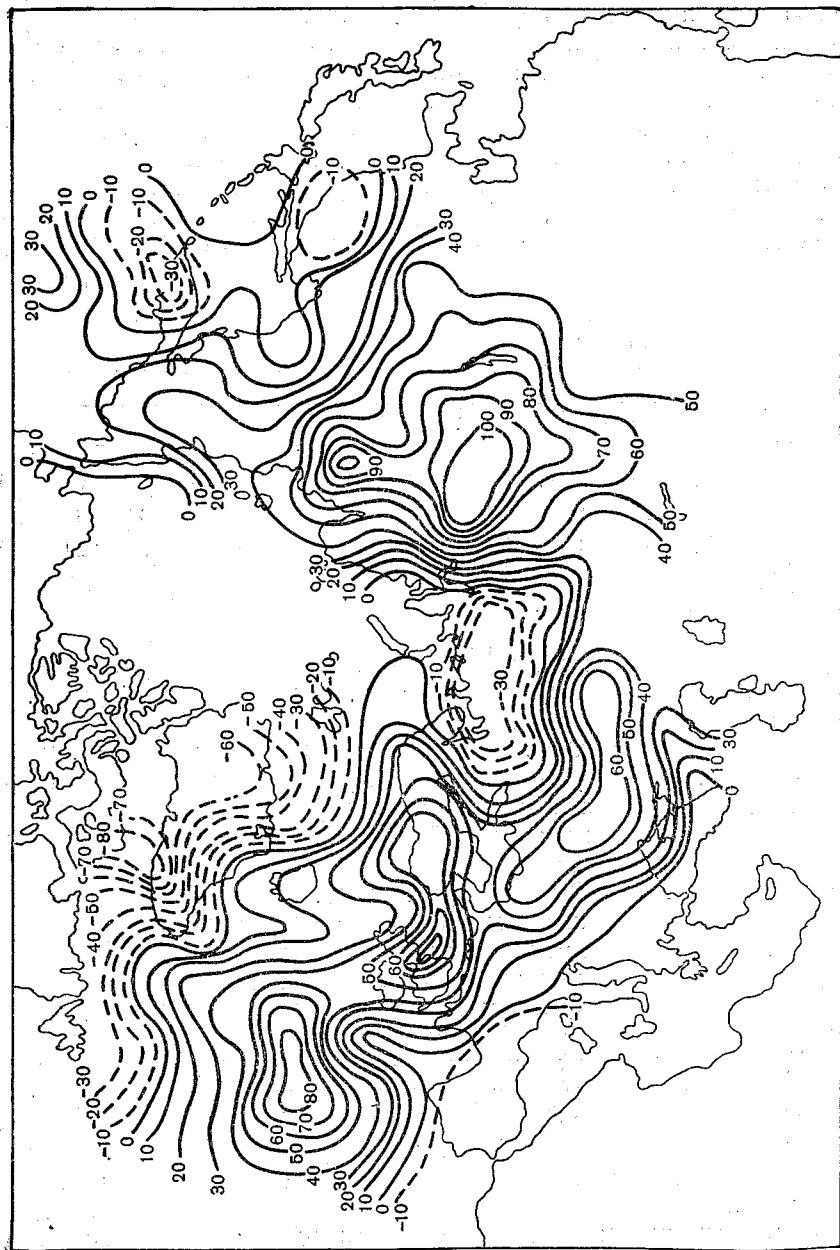


Рис. 3. Распределение коэффициентов ρ_{-1} в фазу 2-й год после минимума K_p .

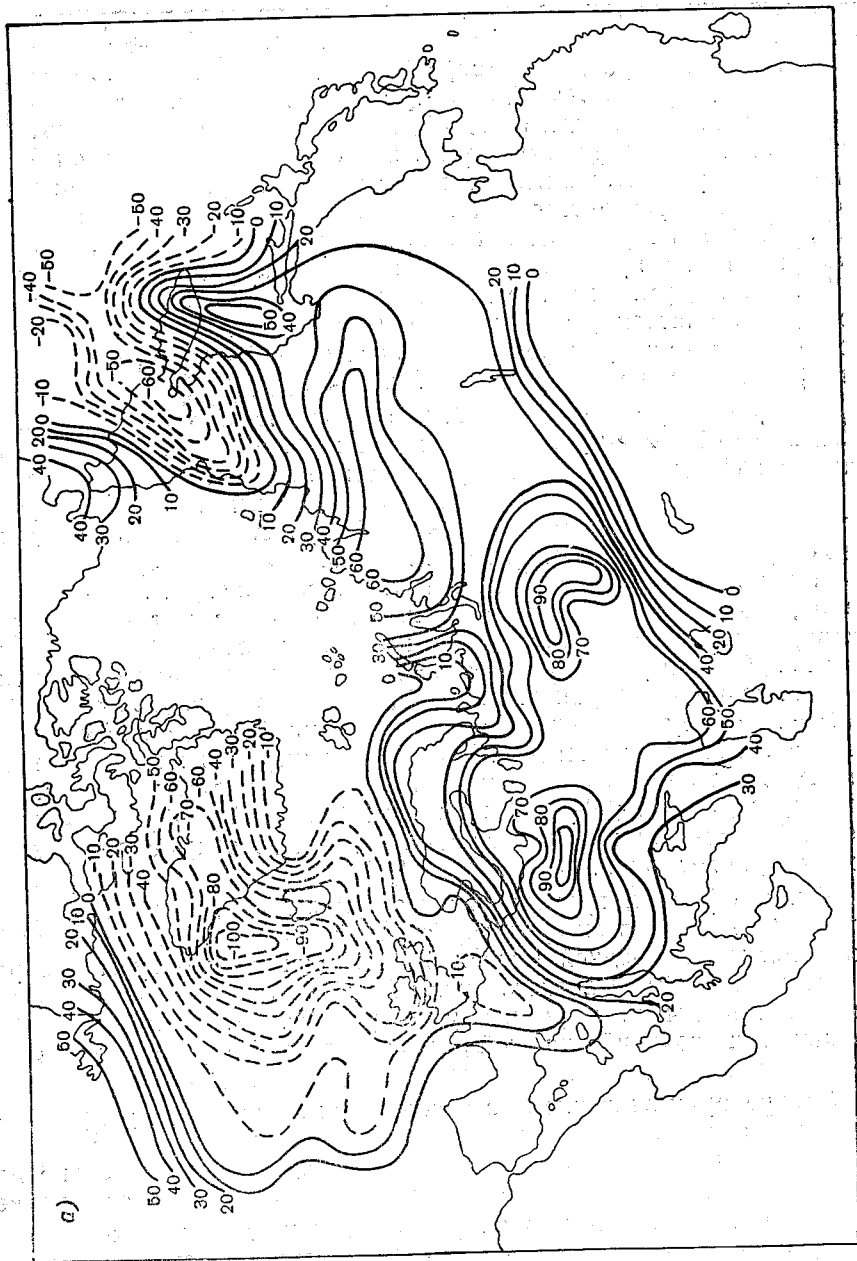
сильно распространяется к северу и востоку ко 2-му году после минимума. В эту фазу положительные связи характерны почти для всей Евразии, Атлантики и максимальны по величине. Значения ρ_{-1} достигают величин 0,80—1,00 (рис. 3).

Высокие коэффициенты корреляции, доходящие в ряде случаев до 1 при выборке по отдельным фазам K_p , свидетельствуют о зависимости степени связи от однородности условий в геомагнитном отношении. Неоднородность условий, связанная со сменой фаз, вызывает определенное изменение степени и характера связи: либо постепенное в результате закономерного перемещения очагов положительных и отрицательных коэффициентов корреляции, как это было видно на примере изменений от фазы перед максимумом к фазе максимума и после максимума (в этом случае знак связи может сохраняться в течение нескольких фаз), либо резкое, как можно видеть на примере изменений связи ρ_{-1} от фазы максимума к фазе после максимума (рис. 4).

Распределение ρ_{-14} имеет также очаговую структуру, как и у ρ_{-1} , но отличается тем, что для многих районов эта связь обратная по знаку. Это соответствует основному соотношению связей ρ_{-1} и ρ_{-14} [12, 15], которое проявляется почти на всей территории. Его можно проследить также по кривой, представляющей площадь, на которой сохранился знак связи предшествующей фазы 11-летнего цикла K_p (в процентах от всей площади) (рис. 5). Здесь также видно, что смена фазы 11-летнего цикла по-разному отражается на асинхронных связях с месячной и квазигодовой заблаговременностью. У связи ρ_{-1} от минимума к максимуму заметно увеличивается площадь с сохранением знака, у связи ρ_{-14} , наоборот, уменьшается. Кроме того, у связи ρ_{-1} изменения более резкие, охватывают значительную площадь. В фазе максимума и на протяжении первых двух лет после максимума ρ_{-14} изменяет знак почти на всем пространстве (80—90% площади) (рис. 4 и 5). В фазе минимума на 70% площади изменяет знак связь ρ_{-1} , а связь ρ_{-14} в основном сохраняет знак.

Таким образом, приведенные материалы показывают, что характер и степень связи средней месячной аномалии I_3 в американском секторе и средней месячной аномалии температуры января в различные годы 11-летнего цикла K_p существенно отличаются от значений, полученных по всему ряду (рис. 6). Количественную оценку этих различий для всей рассматриваемой территории можно дать, сравнивая данные, приведенные в табл. 1, со средним по всей территории значением из абсолютных значений ρ ($\bar{\rho}$), рассчитанным по полной совокупности данных и равным 0,12.

Несмотря на то, что каждое значение ρ_k вычислено только по восьми данным (8 полных 11-летних циклов) и ошибка в его оценке может быть довольно велика, различия между ρ_k и $\bar{\rho}$, очевидно, неслучайны. Погрешность в оценке ρ_k должна быть значительно меньше, чем для каждого $\bar{\rho}_k$, так как при симметричном распределении случайных ошибок ρ_k их влияние на оценку $\bar{\rho}_k$ (по данным



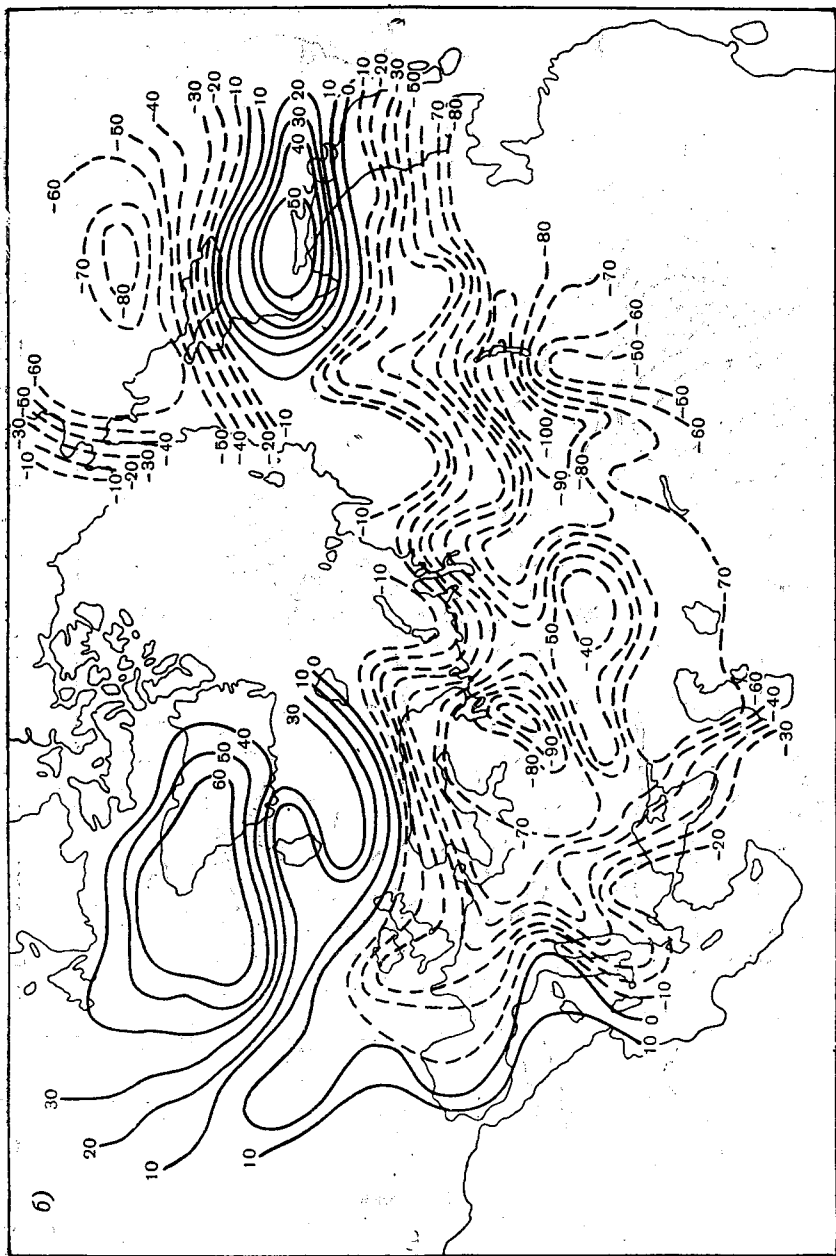


Рис. 4. Распределение ρ_{-14} в фазу максимума (а) и после максимума (б) 11-летнего цикла K_p .

7. Воробьева Е. В. Опыт сверхдолгосрочного прогноза месячных сумм осадков на основе учета сопряженности атмосферных процессов.— Тр. ГГО, 1969, вып. 245, с. 64—71.
8. Воробьева Е. В. Временные изменения продолжительности метеорологических циклов и возможные их причины.— Тр. ГГО, 1969, вып. 245, с. 17—24.
9. Vorobjeva E. V. Instability of atmospheric processes and solar activity. International Union of Geodesy and Geophysics XV General Assembly. International association of Geomagnetism and Aeronomy abstracts. Moscow, 1971, 25—17, pp. 37.
10. Воробьев В. И. Высотные фронтальные зоны северного полушария, Л., Гидрометеиздат, 1968. 232 с.
11. Золотов И. Г. О представлении геомагнитного поля при помощи мультиполей.— Геомагнетизм и аэрономия, 1966, т. VI, № 3, с. 556—567.
12. Макаревич Т. Н., Ефимова З. А., Савина Л. К. Долгосрочные прогнозы продолжительности ледовых явлений на Дунае.— Тр. ГГИ, 1972, вып. 197, с. 3—24.
13. Погосян Х. П. Планетарные фронтальные зоны в северном и южном полушарии. Л., Гидрометеиздат, 1955, 59 с.
14. Погосян Х. П.— Общая циркуляция атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1972. 395 с.
15. Покровская Т. В. Синоптико-климатологические и гелиогеофизические долгосрочные прогнозы погоды. Л., Гидрометеиздат, 1969. 255 с.
16. Соколова А. П. Результаты оценки прогнозов месячных сумм осадков с большой заблаговременностью. Тр. ГГО, 1970, вып. 258, с. 110—113.
17. Чернов И. М. Метод долгосрочного прогноза появления льда и начала ледостава на нижнем Енисее и его основных притоках.— Сб. работ Красноярской ГМО, 1970. вып. 2, с. 170—185.
18. Dinies E. Über den Einfluss Starker Sonnenfleckenänderungen auf den Niederschlag der Monate Juli und August in Deutschland.— Met. Rundschau, 1963, Nr. 4, 113—115.
19. Clayton H. Sunspots and the Weather. Bulletin of the America.— Met. Soc., 1933, vol. 14, 65—69.

АНОМАЛИИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ И ТРОПОСФЕРНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ

Гипотеза о стимулирующей роли космических лучей в развитии циклонов и антициклонов, в переводе потенциальной энергии в кинетическую может быть проверена с помощью сопоставления особенностей строения магнитного поля Земли с особенностями общей циркуляции атмосферы, с особенностями строения высотной барика. Хорошо известно, что магнитное поле Земли не может оказывать воздействие на нейтральные молекулы воздуха, но оно взаимодействует с заряженными частицами, с протонами, альфа-частицами, электронами, приходящими из космического пространства. Причем это взаимодействие осуществляется таким образом, что в отдельных районах приток заряженных частиц оказывается большим, в других меньшим, чем вне магнитного поля Земли. Магнитное поле Земли — магнитосферу — иногда рассматривают с помощью модели «дырявого ведра», суть которой заключается в том, что магнитосфера способна накапливать заряженные частицы в течение определенного времени, а затем терять их в атмосфере Земли, главным образом в районах магнитных аномалий [2, 11].

Магнитное поле Земли считается дипольным на удалении 4—5 радиусов от центра Земли [1, 11]. По мере приближения к поверхности Земли дипольное поле возмущается магнитными аномалиями разной конфигурации и силы. Эти аномалии и определяют пространственную неоднородность выхода заряженных частиц из магнитного поля в атмосферу Земли. Рассеивая свою энергию через упругие соударения, протоны высоких энергий способны создавать в атмосфере Земли упорядоченное движение, не связанное со строением существующего барического поля [9, 10]. Несмотря на малость этих сил, они могут стимулировать перевод потенциальной энергии в кинетическую.

На рис. 1 приводится схема, поясняющая механизм воздействия протонов высоких энергий на плотные слои земной атмосферы в области магнитной аномалии. Вне этой области параметры магнитного поля практически не меняются по долготе, напряженность

горизонтальной составляющей магнитного поля остается постоянной, а стало быть и выхода заряженных частиц из магнитосферы либо нет совсем, либо он ничтожно мал и его можно не учитывать [11]. Известно, что протоны с энергией около $5 \cdot 10^9$ эВ захватываются магнитным полем Земли, дрейфуют с востока на запад, совершая в то же время переходы из северного полушария в южное [2]. Эти многочисленные движения обеспечивают протону своеобразный поиск «подходящей» магнитной аномалии, где протон из магнитосферы может выйти в атмосферу Земли. На рис. 1 показана высота некоторой поверхности, на которой напряженность горизон-

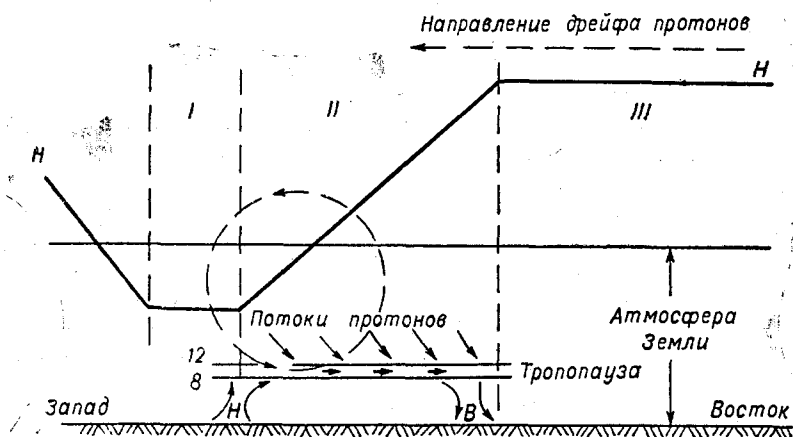


Рис. 1. Схема воздействия протонов высоких энергий на циркуляцию нижней атмосферы, в результате чего возникает циркуляционная пара циклон — антициклон.

Стрелками показано направление движения протонов и частиц воздуха. I — мировая магнитная аномалия, II — область выхода протонов из магнитосферы, III — невозмущенное дипольное поле Земли.

тальной составляющей магнитного поля постоянна и по которой дрейфуют частицы, двигаясь с востока на запад. Вне поля магнитной аномалии эта поверхность отстоит далеко от атмосферных слоев и протоны не поглощаются в атмосфере. При приближении к магнитной аномалии с востока траектория протона начинает приближаться к поверхности Земли. Для одних групп протонов будет достаточно небольшого снижения высоты дрейфовой поверхности, чтобы они поглотились в атмосфере. Для других групп изменение высоты дрейфовой поверхности должно быть более значительным, чтобы протоны могли проникнуть в глубокие слои атмосферы.

Ни в самом центре геомагнитной аномалии, ни в областях западнее ее выхода положительно заряженных частиц наблюдаться не будет совсем или эти потоки будут ничтожны. Выход протонов

будет наблюдаться на восточных отрогах магнитной аномалии. Третий вид движения, о котором мы не упоминали выше, заключается во вращении протона вокруг силовой линии в направлении против часовой стрелки, если смотреть с экватора в направлении к Северному полюсу. Так как радиусы кривизны траекторий протонов составляют десятки километров, то слой поглощения они будут проходить, двигаясь с запада на восток. На рис. 1 штрихами показана траектория движения протона: вне атмосферы протоны движутся с востока на запад, в плотных слоях атмосферы — с запада на восток [2, 11].

Говоря коротко, реальное магнитное поле Земли способно не только накапливать заряженные частицы, приходящие из Космоса, не только уплотнять их поток, упорядочивать стоки этих частиц из магнитосферы в атмосферу Земли, но и закреплять в пространстве районы стока заряженных частиц из Космоса в тропосфере в районах магнитных аномалий.

Протоны указанных выше энергий поглощаются на высотах 8—12 км и, рассеивая значительную часть своей энергии в упругих и квазиупругих соударениях с частицами воздуха, наводят за время порядка нескольких суток скорость ветра до нескольких сантиметров в секунду. Этот ветер, не связанный со строением высотной барика, будет перемещать некоторую массу воздуха из районов, близких к магнитной аномалии, на ее восточную периферию, так что у центра магнитной аномалии появится высотная ложбина, а к востоку от нее — высотный гребень. Эта схема уже обсуждалась в работах автора [8, 10]. Здесь следует лишь добавить, что вопрос о так называемой «отрицательной» вязкости атмосферы может найти с учетом этой схемы очень простое физическое объяснение.

Задачей настоящей статьи является, во-первых, уточнение положения мировых магнитных аномалий и, во-вторых, уточнение взаимоотношений между мировыми магнитными аномалиями и климатическими центрами высокого и низкого давления в верхней тропосфере. В нижней тропосфере благодаря влиянию подстилающей поверхности на географическое положение центров низкого и высокого давления связи между барическим полем и магнитными аномалиями могут быть существенно ослаблены или вообще отсутствовать.

Магнитологи, исследуя постоянное магнитное поле Земли, показали, что, если считать поле геомагнитного диполя за нормальное поле Земли, то после его исключения остается множество разномасштабных областей, где вектор напряженности магнитного поля будет еще значительным. Множество мелких аномалий геомагнитного поля типа Курской магнитной аномалии имеют очень ограниченную область влияния и при удалении на десятки километров теряются. Влияние таких аномалий на выход заряженных частиц из магнитосферы Земли очень мало. Гораздо больший интерес для нашей цели представляют мировые магнитные аномалии, влияние которых простирается на тысячи километров и которые искажают магнитное поле даже на расстоянии 2—3 км от центра Земли [1].

В северном полушарии Земли геофизики выделяют три мировые аномалии: Северо-Американскую, Азиатскую и Африканскую. У разных авторов благодаря различиям в исходном материале и методах обработки положение этих аномалий различно, хотя и не столь существенно.

На рис. 2 различными значками обозначены координаты мировых магнитных аномалий по данным разных работ, опубликован-

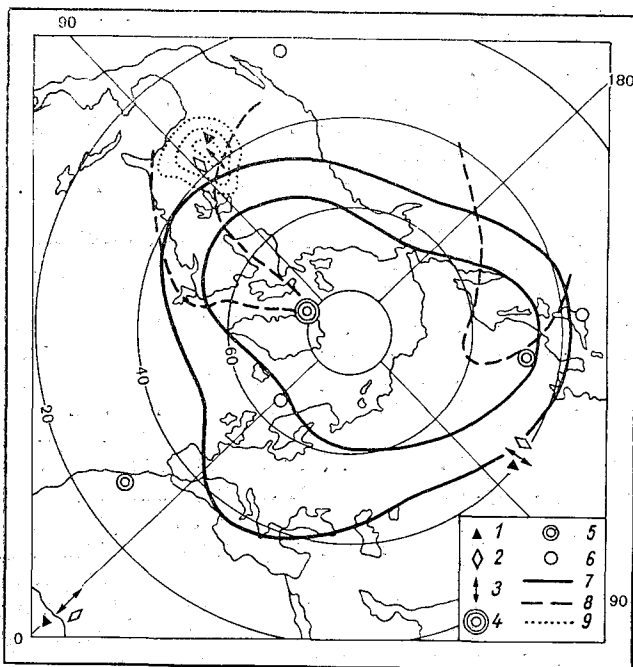


Рис. 2. Положение в северном полушарии мировых магнитных аномалий (1—6) и изолиний 11 280 и 11 600 гп.м на уровне 200 мб зимой (7), долготы наиболее низких значений геопотенциала зимой в верхней тропосфере (8) и район наибольшей повторяемости торнадо над Северной Америкой (9).

Мировые магнитные аномалии по данным: 1—И. В. Пудовкина и Г. Е. Валуевой [7], 2—Н. В. Адама, Н. П. Беньковой, В. П. Орлова и Л. О. Тюрминой [1], 3—В. И. Почтарева [6]. Мультиполи, по И. Г. Золотову [3]: 4—первого порядка, 5—второго порядка, 6—третьего порядка.

ных за последнее десятилетие. В работе [6] положение магнитных аномалий определялось по Z компоненте. Были попытки описывать магнитное поле Земли с помощью двух или трех диполей [4]. Несмотря на определенную условность такого подхода, долготное положение мировых аномалий—осей диполей—не изменялось существенным образом, хотя широты аномалий искажались весьма

существенно. Ряд авторов пытался описывать магнитное поле Земли с помощью набора мультиполей. На рисунке показано географическое положение мультиполя первого порядка — диполя, мультиполя второго порядка — квадруполя и мультиполя третьего порядка, по Золотову [3]. Мультиполи второго порядка расположены: один — севернее Африканской аномалии, второй — восточнее Азиатской аномалии. Мультиполи третьего порядка как бы продолжают эту тенденцию: один из них расположен в Северной Европе, другой — над Японскими островами. Третий мультиполь третьего порядка расположен юго-западнее Северо-Американской аномалии. Из рассмотрения всех приведенных данных можно заключить, что Африканская аномалия простирается к северу от своего очага, Азиатская — к востоку и Северо-Американская — к западу. Из сказанного можно сделать вывод, что заряженная частица, выходящая в субтропических широтах, должна испытывать воздействия трех геомагнитных аномалий, а в субарктических широтах — только двух, Северо-Американской и Азиатской. Нет никаких оснований полагать, что на 50° с. ш. и выше влияние Африканской аномалии будет сравнимо с двумя другими аномалиями.

Основные особенности строения высотного барического поля, если они в какой-то мере определяются стоками заряженных частиц из магнитосферы в атмосферу Земли, должны быть следующие. В субтропических широтах должны наблюдаться три области пониженного давления: на 10 , 120 и 280° в. д., а между ними три максимума давления, географические координаты которых указать довольно трудно, поскольку не ясны восточные границы магнитных аномалий.

На рис. 2 показано многолетнее положение изолиний $11\ 280$ и $11\ 600$ гп.м на уровне 200 мб зимой. Как легко видеть, первая воспроизводит двухволновую, а вторая трехволновую систему циркуляции. Ложбины расположены несколько восточнее тех долгот, на которых находятся мировые магнитные аномалии, а связанные с ними области высокого давления расположены восточнее ложбин на расстоянии 3000 — 5000 км. Из литературы известно, что развитие циклонов у Ньюфаундленда и южнее Исландии сопровождается ростом давления в районе азорского максимума. Такая же связь имеется между циклонами у Японских островов и гонолульским максимумом давления. По-видимому, должна существовать связь между средиземноморскими циклонами и давлением в сибирском максимуме.

На рис. 3 приведены средние многолетние данные высоты поверхности 200 мб в феврале на 35 и 60° с. ш. Здесь хорошо видно соответствие трех ложбин и трех гребней субтропических широт аномалиям магнитного поля. В умеренных широтах влияние Африканской аномалии, как уже говорилось выше, не просматривается. Имеется ряд интересных деталей, на которые стоит обратить внимание. Ложбина над Восточной Азией имеет, как и магнитная аномалия, отроги к востоку от центра аномалии. Американская и Африканская аномалии, как и высотные ложбины, отстоят по долготе

лишь на 90° , в то время как между другими парами аномалий расстояние по долготе $120\text{--}140^\circ$. Именно поэтому, а также потому, что Африканская аномалия неоднозначно влияет на разные широты, район Атлантики и Европы оказывается наиболее сложным в циркуляционном отношении районом в северном полушарии Земли. Исключительность этого района для климата Земли подчеркивается еще тем обстоятельством, что циркуляция атмосферы здесь контролирует вынос теплых океанических вод в Северный Ледовитый океан, обогрев полярного бассейна, степень развития покровного оледенения, изменения альбедо Земли и среднюю температуру

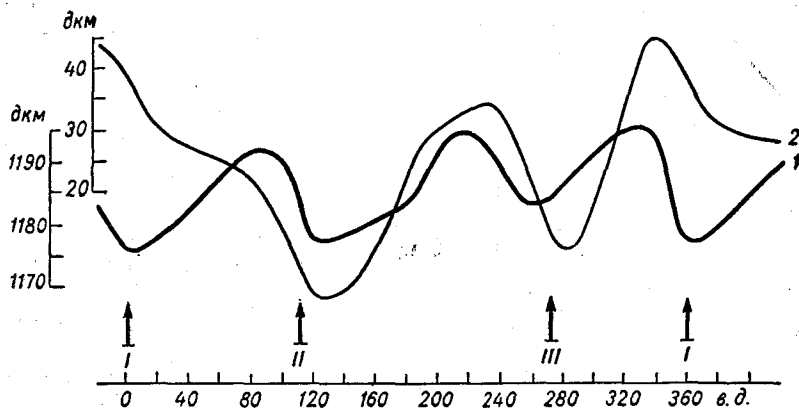


Рис. 3. Средние многолетние данные высоты поверхности 200 мб в феврале на 35 (I) и 60° с. ш. (2).

Стрелками показано долготное положение мировых магнитных аномалий: Африканской (I), Азиатской (II) и Северо-Американской (III).

в северном полушарии и на всей Земле. Характерно, что наибольшие изменения климата в полярных широтах происходили в Северной Атлантике, а в умеренных широтах — в Западной Европе, в районе Великих озер и на Востоке Азии [5, 8], т. е. в районах, близких к мировым магнитным аномалиям.

Если фиксировать на ежедневных высотных картах долготное положение точек с наиболее низким давлением в верхней тропосфере, то можно выделить области, в которых под действием какого-то фактора возникают мощные высотные ложбины. На рис. 2 штрихами выделены те долготные интервалы, в которых на 10 -градусный долготный интервал приходится 6% или более от всего числа сделанных на данной широте отметок [9]. Из рисунка видно, что в полярных широтах имеется лишь один долготный интервал, где отмечена высокая повторяемость высотных ложбин. Этот интервал связан с положением геомагнитного диполя. В умеренных широтах таких интервалов два и они связаны с положением Северо-Американской и Азиатской магнитных аномалий. Ввиду того, что в ра-

боте [9] обрабатывались высотные карты за период 1950—1960 гг., когда субтропические широты освещались плохо, очертить район наибольшей повторяемости высотных ложбин над Средиземным морем не удалось, хотя несомненно здесь наблюдается третий район высотного циклогенеза. В работе [9] показано, что районы высотного антициклогенеза имеют ту же конфигурацию изолиний, что и районы высотного циклогенеза, и сдвинуты к востоку от них на 3000—5000 км. Все эти данные показывают, что схема, приведенная на рис. 1, хорошо подтверждается фактическими материалами наблюдений.

Районы магнитных аномалий должны, по нашему мнению, привлечь особое внимание метеорологов и климатологов. Не только изменение общей циркуляции атмосферы и изменение климата связано с этими районами, в них могут наблюдаться и многие совершенно уникальные метеорологические явления. На рис. 2 показан район наибольшей повторяемости торнадо над Северной Америкой. Аналогичные разрушительные вихри наблюдаются над Западной Африкой и Восточным Китаем, хотя систематизированных данных по этим районам нет.

Для Северной Америки характерно почти полное отсутствие торнадо у побережий Тихого и Атлантического океанов. Сначала медленно, а затем все быстрее нарастает число наблюдаемых торнадо по мере движения к некоторому району, расположенному на расстоянии 1000 км к юго-западу от Великих озер [12]. До сих пор не было обращено внимание на то, что этот район, особенно страдающий от торнадо, расположен как раз в районе Северо-Американской магнитной аномалии.

Приведенные в настоящей статье материалы показывают, что «высыпавшиеся» из магнитосферы в атмосферу Земли протоны высоких энергий могут воздействовать на строение высотных барических полей тропосферы и определять характер и интенсивность общей циркуляции атмосферы. Крупными аномалиями в строении земного магнитного поля можно, в частности, объяснить трехволновую систему циркуляции в субтропических широтах, двухволновую — в умеренных и, наконец, смещение центра циркумполярного вихря в сторону Канадского Арктического архипелага. Если невозможную циркуляцию представить в виде симметричного относительно географического полюса потока, тогда космические факторы приводят к усилению меридиональных движений на всех широтах. Практически, однако, такое усиление меридиональности наблюдать очень трудно потому, что условия для вторжения протонов высоких энергий в районы разных групп широт должны быть различны. В одни периоды благоприятные условия складываются для облучения субтропических широт, в другие — умеренных или арктических. В каждый конкретный момент барическое поле несет на себе очень слабое отражение строения магнитного поля Земли, но при анализе месячных, сезонных и климатических особенностей общей циркуляции особенности магнитного поля Земли хорошо прослеживаются на картах барической топографии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адам Н. В. и др. Западный дрейф геомагнитного поля.— Геомагнетизм и аэрономия, 1964, т. 4, № 3, с. 548—558.
2. Дорман Л. И., Смирнов В. С., Тясто М. И. Космические лучи в магнитном поле Земли. М., «Наука», 1971. 400 с.
3. Золотов И. Г. О представлении магнитного поля с помощью мультиполей.— Геомагнетизм и аэрономия, 1966, т. 6, № 3, с. 556—567.
4. Ляхов Б. М. Новое остаточное поле Земли.— Геомагнетизм и аэрономия, 1966, т. 6, № 6, с. 1130—1134.
5. Полозова Л. Г., Сазонов Б. И. О возможной причине современного потепления климата.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1968, № 4, с. 99—105.
6. Почтарев В. И. О западном дрейфе геомагнитного поля.— Геомагнетизм и аэрономия, 1964, т. 4, № 2, с. 372—375.
7. Пудовкин И. В., Валуева Г. Е. О причине так называемого западного дрейфа геомагнитного поля.— Геомагнетизм и аэрономия, 1967, т. 7, № 5, с. 923—925.
8. Сазонов Б. И., Логинов В. Ф. Солнечно-тропосферные связи. Л., Гидрометеиздат, 1969, 115 с.
9. Сазонов Б. И. Высотные барические образования и солнечная активность. Л., Гидрометеиздат, 1964, 130 с.
10. Сазонов Б. И. О некоторых преимуществах частиц высоких энергий в передаче возмущений из Космоса в тропосферные слои.— Труды ГГО, 1967, вып. 227, с. 12—20.
11. Хесс В. Радиационный пояс и магнитосфера. М., Атомиздат, 1972, 352 с.
12. Schmidt M. Meteorologia dla Każdego. Warszawa, 1972. 180 s.

ТРОПОСФЕРНОЭФФЕКТИВНЫЕ ИНДЕКСЫ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ

К настоящему времени нет ясности в вопросе о тропосферной эффективности электромагнитного излучения и заряженных частиц, приходящих из космоса в атмосферу Земли, и при исследованиях по проблеме «Космос — нижняя атмосфера» применяются либо индексы волновой (относительные числа Вольфа, запятанность солнечного диска, площадь пятен и факелов, интенсивность радиоизлучения $S_{10,7}$ и др.), либо корпускулярной (индексы геомагнитной возмущенности K_p , A_p , C_i и др.) радиации. Они являются достаточно эффективными при исследовании влияния Солнца на ионосферу и, возможно, стратосферу. Связи этих индексов с характеристиками нижней атмосферы (тропосферы) оказываются слабыми и неустойчивыми в пространстве и времени [6, 18]. Предложено много причин неустойчивости солнечно-тропосферных связей, каждая из которых в большей или меньшей степени объясняет ту или иную их особенность [11, 14, 18]. Нам хотелось обратить внимание на возможно более существенную причину неустойчивости, а именно на малопригодность существующих индексов солнечной активности для подобных исследований.

При подсчете нового индекса мы исходили из тех соображений, что для нижней атмосферы могут быть весьма существенны вариации излучения Солнца в близком ультрафиолете ($\lambda \approx 2500 \text{ \AA}$) и видимом участке спектра (вариации солнечной постоянной). Элементарный расчет показывает, что вариации излучения в этих диапазонах длин волн, связанные с изменением соотношения площадей и яркости факелов и пятен, составляют несколько сот эрг·см⁻²с⁻¹. Интересно отметить, что вариации энергии всех других агентов, оказывающих влияние на атмосферу (дальний ультрафиолет, рентген, заряженные частицы), будут меньшими. Важно еще и то, что эти агенты оказывают влияние на высокие слои атмосферы (исключение составляют высокоэнергичные частицы) и вносимое ими в атмосферу возмущение надо передать в нижнюю атмосферу. Видимое излучение Солнца поглощается непосредственно подстилающей поверхностью. Естественно, минимальные изменения видимого излучения (солнечной постоянной) не могут мгновенно изменить термический режим подстилающей поверхности, более 2/3 которой составляют океан и ледниковые массивы, обладающие исключитель-

чей инерционностью. В этой связи можно думать, что вариации солнечной постоянной будут определять в основном долгопериодные колебания гидрометеорологических характеристик. Энергия, вносимая заряженными частицами, поглощается в атмосфере, которая имеет весьма малую «память» (3—20 дней), что позволяет считать заряженные частицы в основном ответственными за генерацию более короткопериодных компонент в нижней атмосфере.

Материалом для подсчета индекса солнечной активности послужили среднемесячные величины площади пятен и факелов, опубликованные Гринвичской астрономической обсерваторией за 1874—1960 г. и Главной астрономической обсерваторией АН СССР в Пулковке (ГАО АН СССР) за 1949—1968 г. Сопоставление площадей пятен гринвичского и пулковского каталогов показало, что они близки, тогда как площади факелов, приводимых в пулковских каталогах, превышают аналогичные характеристики гринвичского каталога в несколько раз. Это связано с тем обстоятельством, что в пулковские каталоги входят факелы, наблюдаемые более близко к центру солнечного диска, в то время как гринвичский каталог содержит лишь факелы, наблюдаемые далеко от центра солнечного диска. За период времени с 1953 по 1960 г., когда ряд наблюдений площадей факелов стал более однородным, отношение площадей пулковских и гринвичских факелов для малых (0—1000 м.д.п.) и средних (1001—1700 м.д.п.) площадей факелов соответственно составляет в среднем 5,5 и 7,5, а для крупных (>1701 м.д.п.) 9,5. Это увеличение отношения понятно: при большой площади факелов невидимая в Гринвиче часть факелов оказывается большей.

Напомним излучательные свойства пятен, сопровождающих их светлых колец и факелов. По средним оценкам, ядро пятна (тень) излучает 0,3—0,4 от невозмущенной фотосферы, а полутень 0,8. Окружающие пятна светлые кольца дают избыток излучения около 3% для наиболее типичных площадей пятен [8], а их площадь превышает площадь пятен в среднем в 2,5 раза [20]. Поскольку яркость тени и полутени для разных пятен отличается в среднем не более чем на 20—30%, а для больших пятен $50 \cdot 10^{-6}$ м.д.п. контраст тень — фотосфера остается одним и тем же [23], можно ограничиться, вероятно, принятыми средними оценками яркости тени и полутени пятен.

Наиболее трудно учесть яркость факелов при подсчете индекса, поскольку оценки по яркости часто различаются более чем на 100%, даже если учесть расположение факела на фотосфере относительно центра солнечного диска [3, 9, 23, 30]. Это связано как с трудностью наблюдения факелов, так и, возможно, с большими вариациями яркости факелов относительно среднего значения. Следовательно, принимать среднюю оценку яркости факелов при подсчете индекса недопустимо, особенно если учесть большую площадь факелов по сравнению с пятнами и светлыми кольцами.

Нами было проведено исследование связи площадей факелов по ежедневным данным Уссурийской горной солнечной станции

АН СССР за 1964—1971 гг. и их яркости, выраженной в баллах (I). Эффект потемнения фотосферы к краю был учтен. Оказалось, что яркость факелов значительно увеличивается с ростом площадей S_{ϕ} до 5000—6000 м.д.п. Линия регрессии может быть представлена формулой $I=0,0003S_{\phi}-0,02$. Для крупных площадей факелов увеличение яркости с ростом площадей замедляется. Линия регрессии для этого случая выражается формулой $I=0,000028S_{\phi}+1,48$.

Поскольку мы располагаем лишь суммарными среднемесячными величинами площадей факелов за необходимый интервал времени, а не площадью каждого факела, то надо найти бы грубое соотношение между указанными величинами. Оно будет показывать, какие по площади факелы будут в основном формировать суммарные среднемесячные величины площадей факелов. По данным Уссурий-

Таблица 1

Соотношение площадей факелов S_{ϕ} , суммарных среднемесячных площадей факелов ΣS_{ϕ} и их яркости I

S_{ϕ} м.д.п.	0—1000	1001—2000	2001—3000	3001—4000	4001—5000
ΣS_{ϕ} м.д.п.	3000	3000—8000	8001—16 000	16 001—23 000	23 001—27 000
I %	106,4	106,9	107,5	107,9	108,5
S_{ϕ} м.д.п.	5001—6000	6001—7000, 7001—8000	8001—9000, 9001—10 000	10 001— —12 000, >12 000	35 001
ΣS_{ϕ} м.д.п.	27 001—30 000	30 001—32 000	32 001—35 000		
I %	109,0	109,2	109,7		110,2

ской солнечной станции АН СССР было найдено такое грубое соотношение (табл. 1). Понятно, что при таком подходе мы допускаем некоторую ошибку, особенно для больших суммарных площадей факелов, но если учесть, что последние сформированы крупными по площади факелами, для которых яркость меняется мало, то принятая попытка учета яркости при подсчете индекса солнечной активности вполне оправдана. По крайней мере можно утверждать, что в результате получается меньшая ошибка, чем в случае, если бы была принята средняя яркость факелов.

Выразим яркость факелов в процентах относительно невозмущенной фотосферы. Как отмечалось, сведения по яркости факелов весьма противоречивы. Максимальная яркость факелов в среднем на 15—18% выше невозмущенной фотосферы, а минимальная — на 9% [3, 23, 30]. Примем, что эти величины яркости отвечают соответственно наиболее яркому (3 балла) и наименее яркому (1 балл) факелам. Промежуточные значения яркости вычислены в соответствии с уравнениями регрессии и даны в табл. 1 ($I\%$).

Тогда в общем виде индекс может быть представлен в следующем виде:

$$S_b = abS_{\phi} + cdS_{\Pi} - S_{\Pi},$$

где a — переменное отношение яркости факелов и пятен; b — переменное отношение площадей факелов по пулковскому и гринвичско-

Таблица 2

Сезонные значения волнового индекса S_B

Год	XII-II	III-V	VI-VIII	IX-XI	Год	XII-II	III-V	VI-VIII	IX-XI
1875	1121	601	313	388	1912	285	229	270	226
1876	102	386	228	193	1913	224	124	71	68
1877	13	192	115	87	1914	194	321	526	586
1878	66	68	85	81	1915	1058	1766	3358	4505
1879	69	129	115	188	1916	3327	4846	2378	3107
1880	578	742	1199	1337	1917	4898	4775	8054	4161
1881	3292	4136	4801	3564	1918	2443	2923	4030	4889
1882	3816	5776	5344	4928	1919	4418	2837	4070	2751
1883	4475	2512	2764	4738	1920	2164	1907	1540	1666
1884	7778	4755	1970	4737	1921	1381	778	714	291
1885	4731	3197	3363	1734	1922	356	877	229	170
1886	792	587	468	565	1923	272	170	273	186
1887	301	305	208	287	1924	206	205	644	873
1888	216	281	290	166	1925	1339	146	2305	6137
1889	111	100	77	128	1926	8931	7728	5334	3618
1890	170	153	173	633	1927	7396	6006	3689	4089
1891	694	1220	3841	3861	1928	4652	5961	7460	6894
1892	6397	10578	8411	10778	1929	4951	5106	7113	5408
1893	6339	5641	7632	4181	1930	8982	4035	1241	1562
1894	2956	3294	3916	4238	1931	1081	1345	942	542
1895	4742	6029	6084	4788	1932	493	268	512	231
1896	2941	2043	2186	3174	1933	505	416	145	109
1897	3906	1830	1163	1462	1934	143	288	513	326
1898	1815	1166	705	1085	1935	722	688	1578	2163
1899	443	351	464	239	1936	4302	5491	4773	6739
1900	304	304	71	63	1937	10503	7519	10773	9896
1901	19	23	38	42	1938	6945	9976	9149	7234
1902	23	146	118	244	1939	6186	5169	5057	4505
1903	535	926	2015	1210	1940	3460	1808	2293	2738
1904	2170	3483	4766	4286	1941	2073	2004	2190	1731
1905	6195	5770	7551	7507	1942	1858	1279	723	575
1906	6823	6560	7130	3467	1943	411	649	665	289
1907	5136	5028	2368	4784	1944	339	230	429	403
1908	5998	4314	4952	5733	1945	643	728	1466	1542
1909	2970	3131	2004	1658	1946	2184	4695	4614	5400
1910	1470	1384	1429	1613	1947	6456	5230	9424	6608
1911	717	762	539	337	1948	5871	5551	5727	4382

Год	XII-II	III-V	VI-VIII	IX-XI	Год	XII-II	III-V	VI-VIII	IX-XI
1949	3921	5277	6423	6341	1959	4578	3820	3999	2499
1950	5342	4516	3387	1682	1960	2364	4787	7295	5451
1951	1554	1370	2852	2164	1961	4961	2337	1360	1306
1952	1393	737	677	437	1962	1249	1292	659	439
1953	842	347	335	374	1963	508	757	638	643
1954	233	49	77	335	1964	404	300	205	258
1955	328	370	810	879	1965	522	243	400	302
1956	2178	5930	5698	4686	1966	623	1258	1149	600
1957	4532	3930	2841	4895	1967	1781	1194	1679	2171
1958	5360	6111	5648	4146	1968	2478	2445	1631	1893

му каталогам; c — отношение площадей светлых колец и пятен (равно 2,5); d — отношение яркости светлых колец и пятен (равно 0,104); S_{Φ} и S_{Π} — площади факелов и пятен по гринвичскому каталогу.

Отметим, что с 1953 г. использовались пулковские данные и, следовательно, умножение S_{Φ} на коэффициент v не производилось.

Подставив в формулу значения c и d и выполнив элементарные преобразования, запишем индекс в таком виде:

$$S_{\text{в}} = abS_{\Phi} - 0,72S_{\Pi}.$$

Вычисления по последней формуле были выполнены на ЭВМ БЭСМ-4 и приведены в табл. 2.

Рассмотрим ход среднегодовых значений индекса $S_{\text{в}}$ (рис. 1, кривая 1). Шесть из восьми 11-летних циклов являются деформированными (двух- или даже трехвершинными). Кривая 2 на рис. 1 показывает его вековой ход. Она получена посредством 23-летнего весового скользящего осреднения. Веса выбраны в соответствии с ординатами кривой Гаусса. Из рисунка видно, что индекс $S_{\text{в}}$ имеет два максимума, в 13-м (1892 г.) и 17-м (1937 г.) циклах по цюрихской нумерации, приходящихся на ветвь спада и подъема векового цикла. Они разнесены на 45 лет, т. е. на половину векового цикла. Для сравнения на рисунке приведен вековой ход относительных чисел Вольфа, который не совпадает на взятом временном интервале с ходом индекса $S_{\text{в}}$.

Рассмотрим возможные причины такого хода индекса $S_{\text{в}}$. Ранее нами было показано, что при большой запятненности солнечного диска площадь факелов не увеличивается с ростом пятен или увеличивается очень медленно. Так, линия регрессии площади факелов по площади пятен ($S_{\Pi} < 2000$ м.д.п.) может быть записана в виде $S_{\Phi} = 9,7473S_{\Pi} + 1077$, тогда как при большой запятненности ($S_{\Pi} > 2000$ м.д.п.) $S_{\Phi} = 0,4723S_{\Pi} + 21\,826$. Следовательно, нескольким мелким или средним по площади пятнам будут сопутствовать фа-

келы большей площади, чем в случае наличия одного пятна равной площади. В этой связи в 13-м и 17-м циклах должно наблюдаться большее количество средних и мелких пятен по сравнению с соседними циклами. Наиболее обстоятельные работы по подсчету пятен разной площади за многолетний период выполнены Рингнесом [27], М. Копецким и Г. В. Куклиным [24]. Из этих работ следует, что

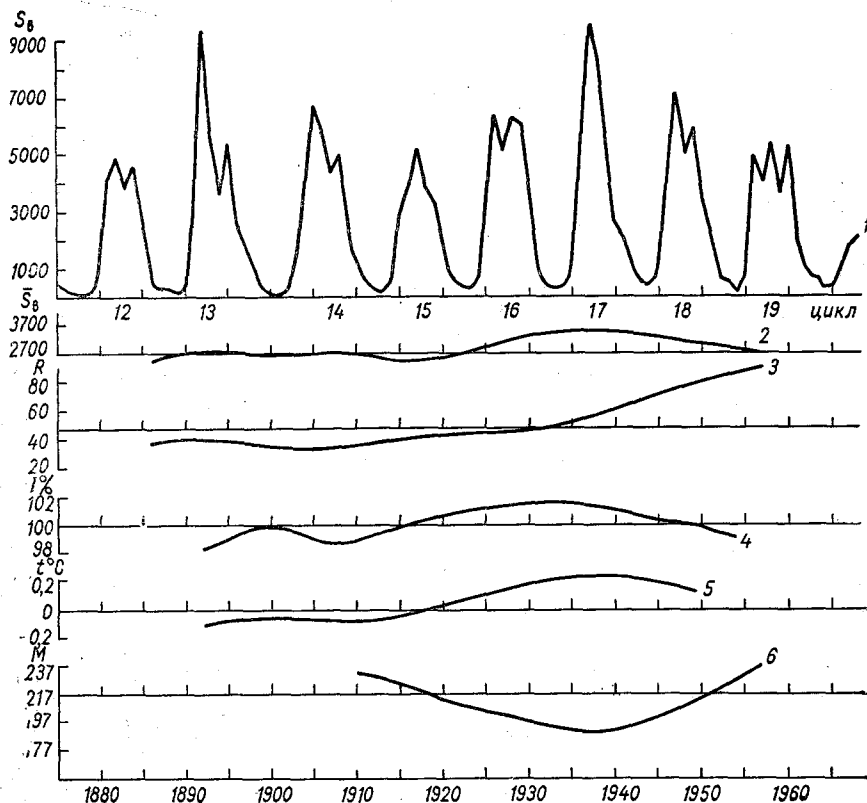


Рис. 1. Ход среднегодовых значений волнового индекса S_b (1) и его 33-летних скользящих значений (2), относительных чисел Вольфа (3), прямой радиации по З. И. Пивоваровой (4), аномалий температуры северного полушария по Е. С. Рубинштейн (5), повторяемости меридиональных типов циркуляции по Б. Л. Дзердзеевскому (6).

количество пятен с площадью 10—100 м.д.п. в 13-м и 17-м циклах аномально высокое; более мелкие по площади пятна имеют максимум в 15-м цикле, но вклад таких пятен является менее существенным в суммарную площадь пятен. В этих циклах наблюдается и малое число крупных рекуррентных пятен по сравнению с соседними циклами [28].

Но большая площадь факелов, образованная мелкими и средними факелами, еще не гарантирует более высокого притока вол-

новой радиации, поскольку мелкие и средние по площади факелы являются в то же время и менее яркими.

Рассмотрим этот вопрос несколько подробнее. При увеличении площади факелов примерно до 20 000 м.д.п. яркость возрастает всего лишь примерно на 1,5% ($\approx 0,25$ балла), тогда как площадь факелов с ростом пятен в этом интервале увеличивается очень быстро. Исходя из этого следует ожидать нескомпенсированного усиления волновой радиации в 13-м и 17-м циклах.

Усиление волновой радиации в 13-м и 17-м циклах должно следовать и из других предпосылок. Известно, что крупные пятна имеют и больший дефицит излучения [23]. Поскольку отношение крупных пятен к мелким и средним для этих циклов сдвигается в сторону последних, дефицит излучения пятен будет здесь, вероятно, меньшим.

Приведенные выше соображения носят в значительной степени умозрительный характер и, естественно, требуют более строгого обоснования. Используем для этой цели геофизические показатели, связанные с солнечной активностью.

В работе [25] показано, что показатель $R_e - R$, где R_e — функция индекса IF_2 , характеризующего критическую частоту области F2, в относительных числах Вольфа, а R — относительные числа Вольфа, имеет максимум в 1938 г. (автор использует ряд с 1938 г.), а минимум в 1957—1958 гг. Автор этой работы полагает, что для показателя $R_e - R$ характерен цикл длительностью около четырех 11-летних циклов, следовательно, существует долгопериодная вариация в связях между ионизацией F-области и числами Вольфа.

В нашем распоряжении имелись также данные f^oF_2 по ст. Томск с 1936 г. (наиболее длинный ряд наблюдений за ионосферой). Критическая частота f^oF_2 в 1937—1938 гг. отличалась от критической частоты в 1957—1958 гг. всего лишь на 10%, тогда как относительные числа Вольфа в 1957—1958 гг. были выше на 70%.

Отсюда можно заключить, что либо при одном и том же значении чисел Вольфа в 1937—1938 гг. ионизация в области F2 была больше, чем в 1957—1958 гг., либо большая возмущенность циркуляции в нижней атмосфере в конце 30-х годов (будет показано ниже) внесла наиболее существенный вклад в колебания параметров ионосферы. Передача возмущения снизу вверх, как показано рядом исследователей, вполне возможна [7, 15].

Рассмотрим вековой ход видимой радиации в этот период времени. В работе [2] приведен вековой ход прямой радиации от Солнца, полученный по данным наземной актинометрической сети, а в работе [22] — ход солнечной постоянной за более ограниченный интервал времени (1924—1947 гг.).

Кривая 4 на рис. 1 показывает вековой ход прямой солнечной радиации в процентах. Из рис. 1 видно согласие векового хода индекса и прямой радиации, что является аргументом в пользу связи вариаций видимого излучения Солнца с индексом S_B . Вековой ход солнечной постоянной также согласуется с ходом индекса S_B . Кривые б и б на рисунке показывают соответственно вековой ход тем-

пературы северного полушария по Е. С. Рубинштейн и меридиональной циркуляции северного полушария по Б. Л. Дзержевскому [5]. Из рисунка видно удовлетворительное согласие векового хода сопоставляемых величин. Некоторое несоответствие их векового хода наблюдается в начале XX в., что, вероятно, связано с самой сильной вулканической деятельностью за последние 70 лет [12]: вулканическая пыль вызвала более сильное понижение прямой радиации, чем это должно было следовать из вариаций излучения Солнца, связанных с солнечной активностью.

Кроме волновой радиации, на атмосферу Земли могут оказывать влияние заряженные частицы как высоких, так и низких энергий [13, 18, 26, 29]. Наиболее вероятным агентом, возмущающим нижнюю атмосферу, на наш взгляд, являются частицы высоких энергий (космические лучи солнечного и галактического происхождения). Пока трудно предложить механизм такого влияния, но, вероятно, он связан либо с дополнительной ионизацией составляющих нижней атмосферы и образованием дополнительного озона [21], либо с конденсацией водяных паров на ионах, образованных космическими лучами, которая осуществляется при меньших пересечениях. Выделившаяся при этом дополнительная теплота приводит к интенсификации атмосферной циркуляции. Следует отметить, что озонная и конденсационная гипотезы предложены давно, но затем признаны рядом исследователей несостоятельными. Нам хотелось бы воздержаться от категорических выводов относительно их реальности, тем более, что ряд факторов может быть понят в рамках этих гипотез [16]. Не исключен также механизм, предложенный Б. И. Сазоновым [17].

Для мягких космических лучей с энергией, меньшей 1—2 БэВ, увеличение числа групп пятен свыше 200 приводит к их полному выметанию из околоземного космоса, а это значит, что число неоднородностей солнечной плазмы небольших размеров эффективных для модуляции мягких космических лучей, представляющих определенный интерес в силу их большей плотности по сравнению с жесткими космическими лучами, будет уже предельным при каком-то среднем уровне солнечной активности ($S_k \approx 12$ единиц). Следовательно, эффективным индексом, отражающим модуляцию мягких космических лучей, будет такой:

$$\tilde{S}_k \approx 12 - S_k.$$

В работе [10] нами указывалось, что асимметрия запятненности полушарий Солнца определяет наклон силовых линий межпланетного магнитного поля в сторону менее активного полушария.

В многочисленных работах показано, что пересоединение межпланетных магнитных силовых линий с магнитосферными возможно только при южном направлении межпланетного магнитного поля. В этой связи геоэффективность заряженных частиц будет наибольшей при наклоне силовых линий межпланетного магнитного поля к югу от гелиоэкватора, что имеет место при положительной асим-

метрии солнечной активности (A). Положительное значение этого отношения (A) может, вероятно, также свидетельствовать о большей геоэффективности заряженных частиц высоких энергий ($E \approx 10^7 \div 10^9$ эВ). Их интенсивность возрастает с ростом солнечной активности в 11-летнем цикле. В этой связи значения A необходимо умножить на коэффициент K , пропорциональный величине S_K . Примем, что K зависит от S_K следующим образом: $S_K = 0 \div 2,00$, $K = 0,1$; $S_K = 2,01 \div 4,00$, $K = 0,2$ и т. д.; $S_K > 18,01$, $K = 1,0$. Естественно, что соотношение между K и S_K может быть несколько иным по величине, но не по знаку. Тогда, геоэффективность наклона силовых линий межпланетного магнитного поля можно грубо представить так:

$$S_a = KA'$$

Здесь A' — нормированные значения показателя асимметрии.

Поскольку мы не располагаем значениями A для каждого месяца с 1875 до 1949 гг., есть смысл оценить значения A за этот период хотя бы приближенно. М. Копецкий рассчитал число групп пятен, возникающих на Солнце в течение 27-дневного оборота и их среднюю продолжительность жизни отдельно по полушариям (f_{0N} , f_{0S} и T_{0N} , T_{0S}). Произведение $f_0 T_0$ представляет собой число всех активных образований на Солнце (N). Корреляция f_0 с T_0 достаточно высокая ($r \approx 0,8$), чтобы использовать значения N для определения показателя асимметрии. Естественно, что поскольку значения f_0 и T_0 даны по оборотам Солнца, можно получить только грубые значения показателя асимметрии за другие отрезки времени, например, сезон.

Как указывалось ранее, на нижнюю атмосферу оказывают влияние волновая радиация и заряженные частицы, следовательно, возникает необходимость получения суммарного тропосферноэффективного индекса солнечной активности.

В качестве характеристики влияния на атмосферу Земли низкоэнергичных частиц можно использовать индекс планетарной геомагнитной возмущенности ΣK_p . Ряды этого индекса с 1884 по 1968 гг. представлены А. И. Олем. Данные за более ранние годы получены с использованием регрессии между индексом ΣK_p и локальным геомагнитным индексом для ст. Павловск, вычисленным И. Д. Зосимовичем.

Сделаем несколько замечаний относительно учета в суммарном индексе электромагнитного излучения.

Эффект прямого нагревания подстилающей поверхности добавочным видимым излучением, описываемым индексом S_b , будет существенным лишь в том случае, если значения индекса в течение нескольких лет подряд значительно превысят средний уровень. Это связано, как уже отмечалось выше, с тем обстоятельством, что $2/3$ подстилающей поверхности обладают исключительной инерционностью. Примем, что «память» океана описывается экспоненциальным законом и, вероятно, не превышает 5—7 лет. В этом слу-

Сезонные значения корпускулярного индекса S_k

Год	XII-II	III-V	VI-VIII	IX-XI	Год	XII-II	III-V	VI-VIII	IX-XI
1875	4,66	5,62	4,05	2,90	1912	0,31	1,98	1,12	1,33
1876	5,00	2,06	1,13	2,78	1913	1,09	0,03	0,04	0,10
1877	3,37	2,44	1,13	4,18	1914	0,20	1,17	1,47	1,64
1878	0,77	1,37	0,57	1,29	1915	3,54	5,29	7,88	5,02
1879	0,06	0,24	0,45	0,86	1916	5,20	8,64	6,66	6,08
1880	2,01	2,33	3,80	5,01	1917	10,42	11,38	17,94	12,24
1881	4,87	4,55	6,25	6,41	1918	16,12	11,15	13,66	12,50
1882	4,91	10,52	4,93	10,72	1919	13,77	16,45	18,74	13,03
1883	7,68	8,44	14,70	16,46	1920	10,78	10,62	6,81	11,19
1884	18,69	17,39	9,98	11,83	1921	9,37	11,70	10,26	9,72
1885	11,26	11,82	14,40	8,59	1922	8,26	10,41	2,47	3,17
1886	6,40	12,42	5,71	1,91	1923	4,32	0,44	0,61	1,76
1887	3,02	3,16	6,93	2,44	1924	0,41	1,20	2,74	3,36
1888	6,64	3,52	1,69	3,96	1925	1,59	3,31	4,00	7,67
1889	1,29	0,64	3,98	0,77	1926	15,59	7,06	7,46	8,00
1890	0,67	0,39	0,94	1,82	1927	12,69	10,31	8,95	9,60
1891	1,71	2,91	5,19	5,85	1928	11,45	14,74	15,60	13,69
1892	9,17	9,09	11,49	8,09	1929	13,07	14,70	14,77	18,25
1893	10,43	11,01	15,93	13,94	1930	22,18	10,25	5,08	10,22
1894	15,73	13,11	15,03	8,87	1931	8,97	9,94	3,68	4,70
1895	10,57	10,99	10,82	10,34	1932	4,35	6,09	4,85	2,19
1896	8,19	5,71	6,16	7,55	1933	6,86	1,51	0,51	0,63
1897	17,29	10,70	9,09	6,64	1934	0,37	1,72	0,90	0,42
1898	10,94	6,21	3,77	9,75	1935	1,81	1,74	3,65	5,41
1899	3,29	3,73	3,11	1,36	1936	7,89	6,24	5,61	8,34
1900	2,54	4,08	2,17	2,03	1937	13,94	13,99	18,59	11,39
1901	0,10	1,60	0,42	0,62	1938	14,69	17,58	17,43	17,06
1902	0,42	0,88	0,07	1,56	1939	13,54	15,26	17,75	19,80
1903	0,63	1,96	1,62	5,21	1940	11,99	12,88	17,65	12,31
1904	4,18	4,97	4,73	4,55	1941	9,72	6,58	13,84	14,31
1905	13,09	9,34	12,53	16,18	1942	10,86	13,68	4,37	6,25
1906	7,59	10,13	10,32	5,86	1943	5,50	8,56	2,85	3,90
1907	17,55	9,51	11,41	14,80	1944	1,85	0,51	0,58	1,79
1908	10,65	8,26	13,59	13,88	1945	2,20	3,64	3,20	4,76
1909	14,28	11,75	6,52	14,02	1946	9,32	8,78	11,63	10,46
1910	10,74	4,45	3,46	5,70	1947	16,18	23,56	17,11	14,30
1911	2,30	5,52	1,30	2,10	1948	11,55	22,52	19,06	14,62

Год	XII—II	III—V	VI—VIII	IX—XI	Год	XII—II	III—V	VI—VIII	IX—XI
1949	24,88	20,25	18,52	20,34	1959	21,99	21,80	22,55	17,13
1950	16,32	18,31	12,23	7,40	1960	19,11	15,70	15,92	13,33
1951	9,24	21,08	16,42	11,34	1961	9,71	10,44	15,01	9,33
1952	9,44	6,79	13,31	9,27	1962	10,95	11,08	5,30	8,42
1953	6,43	5,10	4,86	1,94	1963	4,05	5,79	5,28	7,09
1954	0,07	0,55	0,36	0,35	1964	1,56	0,89	0,45	0,32
1955	2,35	1,19	2,66	5,78	1965	1,26	0,97	0,63	1,32
1956	9,77	10,57	11,82	14,88	1966	1,62	3,55	3,84	4,05
1957	13,85	13,59	18,93	22,27	1967	7,99	9,15	9,23	7,19
1958	20,62	24,00	20,43	18,04	1968	12,72	9,68	11,80	9,80

чае влияние электромагнитного излучения, описываемого предыдущими членами индекса S_B , будет убывать по экспоненте в зависимости от интервала времени до данного момента в соответствии с такими весами: 0,35, 0,30, 0,20, 0,10, 0,04, 0,02. Промежуточные веса с дискретностью 0,25 года получены интерполяцией. Впрочем, последнего можно было и не делать, так как значения всех остальных параметров, использованных при подсчете индексов, известны с ограниченной точностью.

Преобразованный посредством такого весового сглаживания индекс S_B должен обладать большей тропосферной эффективностью. Тогда суммарный индекс S_{Σ} может быть записан так:

$$S_{\Sigma} = \tilde{S}_B + \tilde{S}_K + S_a + 0,3 \sum K_p,$$

где $\sum K_p$ — индекс планетарной магнитной активности; S_a — индекс асимметрии активности полушарий Солнца; S_B — преобразованный волновой индекс; S_K — преобразованный корпускулярный индекс; 0,3 — коэффициент, подобранный исходя из соотношения максимально возможного вклада волнового излучения и частиц низких энергий в возмущенность нижней атмосферы.

При расчете S_{Σ} использовалась нормировка индексов S_B , S_K и A на среднеквадратическое отклонение. Полученный таким образом индекс, естественно, является грубым в силу использования неоднородного материала при подсчете индексов S_B , K_p , S_K и A , а также принятия ряда допущений при его образовании, но принципы, положенные в его основу, вероятно, могут быть приняты. Строгая реализация этих принципов позволит в будущем получить более тропосферноэффективный индекс солнечной активности. Но даже полученный здесь индекс является лучше существующих, поскольку число значимых коэффициентов, полученных при подсчете

Таблица 4

Сезонные и среднегодовые значения индекса S_z

Год	ХII-II	III-V	VI-VIII	IX-XI	I-XII	Год	ХII-II	III-V	VI-VIII	IX-XI	I-XII
1875	1,04	0,65	0,59	0,62	0,58	1912	0,18	-0,22	-0,17	-0,25	-0,51
1876	0,01	0,47	0,46	-0,08	-0,04	1913	-0,17	0,12	-0,09	0,13	0,12
1877	-0,29	-0,15	-0,07	-0,84	-0,28	1914	-0,12	-0,23	-0,18	-0,17	-0,17
1878	0,17	-0,17	-0,29	-0,36	0,00	1915	-0,66	-0,83	-1,72	-0,15	-0,40
1879	0,07	0,04	-0,21	-0,24	-0,21	1916	-0,25	-0,43	0,00	0,35	0,04
1880	-0,33	-0,23	-0,56	-0,71	-0,45	1917	-0,42	-0,72	-0,36	-0,50	-0,72
1881	-0,30	-0,03	-0,27	-0,15	-0,41	1918	-0,31	-0,24	-0,50	-0,43	0,06
1882	0,55	-0,49	0,61	-0,50	0	1919	-0,24	-0,54	-0,92	-0,76	-0,38
1883	-0,37	-0,11	-1,03	-1,37	-1,25	1920	-0,77	-0,80	-0,11	-0,85	-0,90
1884	-1,49	-1,10	-0,43	-1,03	-0,83	1921	-0,67	-0,94	-0,97	-1,08	-0,13
1885	-0,80	-1,04	-1,27	-0,46	-0,81	1922	-0,50	-0,83	0,45	0,05	-0,36
1886	-0,12	-1,69	0,10	1,04	-0,61	1923	0,49	0,17	-0,10	-0,18	0,02
1887	0,63	0,14	-1,45	-0,17	-0,77	1924	0,28	-0,01	-0,28	-0,34	-0,19
1888	-1,45	-0,66	-0,36	-1,02	-1,23	1925	-0,33	-0,48	-0,19	-0,76	-0,50
1889	-0,52	-0,28	-1,40	-0,21	-0,93	1926	-0,97	0,26	-0,03	0,04	0,07
1890	-0,22	-0,16	-0,29	-0,01	0,08	1927	-0,83	-0,14	0,09	0,10	0,01
1891	-0,15	-0,14	-0,58	-0,37	-0,04	1928	-0,41	-0,60	-0,08	0,17	0,18
1892	-0,60	-0,10	-0,35	0,72	0,67	1929	0,14	0,28	0,36	0,60	0,53
1893	0,50	0,13	0,10	0,26	-0,05	1930	0,89	1,67	2,54	1,00	1,25
1894	0,24	0,04	0,13	0,80	0,25	1931	0,99	0,83	1,33	1,34	0,94
1895	0,38	0,37	0,18	0,40	1,00	1932	1,09	0,83	0,27	0,82	0,75
1896	1,00	1,00	0,58	0,11	0,67	1933	-0,07	0,75	0,54	0,67	0,62
1897	-1,49	-0,85	-0,92	-0,18	-0,52	1934	0,23	-0,20	-0,20	-0,05	-0,05
1898	-1,27	-0,34	0,31	-1,48	-0,75	1935	-0,17	-0,33	-0,83	-0,88	-0,56
1899	0,22	-0,02	-0,21	0,15	-0,16	1936	-1,07	-0,53	-0,22	-0,72	-0,30
1900	-0,25	-0,90	-0,78	-0,66	-0,74	1937	0,00	0,19	0,23	0,83	0,64
1901	-0,21	-0,45	-0,16	-0,30	0,14	1938	1,34	1,36	1,36	1,44	1,30
1902	-0,25	-0,34	-0,24	-0,51	-0,35	1939	1,38	1,81	1,43	0,78	1,11
1903	-0,48	-0,47	-0,11	-0,61	-0,41	1940	0,94	0,60	0,17	0,07	0,54
1904	-0,38	-0,59	-0,38	-0,03	-0,09	1941	0,87	1,27	-0,18	-0,35	0,62
1905	-0,81	-0,31	-0,29	-0,10	-0,47	1942	-0,40	-0,62	0,79	0,51	0,25
1906	1,06	0,83	1,03	1,19	0,89	1943	0,12	-0,52	0,91	0,66	0,65
1907	0,73	0,81	0,23	-0,28	-0,03	1944	0,59	0,68	0,15	-0,08	0,35
1908	0,82	0,86	-0,43	-0,51	0,52	1945	-0,19	-0,39	-0,59	-0,84	-0,30
1909	-0,76	-0,63	0,51	-1,39	-0,31	1946	-1,45	-0,99	-1,42	-0,90	-0,64
1910	-1,20	0,59	0,60	0,21	0,31	1947	-1,33	-0,78	-0,25	-0,02	0,27
1911	0,35	-0,39	0,39	-0,14	-0,03	1948	0,07	0,09	0,29	0,55	0,25

Год	XII-II	III-V	VI-VIII	IX-XI	I-XII	Год	XII-II	III-V	VI-VIII	IX-XI	I-XII
1949	0,35	0,69	0,61	0,90	0,73	1959	1,84	1,88	2,00	1,45	1,14
1950	1,35	1,28	0,40	1,85	0,77	1960	1,51	0,64	1,42	1,03	0,94
1951	1,64	2,04	-0,77	0,00	0,59	1961	1,47	0,94	1,16	0,95	0,50
1952	0,89	0,21	-1,00	0,31	0,83	1962	0,22	0,00	1,27	0,37	0,30
1953	0,59	1,05	0,13	0,57	0,92	1963	0,76	-0,03	0,70	0,67	0,29
1954	0,81	0,61	0,40	0,64	0,62	1964	0,64	0,73	0,74	0,71	0,68
1955	-0,25	0,44	-0,35	-0,50	-0,14	1965	0,28	0,29	0,26	0,15	0,09
1956	-0,72	-0,86	-0,88	-1,81	-0,98	1966	0,11	0,04	-0,06	0,62	-0,38
1957	-1,24	-1,37	-0,95	-0,23	-0,66	1967	-0,50	-0,88	-0,50	-0,32	-1,08
1958	-0,13	-0,06	0,59	-1,52	0,26	1968	-0,96	-0,54	-1,14	-1,08	-1,39

связи метеорологических характеристик (более 100 рядов) с индексом S_{Σ} было в 1,3 раза больше, чем в случае использования известных индексов солнечной и геомагнитной активности (W , K_p). Сезонные значения индексов S_K и S_{Σ} приведены в табл. 3 и 4.

Годовые значения индекса S_{Σ} могут быть вычислены более корректно, так как мы располагаем среднегодовыми значениями асимметрии солнечной активности (A). Кроме того, при осреднении среднемесячных величин S_{Σ} и S_K уменьшаются случайные ошибки, возникающие при подсчете индексов.

Годовые значения индекса S_{Σ} приведены в табл. 4.

ЛИТЕРАТУРА

1. Базилевская Г. А. и др. 11-летняя солнечная модуляция интенсивности космических лучей в стратосфере.— Изв. АН СССР. Сер. физ., 1971, № 12, с. 2483—2487.
2. Будыко М. И. Изменения климата. Л., Гидрометеоздат, 1969. 37 с.
3. Витинский Ю. И. Морфология солнечной активности. М.—Л., «Наука», 1966. 199 с.
4. Данилов А. А. Зависимость вариаций космических лучей от кратчайшего расстояния Земли до оси корпускулярного потока.— Геомагнетизм и аэронавигация, 1966, № 4, с. 664—670.
5. Дзержевский Б. Л. Циркуляционные механизмы в атмосфере северного полушария в XX столетии. М., Изд. МГК, 1968. 240 с.
6. Дроздов О. А., Логинов В. Ф., Покровская Т. В. Изменчивые солнечно-тропосферные связи и методы установления их надежности.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1969, № 6, с. 15—26.
7. Казимировский Э. С., Логинов В. Ф., Сухомазова Г. И. О динамическом единстве атмосферы Земли.— ДАН СССР, 1971, т. 191, № 1, с. 76—77.
8. Касинский В. В. Предварительные результаты фотометрического исследования светлых колец.— Солнечные данные, 1964, № 11, с. 42—50.
9. Кузьминых В. Д. О зависимости контраста факелов от длины волны. Определение спектрофотометрических температур факелов.— Астрономический журнал, т. 40, № 3, 1963, с. 419—425.

10. Логинов В. Ф. Солнечная обусловленность колебаний термического режима северного полушария.— Докл. ин-та геогр. Сибири и Дальнего Востока, 1972, вып. 33, с. 38—44.
11. Логинов В. Ф., Сухомазова Г. И. О реальности солнечно-атмосферных связей.— Гидромагнетизм и аэрономия, 1971, № 3, с. 396—400.
12. Митчелл Дж. М. Современные вековые колебания температуры земного шара.— В кн.: «Солнечная активность и изменения климата». Л., Гидрометеоздат, 1966, с. 87—105.
13. Мустель Э. Р. О воздействии солнечной активности на тропосферу в области полярных шапок.— Астрономический журнал, 1966, т. 43, № 2, с. 365—370.
14. Мустель Э. Р. Солнечные корпускулярные потоки и их воздействие на атмосферу Земли.— Научные информации, вып. 10. М., Астросовет АН СССР, 1968, с. 98—175.
15. Ракипова Л. Р. О механизме связи между тропосферой и верхними слоями атмосферы.— Тр. ГГО, 1951, вып. 28 (90), с. 5—35.
16. Рубашев Б. М. Проблемы солнечной активности. М.—Л., «Наука», 1964. 362 с.
17. Сазонов Б. И. Высотные барические образования и солнечная активность. Л., Гидрометеоздат, 1964. 130 с.
18. Сазонов Б. И., Логинов В. Ф. Солнечно-тропосферные связи. Л., Гидрометеоздат, 1969. 115 с.
19. Чарахчян А. Н., Чарахчян Т. Н. Вековые изменения интенсивности космических лучей и 11-летний цикл активности солнца.— Геомагнетизм и аэрономия, 1966, № 3, с. 486—493.
20. Чистяков В. Ф. Внешние светлые кольца солнечных пятен.— Солнечные данные, 1964, № 3, с. 56—61.
21. Щука Т. И. Изменение давления у поверхности Земли в периоды вторжения высокоэнергичных частиц.— Тр. ААНИИ, 1969, вып. 289, с. 74—83.
22. Эйгенсон М. С. Солнце, погода и климат. Л., Гидрометеоздат, 1963. 274 с.
23. Ягер К. Строение и динамика атмосферы Солнца. М., Изд-во иностр. лит., 1962. 376 с.
24. Кореcky M., Kuklin G. V. A few notes on the sunspots activity in dependence on the phase on the 11-year cycle and on the heliographic latitude.— ВАС, 1969, vol. 20, No. 1, pp. 22—29.
25. Muggleton L. M. Secular variation in F-region response to sunspot number.— J. of Atm. and Terr. Phys., 1969, vol. 31, pp. 1413—1419.
26. Ney E. P. Cosmic radiation and weather. Nature. Eng., 1959, vol. 183. No. 4659, pp. 451—452.
27. Ringnes T. S. Secular variation in short-lived sunspots.— Astroph. Norv., 1962, vol. 8, No. 2, pp. 17—52.
28. Ringnes T. S. Secular variation in long-lived sunspots.— Astroph. Norv., 1964, vol. 8, No. 10, pp. 303—340.
29. Schuurmans C. J. Influence of solar flare particles on the general circulation of the atmosphere.— Nature, Eng., 1965, vol. 205, No. 4967, pp. 167—168.
30. Tandberg-Hanssen E. Solar activity. Blaisdell Publishing Company. Waltham, Massachussets, Toronto, London, 1967, 310 p.

О РОЛИ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО ГРАДИЕНТА СРЕДНЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ В ФОРМИРОВАНИИ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ИНТЕНСИВНОСТИ МАКРОТУРБУЛЕНТНОГО ПЕРЕНОСА ТЕПЛА

Изучение особенностей географического распределения макротурбулентных потоков тепла [1, 2] показывает, что все характеристики макровихревого теплообмена претерпевают значительную пространственную изменчивость.

В качестве меры пространственной изменчивости макротурбулентного переноса тепла может служить, в частности, коэффициент пространственной вариации

$$v = \frac{\sigma_x}{\bar{x}} \cdot 100\%, \quad (1)$$

где \bar{x} и σ_x — значения среднего арифметического и среднего квадратического отклонения рассматриваемой величины, вычисленные например, по площади некоторой территории.

Расчеты интегральных в слое 1000—500 мб макротурбулентных потоков тепла Q [1, 2], производившиеся автором для Европейской территории СССР (ЕТС), также выявили значительную территориальную изменчивость указанных величин.

В частности, оценка территориальной изменчивости модулей макровихревых потоков тепла Q за период 1958—1961 гг. показала, что коэффициенты вариации v (по площади ЕТС) могут достигать значительных величин (январь — 56,8%; апрель — 52,2%; июль — 28,5%; октябрь — 38,5%).

Источником пространственной изменчивости интенсивности макровихревого переноса тепла является комплекс факторов, среди которых определенной роль должны играть прежде всего такие, как: а) пространственная неоднородность полей температуры (территориальные различия в величинах горизонтальных градиентов температуры), б) территориальные различия характера циклонической деятельности [1—3], в) неоднородность подстилающей поверхности (в том числе условия орографии [6, 7]) и ряд других.

При этом роль каждого фактора в отдельности в формировании результивного признака (интенсивность макротурбулентного переноса тепла — Q) в различных частях территории не остается постоянной. Таким образом, при изучении территориальных особенностей распределения Q [1, 2] мы имеем дело с некоторым статистическим комплексом, в котором разнообразие результивного признака Q является результивом сложного взаимодействия совокупности определяющих факторов. Оценку вклада каждого из упомянутых факторов в общую (полную) изменчивость результивного признака Q можно произвести, в частности, на основе использования дисперсионного анализа [8, 10].

Таблица 1

Результивы дисперсионного анализа

Месяц	Фактор	Тип изменчивости C	Степень влияния факторов $\eta^2 \cdot 100\%$	Число степеней свободы ν	Оценка дисперсий σ^2	F	$F_{\alpha} (\nu_1/\nu_2)$
I	у	81,84		81	1,01	1,13	$F_{0,75} (76/5) = 0,735$
	х	4,53	5,53	5	0,90		
	z	77,31	94,47	76	1,02		
IV	у	78,37		85	0,92	3,37	$F_{0,005} (7/78) = 3,23$
	х	18,21	23,24	7	2,60		
	z	60,16	76,76	78	0,77		
VII	у	21,10		79	0,26	4,04	$F_{0,025} (3/76) = 3,46$
	х	2,91	13,81	3	0,97		
	z	18,19	86,19	76	0,24		
X	у	57,00		81	0,70	1,97	$F_{0,25} (74/7) = 1,65$
	х	2,62	4,60	7	0,37		
	z	54,38	95,40	74	0,73		

Примечание. Величины C и σ^2 уменьшены в 10^{10} раз, размерность C и σ^2 — кал² (см²·с²) [1, 2].

В настоящей работе нами преследовалось решение лишь частной задачи. Основной вопрос ее был сформулирован следующим образом: выяснить, какова роль горизонтального градиента средней температуры в формировании территориального разнообразия интенсивности интегрального переноса тепла Q [1, 2]?

Основные результивы были получены исходя из анализа однофакторного дисперсионного комплекса [8, 10] (табл. 1). В дальнейшем предполагается средствами того же дисперсионного анализа дать оценку роли других факторов, оказывающих влияние на территориальное распределение Q .

При решении поставленной задачи в качестве исходного материала использовались данные об интегральных в слое 1000—500 мб величинах потоков тепла Q по 22 станциям ЕТС за 4 года (1958—1961 гг.).

Соответствующие данные были получены для центральных месяцев сезонов (I, IV, VII, X). Таким образом, в пределах каждого сезона объем выборки по результативному признаку содержал около $22 \times 4 = 88$ переменных ($n \approx 88$). В качестве источника данных о величинах градиентов средней температуры использовались карты среднего геопотенциала OT_{1000}^{500} [1, 2, 3] за тот же период времени.

Величины горизонтального градиента геопотенциала OT_{1000}^{500} оценивались в виде центральных разностей с шагом по пространству 1000 км и в направлении, совпадающем с направлением потока тепла Q [1—5].

В соответствии с приемами дисперсионного анализа [8, 10] все многообразие величин градиентов геопотенциала OT_{1000}^{500} , имевшее место в указанных выборках (сезонах), было разбито на градации (категории). При построении указанных градаций учитывался размах колебаний фактора. Ширина интервала градаций была всюду принята равной 2 гп.дкм/1000 км. Для обеспечения сравнимости результатов анализа во всех сезонах границы градаций были одинаковыми.

После разделения величин градиентов геопотенциала OT_{1000}^{500} на описанные градации все разнообразие результативного признака Q распределялось по этим градациям. Таким образом были составлены матрицы исходных данных для каждого сезона.

Согласно схеме однофакторного дисперсионного анализа [8, 10], вначале для каждого комплекса (сезона) в качестве меры общей (полной) изменчивости результативного признака Q были определены величины C_y (табл. 1). Они определялись как значения центральных моментов 2-го порядка относительно общих (для каждого комплекса) средних.

В качестве меры вклада в общую изменчивость C_y градиента геопотенциала OT_{1000}^{500} подсчитывались величины C_x (табл. 1). При определении C_x внутри каждой градации градиента геопотенциала OT_{1000}^{500} предварительно определялись величины факториальных средних [10] по результативному признаку Q . Затем подсчитывались суммы квадратов отклонений факториальных средних относительно общих (для каждого комплекса) средних. Значения факториальных средних затем были использованы также при построении рис. 1.

Суммарный вклад в общую изменчивость C_y всех остальных (помимо градиента геопотенциала OT_{1000}^{500}) факторов определяется величиной остаточной изменчивости C_z (табл. 1).

Согласно [8, 10],

$$C_y = C_x + C_z \quad (2)$$

Отношения (табл. 1)

$$\eta_x^2 = \frac{C_x}{C_y} \cdot 100\%, \quad (3)$$

$$\eta_z^2 = \frac{C_z}{C_y} \cdot 100\% \quad (4)$$

показывают относительную величину вклада различных факторов в общую изменчивость результивного признака Q .

Содержащиеся в табл. 1 данные являются выборочными, поскольку они характеризуют прежде всего особенности рассмотренного периода (1958—1961 гг.) и сравнительно небольшой территории.

Из анализа табл. 1 следует, что влияние горизонтального градиента средней температуры на территориальную изменчивость Q в пределах данного периода имело место ($\eta_x^2 \neq 0$), хотя в целом оно оказалось небольшим (максимальные η_x^2 в апреле не превысили 23—24%), т. е. наблюдавшаяся в пределах ЕТС пространственная изменчивость Q [1, 2] в основном определялась влиянием терри-

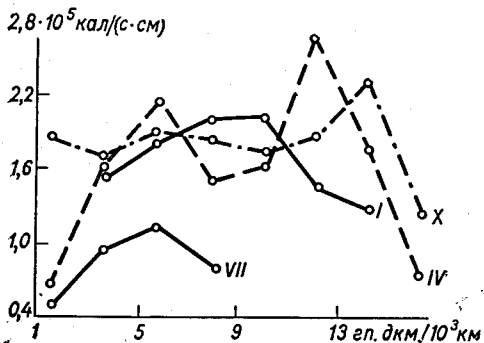


Рис. 1. Изменение интенсивности интегрального в слое 1000—500 мб макротурбулентного переноса тепла Q при изменении градиента среднего геопотенциала OT_{1000}^{500}

ториальных особенностей циклонической деятельности, неоднородности подстилающей поверхности и других факторов ($\eta_z^2 = 77,6 \div \div 94,4\%$).

Вопрос о том, с какой достоверностью эти выводы характеризуют условия генеральной совокупности, решается, как известно, с использованием специальных критериев достоверности [8, 10]. Использование их в большинстве случаев базируется на предположении, что результивный признак Q подчиняется нормальному закону распределения. Именно таким является, например, F -критерий Р. Фишера:

Если найденные по данным выборки величины (табл. 1)

$$F_x = \frac{\sigma_x^2}{\sigma_z^2} \quad (\sigma_x^2 > \sigma_z^2) \quad (5)$$

или

$$F_z = \frac{\sigma_z^2}{\sigma_x^2} \quad (\sigma_z^2 > \sigma_x^2) \quad (6)$$

окажутся больше некоторого $F_{\alpha(v_1, v_2)}$, то при уровне значимости α можно принять, что влияние рассматриваемого фактора на ре-

зультативный признак является достоверным, и наоборот. Критериальные значения $F_{\alpha(\nu_1, \nu_2)}$ (табл. 1) определяются по таблицам F -распределения Р. Фишера [8, 10] по значениям α и числу степеней свободы числителей ν_1 и знаменателей ν_2 в формулах (5), (6).

Проверка соответствия распределения модулей макровихревых потоков тепла Q нормальному закону показала, что ни в одном из рассматриваемых сезонов распределение Q не согласуется с нормальным. В этом случае вопрос о достоверности влияния рассматриваемых факторов на территориальную изменчивость Q может быть решен с использованием других критериев достоверности и, в частности, при существенном увеличении объема рассматриваемых выборок [10]. Последнее в наших условиях, однако, оказалось невозможным.

Так как сравнение числовых значений F и $F_{\alpha(\nu_1, \nu_2)}$ (табл. 1) дает лишь формальный результат, то следует заключить, что вопрос о достоверности влияния горизонтального градиента средней температуры на территориальную изменчивость Q внутри генеральной совокупности остается пока еще не выясненным.

В процессе дисперсионного анализа представлялось возможным получить некоторое представление и о форме статистической связи между рассматриваемыми признаками (рис. 1).

При построении рис. 1 использовались значения факториальных средних по результативному признаку (ось ординат), которые откладывались на графике против середин градаций градиента геопотенциала (ось абсцисс). Проверка статистической надежности данных рис. 1 показала, что взаимное положение точек на графике для абсолютного большинства из них определено достаточно надежно.

Приступая к анализу рис. 1, отметим следующее. Как известно, макротурбулентный теплообмен возникает в связи с наличием термических контрастов. С другой стороны, интенсивный обмен способствует ослаблению термических контрастов [3, 5, 9], т. е. градиенты температур с ростом интенсивности обмена Q уменьшаются. Таким образом, между указанными факторами имеются прямая и обратная связи. Эти закономерности, на наш взгляд, и нашли свое отражение на рис. 1.

Из рассмотрения рис. 1 следует, что между интенсивностью турбулентного обмена Q и градиентом средней температуры (OT_{1000}^{500}) существует нелинейная статистическая связь. В начальный момент, когда величины Q малы, рост градиентов температуры приводит к росту Q . Однако при достаточно большой интенсивности обмена Q дальнейшее одновременное увеличение Q и градиентов температуры становится невозможным, и увеличение градиентов температуры возможно только лишь при ослаблении Q . Дальнейшее увеличение интенсивности градиентов температуры при сравнительно слабых потоках тепла Q снова приводит к росту Q и т. д.

Эти данные вновь подтверждают вывод о том, что в областях высотных фронтальных зон (ВФЗ) интенсивность макровихревого

теплообмена ослабевает и усиливается на перифериях ВФЗ [1, 3, 9].

ЛИТЕРАТУРА

1. Верещагин М. А. Сезонные особенности горизонтального макротурбулентного теплообмена и некоторые циркуляционные факторы над Европейской частью СССР.— В кн. «Вопросы синоптической и региональной климатологии». Казань, 1968, с. 111—113.
2. Верещагин М. А. О некоторых особенностях расчета коэффициента макротурбулентного обмена по турбулентному потоку тепла и градиенту температуры.— Тр. ГГО, 1971, вып. 274, с. 103—109.
3. Груза Г. В. Макротурбулентность в общей циркуляции атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1961. 104 с.
4. Дроздов О. А. О некоторых вопросах турбулентной диффузии.— Тр. ГГО, 1962, вып. 133, с. 138—139.
5. Дроздов О. А. и Григорьева А. С. Влагооборот в атмосфере. Л., Гидрометеиздат, 1963. 315 с.
6. Мишина М. И. Предварительная оценка влияния орографии при моделировании простейших схем атмосферных процессов.— В кн.: «Исследования теплообмена в атмосфере». М., «Наука», 1964, с. 76—85.
7. Мишина М. И. Некоторые данные о влиянии орографии на горизонтальный теплообмен в атмосфере.— Тр. ИПГ, 1967, вып. 3, с. 97—104.
8. Пановский Г. А., Брайер Г. В. Статистические методы в метеорологии. Л., Гидрометеиздат, 1972. 209 с.
9. Рил Г. и др. Струйные течения. М., Изд-во иностр. лит., 1959. 134 с.
10. Романовский В. И. Применение математической статистики в опытном деле. М.—Л., ОГИЗ — Гостехиздат, 1947. 247 с.

О. А. БАЛАЛЛА, Т. В. ВАРБАНЕЦ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РЕЖИМА СИЛЬНОГО ВЕТРА (≥ 15 м/с) В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПОБЕРЕЖЬЯ ЧЕРНОГО МОРЯ

При строительстве и эксплуатации портовых сооружений особое значение уделяется штормовым ветрам, так как с ними связаны резкие изменения гидрологического режима прибрежных районов морей и океанов (волнение моря, сгоны и нагоны воды и др.). Практика эксплуатации гидротехнических сооружений показывает, что, помимо абсолютной величины скорости ветра, очень важным фактором является продолжительность действия значительных скоростей. Поэтому в настоящей работе рассматриваются повторяемость и длительность сильного ветра (≥ 15 м/с) на побережье Черного моря от Одессы до Керчи.

Задачу исследования составило изучение многолетнего режима повторяемости и продолжительности сильного ветра, установление тенденции их векового хода с целью использования в дальнейшем этих исследований для климатологического прогноза в районе северо-западной части Черного моря. В работе была произведена также попытка увязать режимные характеристики сильного ветра с циркуляцией атмосферы посредством индексов циркуляции. Для решения поставленной задачи использованы материалы наблюдений о повторяемости сильного ветра на ст. Одесса, обсерватория за период с 1894 по 1970 г., продолжительности его в часах с 1936 по 1970 г. и о повторяемости сильного ветра на некоторых береговых станциях (более 10) за 30—40 лет, а также каталог индексов циркуляции по Вангенгейму и Вительсу начиная с 1894 г.

На ЭВМ «Минск-22» получены числовые характеристики и другая информация о временных рядах продолжительности и повторяемости сильного ветра. Рассчитаны критерии согласия Колмогорова (λ) и $|\beta_1| \leq 3S \beta_1$, $|\beta_2| \leq 5S \beta_2$ (табл. 1), позволившие проверить гипотезу о нормальности закона распределения исследуемых характеристик сильного ветра [2, 7].

Анализ критериев показывает, что для большинства станций распределение повторяемости и продолжительности сильного ветра

происходит по нормальному закону (табл. 1). Исключение составляют Одесса, Черноморское и Ялта, где большие значения асимметрии не позволяют принять гипотезу.

Наибольшее число дней с сильным ветром за год наблюдается в районах Одессы, Черноморского и Херсона. Здесь же отмечена его наибольшая продолжительность в часах. Характерным для все-

Таблица 1

Статистическая характеристика повторяемости и продолжительности сильного ветра (≥ 15 м/с), полученная на некоторых станциях, расположенных на побережье Черного моря. Годовые данные

Станция	Длина ряда n	Среднее за n лет \bar{x}	Среднее квадратическое отклонение S_x	Коэффициент вариации S_x/\bar{x}	Асимметрия β_1	Экспесс β_2	Среднее квадратическое отклонение асимметрии S_{β_1}	Среднее квадратическое отклонение экспесса S_{β_2}	Критерий Колмогорова λ
Повторяемость (дни)									
Одесса, ГМО	71	30,5	24,6	0,81	1,21	0,46	0,28	0,52	2,06
Очаков	40	12,4	10,3	0,83	0,80	-0,16	0,36	0,64	1,06
Тендра, маяк	20	22,2	10,3	0,46	0,96	-0,10	0,48	0,77	0,67
Черноморское	36	32,1	19,9	0,62	1,46	1,86	0,40	0,69	0,84
Евпатория	50	26,2	16,2	0,62	0,78	-0,31	0,33	0,59	0,90
Херсонес, маяк	21	39,4	16,8	0,38	0,24	-0,01	0,35	0,63	0,92
Ялта	48	17,0	12,5	0,73	1,46	2,69	0,33	0,61	1,03
Керчь	34	27,9	9,9	0,35	0,59	-0,43	0,39	0,67	0,45
Продолжительность (часы)									
Одесса, ГМО	30	195,6	217,8	1,11	1,61	1,68	0,41	0,70	1,43
Тендра, маяк	19	156,9	84,3	0,54	1,14	0,58	0,49	0,77	0,88
Евпатория	23	295,2	149,6	0,51	0,04	-1,48	0,46	0,75	0,57
Херсонес, маяк	21	270,6	92,3	0,34	0,15	-0,09	0,47	0,77	0,48

го побережья является тесная корреляция между повторяемостью сильного ветра и его продолжительностью. Коэффициенты корреляции составляют 0,8—0,9.

На мысах, выдающихся в море (Тендра, маяк и Херсонес, маяк), режим ветра характеризуется относительным постоянством. На береговых станциях (Одесса, Очаков) изменчивость сильного ветра больше, коэффициент вариации достигает 0,8—1,0 (табл. 1). В Одессе, например, с 1930 по 1946 г. повторяемость сильного ветра неоднократно превышала 90 дней, при средней (за 70 лет) повторяемости 31 день, а продолжительность сильного ветра в 1946 г. составила 826 часов (средняя 196 часов).

Для установления векового хода исследуемых характеристик ветра рассчитывались скользящие средние по 5-, 10-, 20-, 30-, 40-, 50- и 60-летним рядам наблюдений (Одесса, ГМО, Евпатория, Ялта, Ай-Петри).

Известно, что при осреднении членов исходного ряда случайные колебания и относительно кратковременные циклы в значительной степени погашаются. Многолетние же циклы колебаний проявля-

Таблица 2

Статистическая характеристика скользящих средних повторяемости сильного ветра для Одессы и Ялты

Станция	Период осреднения							
	год	5	10	15	20	30	40	50
Среднее								
Одесса, ГМО	31	33	34	35	37	40	42	39
Ялта	18	19	20	21	22	22	20	—
Среднее квадратическое отклонение								
Одесса, ГМО	25	24	21	20	19	13	4	1
Ялта	13	11	9	8	5	2	1	—
Коэффициент вариации								
Одесса, ГМО	0,81	0,72	0,63	0,58	0,51	0,31	0,11	0,03
Ялта	0,73	0,57	0,48	0,36	0,25	0,10	0,02	—
Критерий согласия Колмогорова								
Одесса, ГМО	2,06	2,58	2,24	1,72	1,53	0,81	1,05	0,36
Ялта	1,03	1,23	0,95	0,57	0,28	0,73	0,64	—

ются в вековом ходе значительно лучше. Это обстоятельство неоднократно учитывалось многими учеными при сверхдолгосрочном прогнозе. В работе О. А. Дроздова и А. С. Григорьевой, посвященной исследованиям циклических колебаний количества осадков, дается долгосрочный прогноз их аномалий на территории СССР [4].

При осреднении повторяемости и продолжительности сильного ветра интересным с точки зрения статистики оказалось то, что распределение вновь полученных рядов очень быстро стремится к нормальности, даже если исходный ряд отличался от нормального. Так, в Одессе распределение стало нормальным начиная с осреднения за 15 лет (табл. 2). По мере увеличения периода осреднения для всех вновь полученных рядов уменьшалась величина среднего квадратического отклонения S_x и коэффициента вариации S_x/x . Средние за различные периоды также изменялись. В частности, в Одессе максимальных значений они достигали при 40- и 50-летнем периодах осреднения. Наименьшая величина получена при осреднении данных за весь период наблюдений. Она на 3 дня меньше нормы, приведенной в справочнике по климату СССР. Закономерность таких средних становится очевидной при анализе векового хода повторяемости и продолжительности сильного ветра (рис. 1).

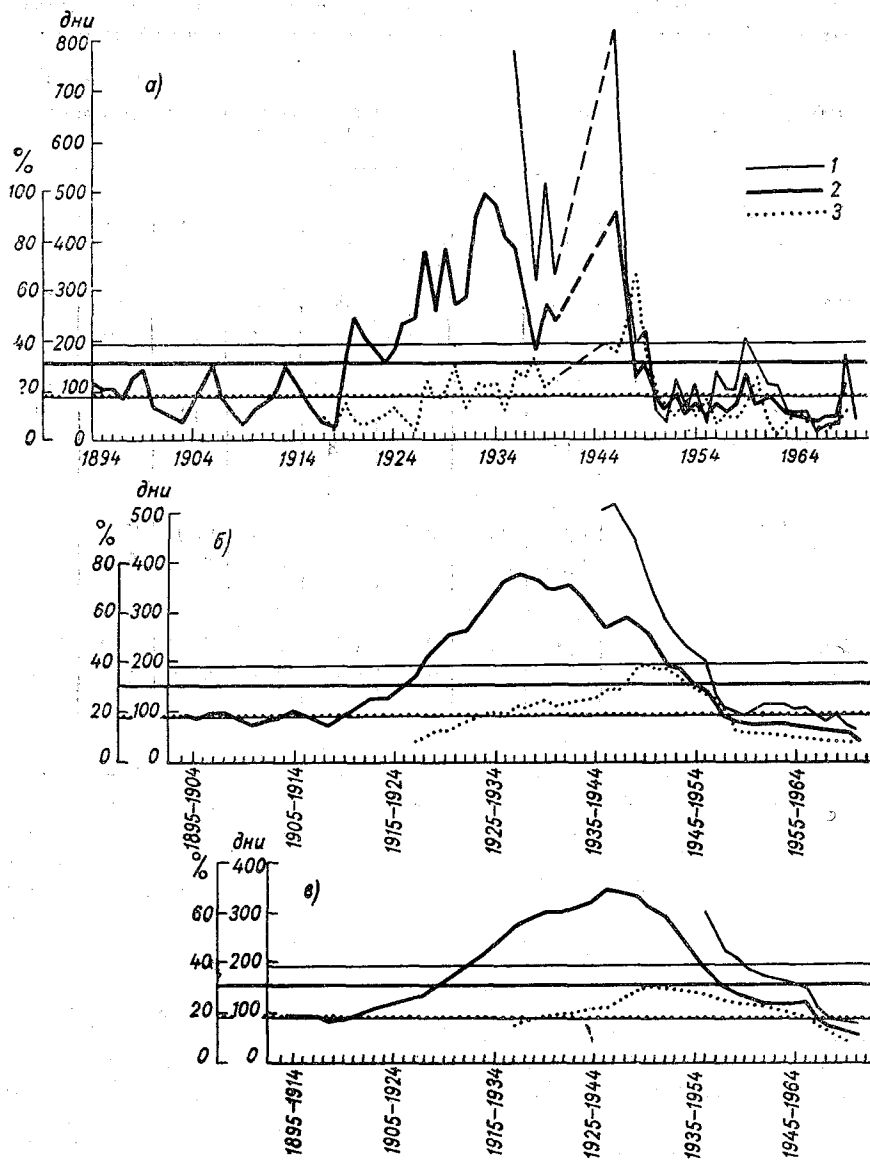


Рис. 1. Многолетний ход характеристик сильного ветра (≥ 15 м/с) в Одессе, ГМО и Ялте.

а — годовые данные, б — 10-летние, в — 20-летние скользящие; Одесса, ГМО: 1 — продолжительность, 2 — повторяемость; Ялта: 3 — повторяемость. Кривые 1, 2, 3, параллельные оси абсцисс, обозначают средние многолетние.

Начиная с 20-х годов до 30—40-х повторяемость сильного ветра в Одессе возрастала до максимума; с 1946 г. до настоящего времени она падает, несмотря на отдельные «всплески». Повторяемость сильного ветра в эти годы на 10—20 дней меньше нормы. Аналогичный режим сильного ветра отмечался до 20-х годов настоящего века. Выявленный цикл составляет для Одессы около 40 лет. На графике годовых данных (рис. 1) видны и другие, более мелкие циклы, которые гасятся при осреднении. В Евпатории, Ялте, Ай-Петри и на других станциях исследуемого района Черноморского побережья наблюдается такая же закономерность хода повторяемости сильного ветра. При этом цикл проявляется с различной амплитудой и некоторым сдвигом во времени. Наличие спадов и подъемов повторяемости штормовых ветров отмечается и в других районах ЕТС [1].

Учитывая сказанное, в ближайшие 20—30 лет в северо-западной части Черноморского побережья следует ожидать постепенного нарастания штормовой деятельности (повторяемости и продолжительности сильного ветра) с максимумом к концу века. Поэтому при расчетах гидротехнических сооружений в районе исследования (глубины каналов, молы, берегоукрепительные сооружения и др.) следует использовать длительный период наблюдений, охватывающий максимум штормовой деятельности.

Обнаружить корреляционную связь индексов циркуляции (по Вангенгейму и Вительсу) с повторяемостью и продолжительностью штормовых ветров не удалось. Однако тенденция к образованию указанного цикла колебаний прослеживалась и в вековом ходе индексов циркуляции.

Анализ векового хода повторяемости сильного ветра позволяет также сделать некоторые заключения относительно необходимого и достаточного периода лет для получения средних характеристик. Климатологи этому вопросу уделяют большое внимание. В частности, А. Н. Лебедев пришел к выводу, что в условиях экваториальных и приэкваториальных широт средние, полученные за 30, 20, а иногда и за 10 лет, достаточно хорошо входят в доверительный интервал средней, полученной за большой ряд лет [5, 6]. Согласно О. А. Дроздову, В. В. Орловой, Ц. А. Швер [3] для умеренных широт устойчивыми и наилучшими для климатологических исследований являются средние за 50—80 лет.

Настоящий анализ векового хода характеристик сильного ветра показывает, что определенное значение при расчете средних имеет и вековой цикл изменчивости элемента, а также расположение интервала осреднения относительно этого цикла. При наличии циклических колебаний с большим периодом лет в вековом ходе метеоэлемента сравнение средних за длительные, но неодинаковые периоды не приведет к желаемым результатам. Так, в Одессе разница между средней повторяемостью сильного ветра за 70 лет и средними за стдольные 50-летия достигала 10 дней. А. Н. Лебедев приводит некоторые примеры, когда и в экваториальных широтах наличие циклических колебаний с большим периодом лет препятст-

связь процессов в атмосфере с циклическими колебаниями деятельности Солнца — 11-летними и вековыми. Проверка оправдываемости прогнозов хода циркуляционных показателей, произведенная Т. В. Покровской [6], выявила довольно скромную их успешность. Причиной этого, на наш взгляд, была переоценка авторами прогнозов связи индексов атмосферной циркуляции с фазами 11-летнего цикла в деятельности Солнца, на основании которой давались детализированные (до 2—3 лет) прогнозы. По-видимому, при настоящем уровне знаний о причинно-следственных связях в системе Солнце — атмосфера — океан — климат и несовершенстве индексации атмосферной циркуляции такая детализация еще преждевременна.

Известно, что в ходе многих природных и атмосферных процессов обнаружена цикличность по длительности, близкая к вековому циклу (80—90 лет) солнечной активности. Материалы инструментальных метеорологических наблюдений дают возможность проанализировать только один-два последних цикла, материалы астрономических наблюдений — два-три цикла в изменении солнечной активности. Но по косвенным данным, в частности, дендрохронологическим, было установлено [7], что вековой (солнечнообусловленный) цикл на протяжении около 3000 лет был главной особенностью в колебаниях климата Земли. Этот вывод приобретает особенно важное значение в настоящее время, когда однозначно определена фаза векового цикла солнечной активности.

В колебаниях термического режима, как показал анализ структуры рядов средней месячной температуры [2], длительные (порядка вековых) циклы имеют наиболее высокую повторяемость (после короткопериодных циклов 2—4 года).

В исследованиях А. Д. Гедеонова [8] установлена четкая 80—90-летняя цикличность смены полей аномалий температуры в северном полушарии.

Несовпадение фаз векового цикла в ходе характеристик климата различных районов иногда дает повод для сомнений в реальности связи земных циклов векового порядка с солнечными. Однако, как показано в работе [4], совпадения фаз и не должно быть, если учесть особенности строения магнитного поля Земли. И то обстоятельство, что еще неясен до конца механизм передачи колебательных импульсов от Солнца к земной атмосфере, не может служить разумным обоснованием нереальности отражения в земной атмосфере таких мощных процессов, как вековой и 11-летний циклы в деятельности Солнца. Отрицание необъяснимого при данном уровне знаний всегда легче, чем его исследование, но вряд ли этот путь может плодотворно сочетаться с наукой.

Придерживаясь концепции о связи колебаний климата на Земле с колебаниями солнечно-космических воздействий через атмосферную и океаническую циркуляции, будем рассматривать фактические колебания как конечный результат этих воздействий, не обращая пока к передающему механизму и земным влияниям, обуславливающим колебания меньшей длительности.

В работе [1] показано, что в ряде районов ход температуры имеет сверхвековую тенденцию, на фоне которой выделяются вековые (70—100 лет), полувековые (35—45 лет) и более короткие циклы колебаний.

В настоящей статье рассматривается цикличность вековой и полувековой длительности, имеющая отчетливо выраженную тенденцию изменения и, следовательно, обеспечивающая наиболее эффективную экстраполяцию. Прогностические соображения о ходе температуры в предстоящем 30-летии строились на основании результатов, полученных нами в предыдущих исследованиях. Использовались графики хода средней месячной температуры — неосредненной и отфильтрованной скользящим осреднением по различным интервалам времени (5, 10, 35, 50, 80 лет), характеристики циклических колебаний температуры, ледовитости Баренцева моря, индексов атмосферной циркуляции и солнечной активности, рассчитанные по автокоррелограммам, карты с выделенными районами проявления цикличности в колебаниях температуры.

По мнению многих исследователей, в предстоящее 30-летие ожидается преобладание зональной циркуляции, что должно привести к значительному ослаблению общей циркуляции атмосферы. Следствием этого, как предполагал Л. А. Вительс еще в 1962 г. [9], будет повышение ледовитости арктических морей, увеличение континентальности климата на ЕТС и в Западной Сибири, понижение температуры зимних месяцев.

В настоящее время можно уже определенно говорить о том, что на понижение солнечной активности в вековом ходе почти синхронно отреагировала ледовитость арктических морей. С 1958 г. началось заметное возрастание ледовитости (в Баренцевом море, например, в течение последних 15 лет ледовитость увеличилась почти вдвое); все чаще на Северном морском пути отмечаются тяжелые ледовые условия. В ходе температуры воздуха зимних месяцев в полярных районах отчетливо наметилась тенденция к понижению температуры еще в начале 40-х годов, т. е. задолго до векового максимума солнечной активности, что, согласно гипотезе Б. И. Сазонова [4], лишь подтверждает связь между этими факторами. Распространившееся в последние годы мнение о глобальном похолодании после 40-х годов основано на расчетах изменений средней годовой температуры, осредненной по широтным зонам [10, 11]. В действительности, как показано было в работе [1], похолодание охватило преимущественно полярные районы полушария, а во многих областях умеренных и низких широт продолжается потепление или наблюдаются циклические колебания полувековой длительности (35—40 лет), являющиеся обертонами векового цикла высоких широт.

Прогностические соображения о ходе температуры в ближайшие десятилетия требуют детального анализа проявлений долгопериодной цикличности в различные сезоны и месяцы года. Ниже изложены результаты подобного анализа, проведенного для выде-

ленных на территории СССР районов существенных многолетних колебаний температуры (см. карты в работе [5]). Следует напомнить, что на территории, не входящей в эти районы, колебания температуры происходят в пределах нормы.

В январе существенные колебания большой длительности проявляются в восточной половине Европейской территории СССР и западной половине азиатской ее части (примерно до 100° в. д.).

С севера на юг длительность колебаний изменяется: севернее 60° с. ш. на фоне сверхвекового цикла наблюдается цикличность 25—30 лет, южнее — полувековая цикличность длительностью около 40 лет, с возрастающей с запада на восток амплитудой. От Оренбурга до Ташкента отчетливо выражена группировка отрицательных аномалий в 90-е годы прошлого века и в 30-е текущего, группировка положительных аномалий сосредоточена во втором десятилетии и в конце 50-х, начале 60-х годов текущего века. В северной части рассматриваемой территории группировка аномалий не так хорошо выражена, тенденция векового хода лучше проявляется при сглаживании по 10-летиям. В Туруханске, например, максимум векового цикла растянут с 30-х до 50-х годов, в Салехарде он выделился еще с середины 20-х годов, но в том и другом районе с 50-х годов началось неуклонное падение температуры. Если длительность векового цикла составит 80—90 лет или более, то в северной части ЕТС и Западной Сибири в следующее 30-летие можно ожидать преобладания отрицательных аномалий в фазе минимума этого цикла, возможно небольшое повышение в 80-е годы в максимуме 25—30-летнего цикла.

В южной половине ЕТС и Сибири в течение последних 120 лет (если судить по ходу температуры в Ворошиловграде и Барнауле) устойчиво проявлялся цикл длительностью несколько более 40 лет. Фаза максимума его, наблюдавшаяся в 60-е годы нашего века, начала сменяться фазой нисходящей ветви цикла. Следующий минимум цикла можно ожидать в 80-е годы, а переход к возрастанию температуры — к концу столетия. В Казахстане и Средней Азии наблюдаются колебания большой амплитуды в цикле длительностью 35—40 лет. Следующий его минимум должен быть в начале 80-х годов, а к концу века — очередной максимум.

В феврале в ходе температуры на территории СССР не наблюдается вековая или сверхвековая тенденция. Наиболее длительные циклы составляют 50—60 лет (Украина), но амплитуда их не превышает 15% по коррелограмме. В Зауралье (Свердловск) этот цикл в текущем веке распался на два цикла длительностью около 30 лет, а далее на северо-восток (Салехард, Туруханск) выделяется цикл 30—35 лет.

Учитывая фазы выделенных циклов, можно ожидать в следующие три десятилетия преобладания отрицательных отклонений температуры в южной половине ЕТС на нисходящей ветви цикла, особенно в фазе минимума в 90-е годы; в северной части Западной Сибири и на Таймыре возможно проявление 30—35-летнего цикла с фазой максимума в конце 80-х — начале 90-х годов. В Казахстане

и Средней Азии минимум 40—45-летнего цикла возможен в 70-е годы — начале 80-х годов.

В марте на территории СССР почти не наблюдаются длительные циклические колебания со сколько-нибудь устойчивым периодом. По длинным рядам наблюдений в Ленинграде и Киеве можно обнаружить цикл длительностью около 100 лет, но с незначительной амплитудой, предыдущий его максимум наблюдался в начале текущего века, следующий возможен в начале XXI в. Практически можно считать, что в марте колебания температуры не выходят за пределы случайных в бессвязных рядах.

В апреле, наоборот, выделяются наиболее значительные циклические колебания температуры на огромной территории Западной и Восточной Сибири между 50 и 65° с. ш. Здесь исключительно интенсивно возросла температура в 30-е и особенно в 40-е годы текущего века (Салехард, Туруханск, Барнаул). Судя по длинному ряду наблюдений в Барнауле этот цикл имеет сверхвековую длительность. Несколько слабее эта тенденция выражена в Ленинграде. Минимум сверхвекового цикла в Ленинграде приходится на 1835—1945 гг., в Барнауле — на 40-е годы XIX в., максимум — на 40-е годы XX в.

Таким образом, длительность этого цикла — около 200 лет, и в последние десятилетия отчетливо проявляется его нисходящая фаза. Поэтому в ближайшие 30 лет в обеих вышеупомянутых частях Сибири температура ожидается преимущественно ниже нормы. То же относится и к средней полосе ЕТС, хотя здесь фаза максимума выражена менее отчетливо и амплитуда цикла, по-видимому, значительно меньше.

В мае длительные циклические колебания температуры проявляются на той же территории, что и в апреле, но области максимальной амплитуды колебаний смещены в Восточную Сибирь. На фоне сверхвекового цикла (Ленинград, Барнаул) отчетливо выделяется цикл длительностью 30—35 лет, который на ЕТС (Ленинград) и в Сибири (южнее 60° с. ш.) проявляется в последние годы в фазе максимума.

В ближайшие 30 лет можно ожидать осуществления в северной части Сибири следующего 30—35-летнего цикла с максимумом в 80-е годы и в противоположной фазе — в западной части средней полосы ЕТС, где в эти годы будут преобладать отрицательные аномалии температуры. В Сибири южнее 60° с. ш. — также 30—35-летний цикл, но с минимумом в 80-е годы.

В июне вековой цикл отчетливо выражен на Украине (в Киеве — около 100 лет). В Западной и Восточной Сибири (кроме северо-восточной ее части) температура изменяется в сверхвековом цикле. Если считать уровень температуры, достигнутый в этих районах в 40—50-е годы текущего столетия, максимумом сверхвекового цикла, а начавшееся после этих лет понижение температуры нисходящей фазой, то в следующие 30 лет можно ожидать дальнейшего понижения (до нормы и ниже) этого уровня.

В июле достаточно хорошо выражен сверхвековой цикл в северной половине ЕТС. По данным Ленинграда, длительность этого цикла около 200 лет; предыдущий максимум наблюдался в 40—50-е годы XVIII в., следующий — в 30-е годы текущего века, после чего в последующие 30 лет уровень температуры снизился до нормы. В дальнейшем должна последовать растянутая фаза минимума цикла, и в ближайшие 30 лет температура будет близка к норме или несколько ниже ее.

В августе на ЕТС севернее 50° с. ш. хорошо выражен вековой цикл длительностью 80—90 лет. Фаза максимума наблюдалась в 40-е годы прошлого века и 30-е текущего, далее в течение последних 40 лет температура постепенно снизилась до нормы. В предстоящие 30 лет температура в северной половине ЕТС может быть около нормы или несколько ниже соответственно растянутой фазе минимума.

Южнее 55° с. ш. в вековом цикле наметился вторичный максимум (Киев), образовавший полувековой цикл. Если этот цикл проявится и в дальнейшем, то в ближайшие 10—15 лет в южной половине ЕТС средняя температура будет несколько ниже нормы, а далее начнет повышаться до вторичного максимума в конце века.

В сентябре вековой цикл обнаруживается на той же территории (ЕТС), что и в августе, но выражен нечетко, наблюдается как бы размывание его. Если уровень температуры, достигнутый в 40-х годах, окажется фазой максимума этого цикла, то в предстоящие три десятилетия температура должна понизиться до нормы или несколько больше.

В октябре значительные колебания, в основном полувековой длительности (30—40 лет), наблюдаются в ходе температуры на ЕТС (южнее 65° с. ш.) и в противофазе в южной половине Западной Сибири. Аналогичная колебательная система наблюдалась и в мае. Так же как в мае, на ЕТС в последние годы этот цикл проявляется в фазе максимума (Ленинград, Киев, Ворошиловград), а в Зауралье и на юге Западной Сибири (Свердловск, Сургут) — в фазе минимума; в Предуралье и на Урале — промежуточная между ними нисходящая фаза.

В связи со сдвигом фазы полувекового цикла в предстоящие 30 лет можно ожидать проявления этого цикла на ЕТС — с фазой минимума в 80-е годы, в Зауралье и на юге Западной Сибири — с фазой максимума в эти же годы.

В Восточной Сибири полувековой цикл распадается на два 15—20-летних цикла, в связи с чем можно ожидать, что в прогнозируемый период осуществляются полтора этих цикла с двумя максимумами, в 70-е и 90-е годы, и минимумом в 80-е годы.

В ноябре наиболее значительные колебания температуры наблюдаются на ЕТС и в Западной Сибири.

В северной половине ЕТС (Архангельск, Ленинград) хорошо выражен сверхвековой цикл с основным максимумом в 30-е годы

Таблица 1

Характеристика векового и полувекового циклов в колебаниях средней месячной температуры воздуха и предполагаемый знак отклонения ее от нормы в период 1971—2000 гг.

Месяц	Районы проявления цикличности	Длительность цикла, годы	Фаза на 1961—1970 гг.	Знак отклонения от нормы по 10-летиям			
				фактический	ожидаемый		
					1961—1970	1971—1980	1981—1990
I	ЕТС и Западная Сибирь севернее 60° с. ш.	>200 25—30	Нисходящая Минимум	0	—	—	—
	ЕТС южнее 60° с. ш.	>100 40—50	Максимум То же	+	0	—	0
	Сибирь южнее 60° с. ш., до 100° в. д.	40—50	Начало нисходящей	+	0	—	0
II	Казахстан и Средняя Азия	35—40	Максимум	+	—	0	+
	ЕТС южнее 55° с. ш.	50—60	Начало нисходящей	+	0	—	—
	Сибирь севернее 60° с. ш.	30—35	Восходящая	0	+	+	—
III	Казахстан и Средняя Азия	40—45	Начало нисходящей	+	—	0	+
	ЕТС южнее 60° с. ш. (западная половина)	>100	Минимум	0	0	0	0
	Сибирь южнее 60° с. ш.	>100	Максимум	+	+	+	0
IV	ЕТС южнее 65° с. ш.	>200	Максимум	+	0	—	—
	Сибирь между 50 и 65° с. ш.	>200	Нисходящая	—	—	—	0
	ЕТС севернее 50° с. ш.	>100 30—40	Максимум То же	+	—	—	+
V	Сибирь севернее 60° с. ш.	>100 40—45	Минимум	—	0	+	+
	Сибирь южнее 60° с. ш.	>100 40—45	Максимум То же	+	0	—	+
	ЕТС южнее 50° с. ш.	>100	"	+	0	—	—
VI	Западная Сибирь и Забайкалье	>100	Нисходящая	0	0	—	—
	ЕТС севернее 50° с. ш.	>100	То же	—	—	0	0
VII	ЕТС севернее 50° с. ш.	85—90	"	0	—	—	—
	ЕТС южнее 50° с. ш.	40—45	"	0	—	0	+
IX	ЕТС севернее 50° с. ш.	≈ 100	"	0	—	—	—
	ЕТС южнее 65° с. ш.	30—40	Максимум	+	0	—	0
X	Сибирь до 120° в. д.	20—25	Минимум	0	+	—	0
	ЕТС севернее 55° с. ш.	>70 >160 80—85	Нисходящая То же "	0	—	—	—
	ЕТС севернее 55° с. ш.						

Ме- сяц	Район проявления цикличности	Дли- тель- ность цикла, годы	Фаза на 1961— 1970 гг.	Знак отклонения от нормы по 10-летиям			
				факти- ческий	ожидаемый		
					1961— 1970	1971— 1980	1981— 1990
XII	ЕТС южнее 55° с. ш. (западная половина)	75—80	Нисходящая	0	—	—	0
	ЕТС южнее 50° с. ш. (восточная половина), Западная Сибирь, Яку- тия	60—65	Восходящая	+	+	+	0
	ЕТС севернее 60° с. ш.	>200	Нисходящая	—	—	—	—
	ЕТС южнее 60° с. ш., Западная Сибирь	40—45	То же	0	—	0	+

текущего века, на который накладывается вековой (около 90 лет) цикл с предыдущим максимумом в 40-е годы прошлого века.

В южной половине ЕТС (Киев) сверхвековая тенденция в ходе температуры не наблюдается и основным является вековой цикл, составляющий, по-видимому, половину сверхвекового, обнаруженного в северной части ЕТС. (Аналогичное раздвоение цикла в более южных районах наблюдалось и в январе.)

На востоке Украины, в Нижнем Поволжье и Западной Сибири сформировался цикл длительностью около 60—65 лет, хорошо выраженный в Оренбурге, Свердловске, Барнауле и даже в Якутске; в северной половине Западной Сибири этот цикл приобрел асимметричную форму. Отчетливая выраженность фазы минимума этого цикла в конце 50-х годов текущего века и переход в 60-е годы к восходящей фазе позволяют ожидать в ближайшие 30 лет в южной половине ЕТС, Западной Сибири и Якутии дальнейший подъем температуры на восходящей и максимальной фазах цикла.

На севере ЕТС возможно понижение температуры на нисходящей фазе сверхвекового цикла, если уровень температуры, достигнутый в 30-е годы, действительно является фазой максимума этого цикла.

В декабре область наиболее существенных колебаний температуры занимает северную часть ЕТС. Здесь хорошо выражен сверхвековой цикл (Кола, Архангельск, Ленинград). Длительность цикла по данным Ленинграда составляет около 300 лет, хотя нельзя определенно утверждать, что здесь достигнут уже максимум цикла.

На севере ЕТС (Кола) этот максимум наметился отчетливо в 30-е годы, в 50—60-е годы уже началось понижение температуры (по-видимому, в нисходящей фазе), которое должно продолжаться в следующие 30 лет, с небольшим повышением в фазе максимума 22—24-летнего цикла в 70-е годы.

В южной половине ЕТС и Западной Сибири отчетливо выделяется цикличность 40—50 лет. Текущая фаза максимума должна пе-

рейги в нисходящую до минимума в 80-е годы, и только в 90-е годы температура здесь начнет повышаться.

В качестве резюме изложенного подробно анализа приведем табл. 1, характеризующую длительность и фазу векового и полувекового циклов в 1961—1970 гг. в районах их проявления и ожидаемый ход в 1971—2000 гг. (температура дается средняя за десятилетие). Фаза цикла определяется по графикам скользящих 10-летних значений температуры. Цикл условно разделен на четыре фазы:

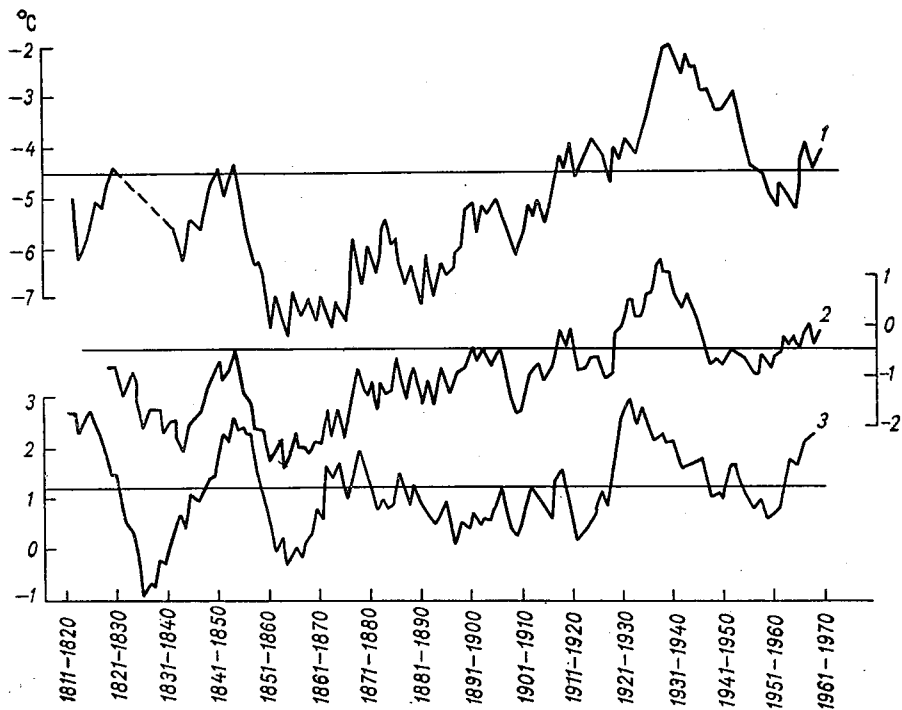


Рис. 1. Колебания температуры в ноябре, осредненной по скользящим десятилетиям.

1— Архангельск, 2— Ленинград, 3— Киев.

восходящая, максимум, нисходящая и минимум.

Знаки отклонения от нормы, фактические и ожидаемые, обозначают соответственно: «+» — выше нормы, «-» — ниже нормы, «0» — около нормы.

Как можно видеть из таблицы, среди районов проявления вековой и полувековой цикличности ни в одном месяце не фигурируют дальневосточные. За тихоокеанским водоразделом, как уже отмечалось [5], колебания климата сравнительно незначительны и не имеют определенно выраженной тенденции.

В дополнение к проведенному анализу особенностей проявления на территории СССР длительных циклических колебаний в каждый из месяцев года следует рассмотреть также динамику этих колебаний в пространстве, их эволюцию и длительность проявления в сезонном разрезе.

В ноябре и декабре на ЕТС в многолетнем ходе средней месячной температуры выделяются два периода с преобладанием повышенной температуры — в 40-е годы XIX в. и 30-е годы XX в. Интер-

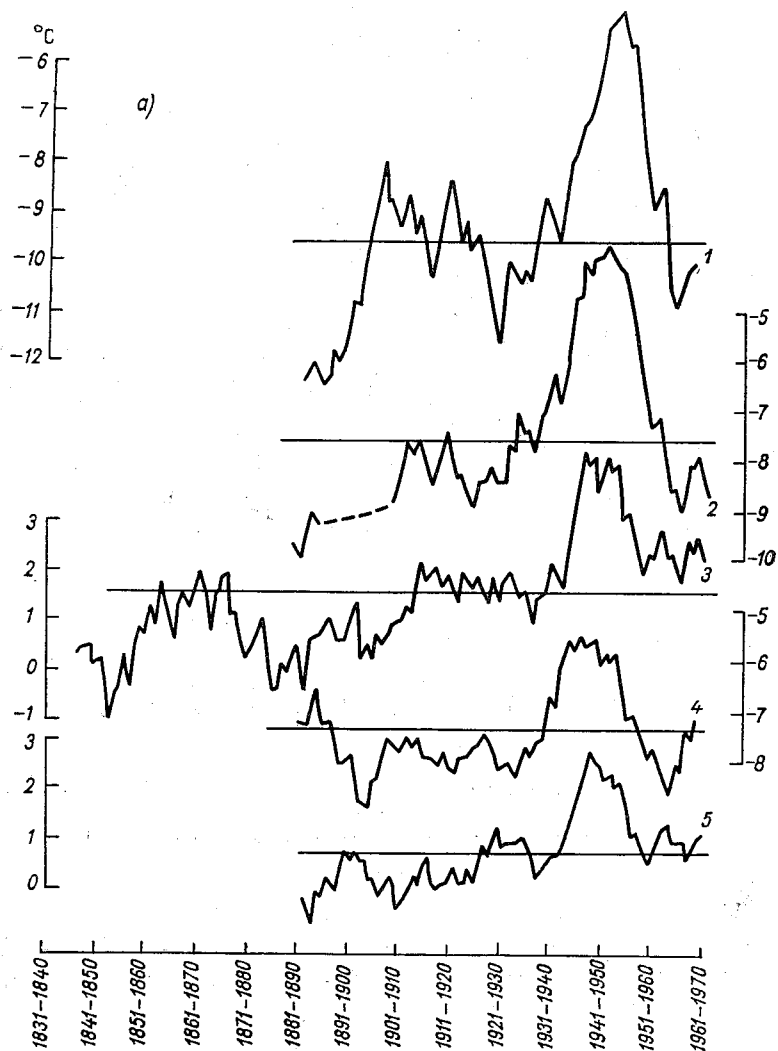
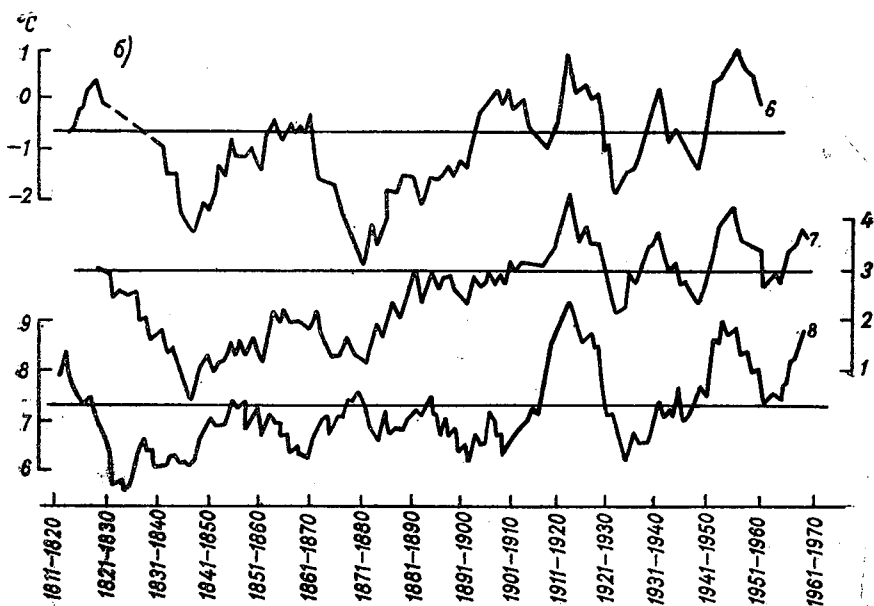


Рис. 2. Колебания температуры в апреле, осредненной по скользящим
1—Салехард, 2—Туруханск, 3—Барнаул, 4—Якутск, 5—

вал между этими максимумами составляет около 90 лет и сохраняется от Архангельска до Киева, лишь несколько уменьшаясь (до 80 лет) к югу. Однако эти «всплески» положительных аномалий с вековым промежутком как бы накладываются на сверхвековую ход, наиболее отчетливо выраженный в полярных широтах (Архангельск), несколько слабее на 60° с. ш. (Ленинград) и исчезающий южнее 55° с. ш. (Киев). Все это можно проследить на рис. 1, где приведен ход температуры в ноябре; аналогичная в общих чертах картина наблюдается и в декабре; в январе максимумы векового цикла не выражены, но сверхвековая тенденция в полярных районах еще значительна, неантропогенное ее происхождение очевидно.

Таким образом, в первую половину зимы (с ноября по январь) температура в северных районах ЕТС изменяется в результате наложения колебаний переменной длительности на сверхвековой цикл, имеющий наибольшую амплитуду, по-видимому, в Арктике (Малые Кармакулы), а длительность, если судить по данным ст. Ленинград, имеющей наиболее длинный ряд наблюдений, в ноябре составляет около 160—170 лет, в декабре и январе — более 200 лет.

Не менее значительный, чем в ноябре — январе, сверхвековой ход наблюдается и весной, в апреле достигающий особенно большой амплитуды в северной половине Сибири (Салехард, Туруханск). По данным ст. Барнаул, имеющей наиболее длинный ряд наблюдений в Сибири, на фоне сверхвекового цикла происходят колебания



десятилетиям, на Азиатской (а) и Европейской (б) территориях СССР. Иркутск, б— Архангельск, 7— Ленинград, 8— Киев.

полувековые (35—40 лет), и последний цикл, проявившийся в эпоху максимального потепления, наблюдается на огромной территории от Салехарда до Среднеколымска и от Диксона до Иркутска, свидетельствуя о необычайной мощности атмосферных процессов, вызвавших это циклическое колебание температуры. Этот цикл выражен в виде крутой волны с наибольшей амплитудой в северо-западной части Сибири, постепенно уменьшающейся к юго-востоку. Но наступление максимальной фазы цикла происходило раньше на юго-востоке, смещаясь в более поздние годы на северо-запад Сибири (рис. 2 а). Создается впечатление, что волна потепления, возникшая в юго-восточных районах Сибири, смещаясь на северо-запад, увеличивала амплитуду и период, как при явлениях резонанса, что, по-видимому, имеет место в атмосферных процессах; подобная эволюция волн потепления наблюдается и в другие месяцы.

На ЕТС в апреле, так же как и в ноябре, можно проследить проявление векового цикла на фоне сверхвекового. Последний максимум векового цикла осуществлялся во втором десятилетии текущего века и наиболее отчетливо выражен в южной половине ЕТС (Киев), где вековой цикл имеет длительность около 100 лет (рис. 2 б). Начиная с последнего максимума потепления в северной половине ЕТС установилась цикличность длительностью примерно в четверть векового цикла (16—17 лет). До 1970 г. осуществилось 3,5 таких цикла и, по-видимому, в дальнейшем должен завершиться и четвертый.

Интересен также ход температуры на ЕТС в октябре (рис. 3). Здесь обращает на себя внимание удивительная синхронность почти на всей ЕТС короткопериодных колебаний (4—5, 6—7 лет), очень четко проявляющихся на фоне 30—35-летних циклов, последние слабо выражены в северной части ЕТС, но к югу и особенно к востоку значительно увеличивают амплитуду и длительность (до 40 лет). Все отмеченные особенности пространственной структуры колебаний средней месячной температуры свидетельствуют о крупномасштабности процессов, обуславливающих колебания, дают представление об их динамике и пространственной направленности, подтверждая мнение, что непосредственной и основной причиной колебаний термического режима на огромных участках земного шара являются колебания интенсивности и направленности атмосферной циркуляции, в свою очередь связанных главным образом с колебаниями солнечной активности и автоколебательными системами земного происхождения. Не исключено влияние на климат изменений в притоке тепла вследствие запыления атмосферы продуктами вулканизма и деятельности человека. Однако, в какой мере и с каким знаком осуществляется это влияние, пока совершенно неясно. Результаты проводимых в последние годы экспериментальных исследований свидетельствуют о весьма сложном влиянии примесей (аэрозолей) в атмосфере на приток тепла: в зависимости от своих свойств аэрозоли могут поглощать или рассеивать проходящую радиацию, поэтому не исключено и незначительное их влияние вследствие взаимной компенсации.

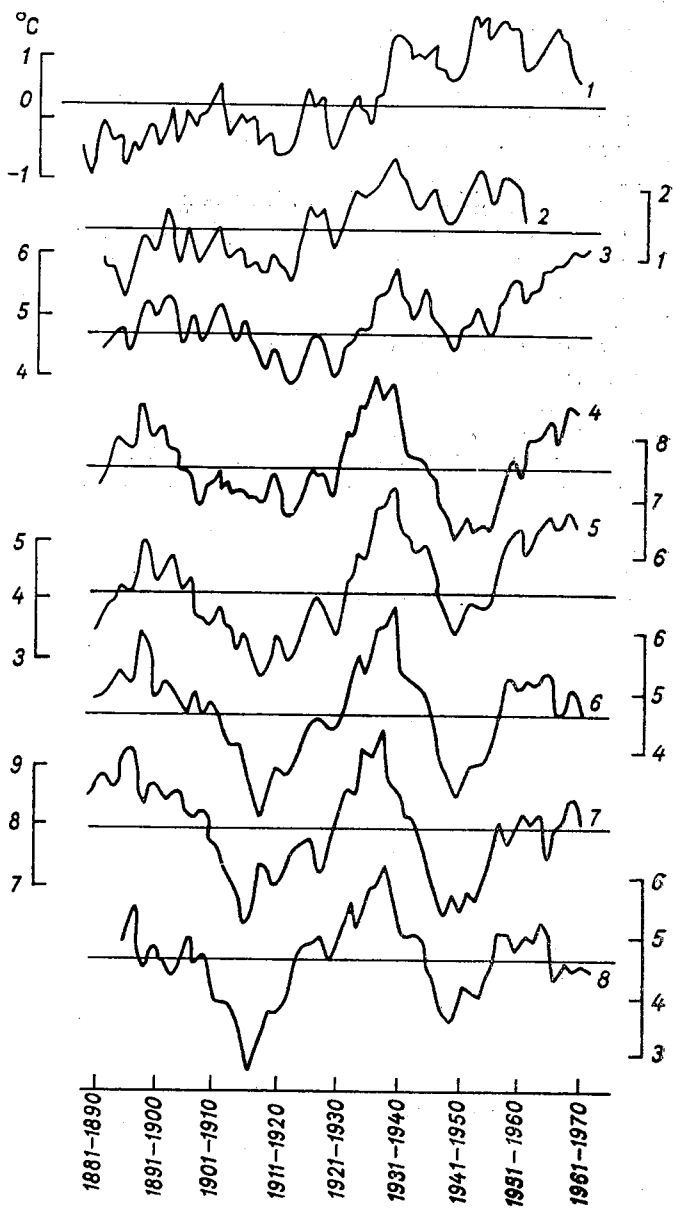


Рис. 3. Колебания температуры октября, осредненной по скользящим десятилетиям.

1—Кола, 2—Архангельск, 3—Ленинград, 4—Киев, 5—Москва, 6—Октябрьский городок, 7—Ворошиловград, 8—Оренбург.

ЛИТЕРАТУРА

1. Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Г. Современное изменение климата. Л., Гидрометеиздат, 1966. 268 с.
2. Полозова Л. Г. Анализ цикличности колебаний средней месячной температуры воздуха в северном полушарии.—Тр. ГГО, 1970, вып. 269, с. 36—73.
3. Полозова Л. Г. О вековом ходе температуры воздуха в северном полушарии.—Тр. ГГО, 1970, вып. 269, с. 22—35.
4. Полозова Л. Г., Сазонов Б. И. О возможной причине современного потепления климата.—Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1968, № 4, с. 99—105.
5. Полозова Л. Г. Точность норм средней месячной температуры воздуха в зависимости от ее многолетних колебаний.—Тр. ГГО, 1972, вып. 299, с. 52—65.
6. Покровская Т. В. Синоптико-климатологические и гелио-геофизические долгосрочные прогнозы погоды. Л., Гидрометеиздат, 1969. 255 с.
7. Максимов И. В. Геофизические силы и воды океана. Л., Гидрометеиздат, 1970. 448 с.
8. Геденов А. Д. О колебаниях климата в северном полушарии.—Тр. ГГО, 1968, вып. 227, с. 71—84.
9. Вительс Л. А. Аномалии циклического хода солнечной активности и тенденции современных колебаний климата.—Тр. ГГО, 1962, вып. 133, с. 35—54.
10. Mitchell J. M. On the world-wide pattern of secular temperature change. UNESCO, Arid Zone Research, XX, 1963, pp. 161—180.
11. Будыко М. И. Климат и жизнь. Л., Гидрометеиздат, 1971, 472 с.

ВЛИЯНИЕ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЧЕЛОВЕКА НА ВЛАГООБОРОТ

Передвижение влаги в связи с ее фазовыми преобразованиями — влагооборот в атмосфере — зависит от трех главных факторов: 1) наличия влаги; 2) вертикальных движений, способных перемещать влажный воздух на уровень конденсации и далее; 3) относительного увлажнения атмосферы, определяющего высоту этого уровня. Поскольку главные энергетические затраты связаны обычно с подъемом воздуха до уровня конденсации, последний фактор в значительной степени определяет вероятность осадков.

Общий гидротермодинамический подход хотя и воспроизводит в настоящее время глобальное распределение осадков (Holloway, Manabe, 1971), однако точность результата, особенно в части отдельных деталей, еще недостаточна (Inadvertent climate modification, 1971), поэтому местные изменения влагооборота пока исследуются в основном полуэмпирическими методами, а точность результатов оценивается с помощью корреляционного анализа.

Наиболее существенные изменения атмосферной циркуляции под влиянием выделения тепла в результате хозяйственной деятельности человека возникают при изменении границы полярных льдов. Эмпирически показано, что в течение 10 месяцев из 12 возникает положительная корреляция между осадками и градиентами температуры вдоль меридиана (Дроздов и Григорьева, 1971). В центральные летние месяцы она доходит до нуля и даже меняет знак. Однако к этому времени существенно возрастает корреляция осадков с зональными градиентами температур и, если нависание холода с севера в это время не является благоприятным (антициклоническая циркуляция), роль тыловых вторжений холода в формировании осадков и в летнее время весьма велика (особенно для аридных районов). Связь колебаний градиентов температуры с условиями в Арктическом бассейне обнаруживается довольно четко. При потеплении в соответствующем районе Арктики осадки в прилегающей к ней области увеличиваются и дальше последовательно образуются зоны уменьшения и увеличения осадков, а области аномалий осадков различного знака продолжают и до экватора.

Увеличение осадков вблизи района потепления в высоких широтах связано как с повышенным влагосодержанием воздуха, так и с повышенной циклоничностью. Уменьшение осадков в умеренных широтах зимой связывается с антициклоничностью (муссонными явлениями), летом (в более низких широтах) — с ослаблением тыловых вторжений и муссонности.

Увеличение осадков в субтропических широтах носит, по-видимому, компенсационный характер в связи со сдвигом циркуляционных зон, хотя в отдельных случаях можно допустить и прямое воздействие обмена воздушных масс между высокими и низкими широтами. Подобную закономерность при неодинаковой географической локализации областей увеличения и уменьшения осадков можно проследить в связи с аномалиями температур, имеющими место в любом районе Арктики. В настоящей статье расчет изменений осадков проведен по множественной линейной регрессии осадков по различным станциям северного полушария (общим числом около 300) и восьми станциям Арктического бассейна, относительно равномерно освещающим различные долготы (Упернавик, Ангмассалик, Шпицберген, Малые Кармакулы, о. Диксон, Кюсюр, о. Врангеля и Барроу), отдельно для холодного (ноябрь — март) и теплого (апрель — октябрь) периодов. Расчеты были сделаны в Западно-Сибирском РВЦ, программа расчета на ЭВМ БЭСМ-6 была разработана ст. инженером Западно-Сибирского РВЦ В. М. Ефимовым.

Результаты в общем неплохо согласуются с ранее выполненными расчетами (Дроздов, 1966). Отдельные уточнения конфигурации областей аномалий связаны как с неточностями оформления старых результатов, так и с несколько формальным подходом к современным расчетам, связанным с объективизацией результатов на данном этапе. А именно, пришлось пока пренебречь нелинейностью связей, особенно в переходных зонах, приводящей к сдвигам границ областей аномалий осадков в зависимости от интенсивности температурных аномалий. Аналогично не производилось уточнение регрессий для относительно коротких рядов (особенно сказывающихся в интервале изменений температуры на полярных станциях к востоку от Новой Земли и до Аляски включительно). Это привело к недоучету условий более старого периода, до потепления Арктики, что могло ослабить некоторые связи. В более старых расчетах, произведенных вручную, была сделана попытка как-то учесть старые годы. Учитывая, однако, что расчеты производились в сравнительно узких пределах колебания температур, первым фактором можно было пренебречь. Для учета возможного действия второго фактора (да отчасти и первого) отдельно проводился учет фактического распределения аномалий осадков в экстремально теплые периоды в Арктике, что позволило учесть и неравномерность отступания льдов в полярном бассейне в различных секторах Арктики при потеплениях климата. Антропогенные изменения температуры были приняты в соответствии с работами сотрудников ГГО (Будыко, 1971, и др.).

Мы приняли, что к 30-м годам будущего столетия повышение температуры в Арктике составит для месяцев теплой части года около 1° и для месяцев холодной части года около $2,5^\circ$ в соответствии с изменчивостью в оба сезона естественных условий. Кстати, близкие к этим условия реально сложились в период потепления Арктики. На рис. 1, 2 даны результаты этих расчетов.

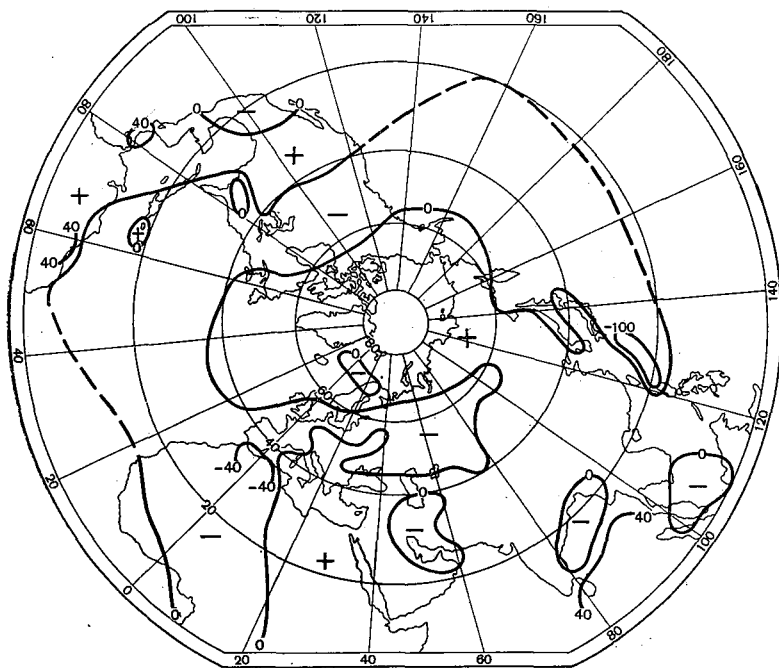


Рис. 1. Изменение осадков (мм) холодной части года при потеплении Полярного бассейна на $2,5^\circ$.

Уменьшение осадков во внутриматериковых зонах умеренных широт грубо соответствует фактическому изменению осадков в период потепления Арктики. Фактические условия, сложившиеся в 30-е годы XX в. и в 50-е (и отчасти в 30-е) годы XIX в., известны преимущественно как периоды минимальной ледовитости в атлантическом секторе Арктики; правда, в нашем столетии можно установить потепление и во всем Арктическом бассейне. Однако по некоторым районам между обоими периодами сухости и рис. 1 и 2 имеются существенные расхождения. Так, в оба упомянутых сухих периода очень низкие осадки были на юге Западной Сибири (Барнаул), существенная сухость (главный минимум осадков в вековом ходе) имела место в 30-х годах нашего столетия и в районе Целинограда (за прошлое столетие данных по этому району не имеется), между

тем на множественной регрессии отрицательной аномалии осадков за теплый период в этих районах не должно быть. Однако, когда положительная аномалия температур формируется только в атлантических частях Арктики, картина меняется, и, например, при положительной аномалии температуры в Малых Кармакулах (рис. 3 и 4) и зимой и летом на целинных землях Казахстана сухо.

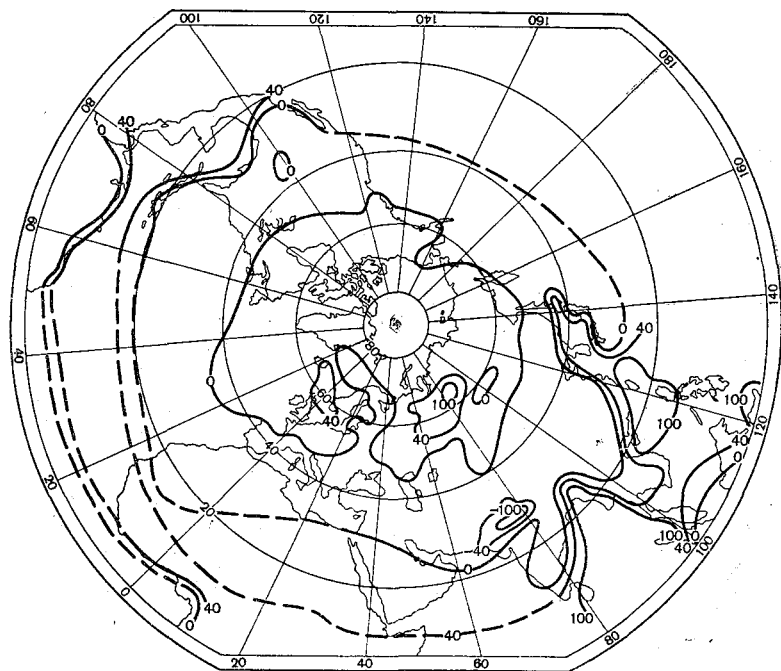


Рис. 2. Изменение осадков (мм) теплой части года при потеплении Полярного бассейна на 1° .

Сходная картина, особенно в холодный период, получается и при естественных колебаниях климата. Гораздо труднее объяснить широкое распространение в 30-е годы нашего столетия отрицательных аномалий осадков в самых различных областях континента, часть которых явно расположена за пределами средних зон сухости, получаемых по регрессиям. В 30-х же и 50-х годах прошлого столетия зона сухости в Восточной и Центральной Европе распространилась значительно шире, чем в среднем по регрессии (от Ленинграда и Свердловска до Ленинканана и Тбилиси). Такая картина может быть только следствием (помимо распределения льдов) еще и нелинейности связей ледовитости с осадками. Примечательно, однако, то, что зоны засухливости в экстремальные по малой ледовитости

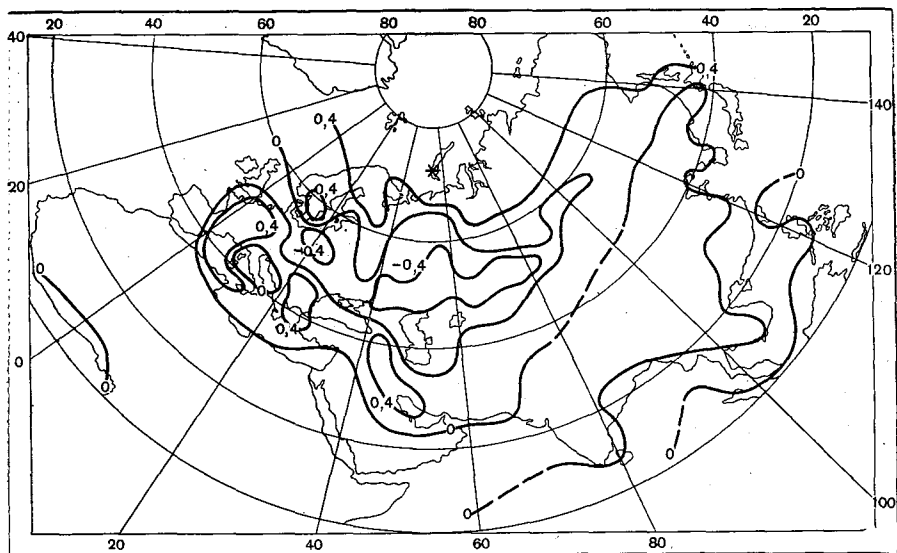


Рис. 3. Коэффициент корреляции между пятилетними средними температурами холодного периода на ст. Малые Кармакулы и осадками в северном полушарии за холодный период (ноябрь — март).

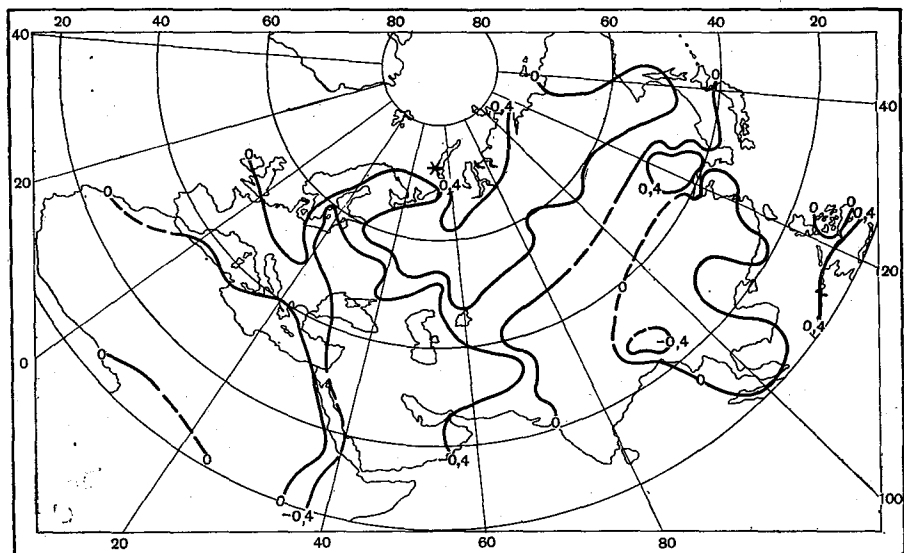


Рис. 4. Коэффициент корреляции между пятилетними средними температурами теплого периода на ст. Малые Кармакулы и осадками в северном полушарии за теплый период (апрель — октябрь).

годы охватывают значительно большую площадь, чем можно было бы ожидать при линейности связи температур полярного бассейна с количеством осадков. Это говорит о необходимости большой осторожности в осуществлении проектов по уничтожению полярных океанических льдов и неизбежности организации искусственного орошения в ряде районов уже на стадии антропогенного потепления, приводящего к разрушению ледового покрова.

Беря как минимальные пределы изменений упомянутого выше расчета по множественной регрессии, получаем следующее распределение аномалий осадков. Зимой отрицательные аномалии на территории СССР (рис. 1) имеют место в Прибалтике, на большей части ЕТС и Западной Сибири без Крайнего Севера и юга, а также на большей части побережий Дальнего Востока, за пределами СССР — в Англии, Франции, Испании, на значительной части Западной Африки (кроме юго-западной части Гвинейского побережья), на юге Каспия и в Персидском заливе.

Отрицательные аномалии наблюдаются также на большей части побережья Бенгальского залива, в южной части Южно-Китайского моря, местами на севере Филиппин, на Японских островах, на севере Корсики, в южной части Канады, на севере США (на востоке до Флориды включительно), в восточной части о. Куба, на Ямайке, местами на побережье Венесуэлы и Бразилии и на большей части Мексики. Уменьшение осадков более чем на 40 мм имеет место на юго-востоке США, в Марокко и Алжире, на северо-востоке Филиппин, значительное увеличение осадков (более 40 мм) — местами в Средней Америке, в Гвиане. Летом (рис. 2) зона усыхания в умеренных широтах в среднем смещается к югу (кроме Севера-Запада ЕТС). Она охватывает почти весь Пиренейский полуостров, юг Франции, Италию, Балканы, юго-запад Украины, Северный Кавказ, Среднюю Азию, бассейн Амура, Камчатку, часть Японии, запад Аляски, почти всю территорию США, север Мексики, почти всю Ямайку, восток Кубы, почти весь север Южной Америки (кроме побережья), северо-западную часть Африки, почти все Средиземноморье, Иранское нагорье, Центральную Азию, север и восток Индии. Зона увеличения осадков более интенсивна. Наиболее существенное увеличение осадков (более 100 мм) наблюдается на севере Индии, в западной части Индокитая, Суматры, на о. Шри Ланка, на севере Филиппин, на островах Тайвань и Хайнань, в СССР на плато Путорана. Более 40 мм увеличение осадков составляет в Корее, местами в Японии, вдоль всей параллели 10° с. ш. в Африке, Средней Америке, на северном побережье Южной Америки. В целом в умеренных широтах на материках зимой выражено уменьшение осадков, летом — увеличение.

Структурно аномалия температуры в любой части Арктики однотипно связана с осадками. Рост температуры в конкретном районе Арктики вызывает увеличение осадков в достаточно широкой окружающей зоне, охватывающей и часть умеренных широт. Затем идет зона относительной сухости, почти кольцеобразно охватывающая высокие широты, затем компенсационная зона увеличения осадков,

имеющая в общем более причудливые очертания. Изменения осадков того или другого знака распространяются и до экватора, хотя конфигурация зон аномалий там довольно причудлива. В муссонных районах Индии, Индокитая, Западной Африки, Карибского моря корреляционные связи осадков с температурой в арктических районах не меньше, чем в умеренных широтах, и сомневаться в их реальности нет оснований. Но дислокация всех этих зон в зависимости от района потепления несколько различна. Казалось бы, решая обратную задачу, по распределению аномалий в том или другом районе можно определить распределение аномалий температуры в Арктике, создающих соответствующее распределение осадков. Но это, если ограничиваться лишь линейными соотношениями и не учитывать сдвига границ самих зон в зависимости от интенсивности аномалий, не всегда удается. Аномалии, наблюдающиеся в 30-х годах нашего столетия, в общем объясняются потеплением в атлантической части Арктики, при осреднении данных по пятилетиям этот результат виден более четко, чем при анализе данных за отдельные годы, поскольку связи осадков с температурами в Арктике вообще более характерны для многолетнего хода, чем для отдельных лет. Сложнее дело обстоит с формированием минимума осадков в середине прошлого столетия (Дроздов, 1971). Уменьшение осадков в районах Ленинграда и Свердловска в течение всего года наблюдается лишь при потеплении в зоне Шпицбергена, а так большинство районов Арктики в этих пунктах могут при потеплении обеспечить зимнюю сухость, а не летнюю.

Еще труднее подыскать в современности условия, при которых сухость в течение всего года распространилась бы на территорию Закавказья. Так при потеплении Арктики сухость получается в основном в теплое время года, и только условия моря Лаптевых (Кюсюр) обеспечивают сухость в оба периода, но этот район не обеспечивает необходимые условия на северной границе зоны сухости. Таким образом, даже при естественных колебаниях климата допущенные линейности связи количества осадков с температурами определенных районов Арктики приводят к трудностям в объяснении фактически наблюдавшихся аномалий, главным образом в объяснении больших площадей аридизации, наблюдающихся в экстремальные периоды уменьшения ледовитости в Арктике. Конечно, не исключено, что одни и те же условия ледовитости или потепления в Арктике действуют не вполне одинаково на осадки в зависимости от ряда условий, складывающихся во внеарктических районах. Но из-за недостатка информации этот вопрос пока приходится оставить открытым.

Все упомянутые выше изменения климата, которые должны явиться следствием изменения температур, будут, во-первых, развиваться постепенно, а во-вторых, будут накладываться на естественные колебания климата. При этом первое обстоятельство будет способствовать ускоренному отступлению льдов и формированию соответствующих аномалий температуры в первую очередь в зонах, освобождающихся ото льдов, т. е. в атлантическом секторе Аркти-

жи (кроме Гренландии) и берингоморском секторе, и лишь потом потепление распространится на всю Арктику. При этом более быстрое потепление в атлантическом секторе Арктики создает циркуляцию, обычно тормозящую потепление в берингоморском секторе.

Как видно из рис. 3—4, неблагоприятные изменения режима осадков на территории СССР при потеплении в окраинных арктических морях едва ли не больше, чем при потеплении во всей Арктике. Поэтому неблагоприятных последствий общего потепления для режима осадков можно ожидать сравнительно рано (не позже конца столетия). Из многолетних циклических колебаний осадков для определения общего фона имеют значение относительно длинные циклы (14-летний, 22-летний и вековые). Учет подобной циклическости позволил оценить аномалии осадков по пятилетиям: 1971—1975, 1976—1980, 1981—1985 и 1986—1990 (рис. 5—8).

Как по этим данным, так и путем экстраполяции циклов увлажнения, полученных А. В. Шнитниковым, можно ожидать некоторой аридизации на большей части территории уже с начала 80-х годов.

Экстраполируя данные циклов изменения стока по А. В. Шнитникову (по расходам рек и уровням озер), получаем близкие к этому даты перехода к маловодию (табл. 1).

Т а б л и ц а 1

Район	Многоводный период (годы)	Маловодный период (годы)
Северо-Запад ЕТС	1970—1985 (1990)	1985 (1990) и позднее
Юго-Восток ЕТС	1975—1983	1971—1974, 1984 и позднее
Западная Сибирь	1974—1980	До 1973 и после 1980
Юг Сибири и Казахстан	После 1975	До 1975
Бассейн р. Волги	С 1960	—
Бассейн Аральского моря	—	С 1960

Для стока с небольших по площади территорий результаты получаются близкими к расчетам по осадкам. При оценке стока по очень большим площадям обнаруживается расхождение, так как очень большие по площади бассейны больше реагируют на вековой цикл, чем на более короткие циклы (хотя более короткие циклы тоже сказываются на колебаниях расходов) (Саруханян, Смирнов, 1971). Таким образом, общий фон колебаний за длительное время определяют все те вековые циклы, которые в основном и должны учитываться как фон, на котором развиваются антропогенные влияния. При экстраполяции фаз ранее имевших место циклических колебаний началом сухой их фазы для умеренных ши-

рот (и, видимо, влажной для субтропической) являются 80-е годы. Но, как известно, длительность циклов сохраняется лишь приблизительно, и чтобы определить их длительность в конкретной реализации, следует знать причины или факторы, с которыми они связаны, и характер действия этих причин в ближайшее время. Существенность различий в длительности векового цикла в различных частях

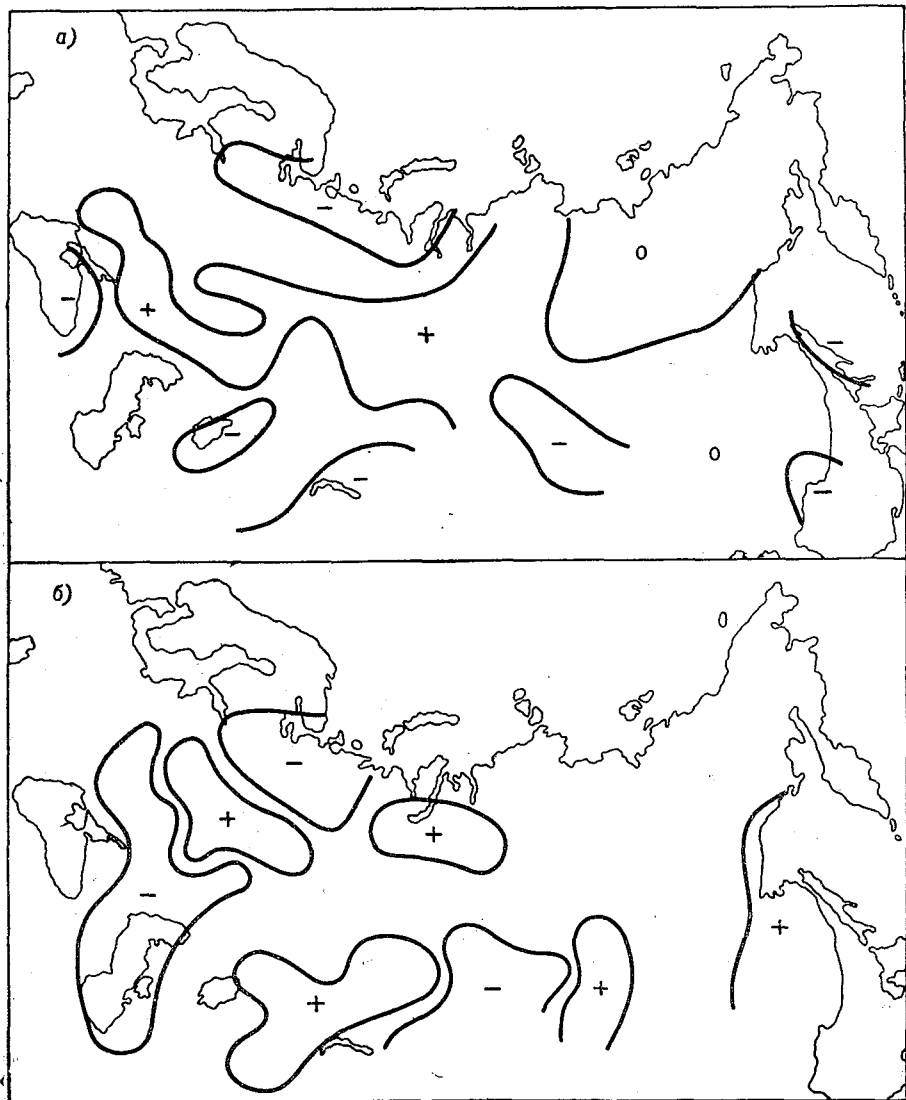


Рис. 5. Предполагаемые аномалии осадков за пятилетие (1971—1975) в ноябре — марте (а) и апреле — октябре (б).

территории и в прошлые реализации говорит о том, что этот цикл возникает под действием не одной, а ряда причин, вызывающих колебания, сравнительно близкие по частотам, в результате сложения которых и возникают реальные вековые колебания. Поэтому различные объяснения возникновения векового цикла разными авторами. не следует рассматривать как возможно исключающие

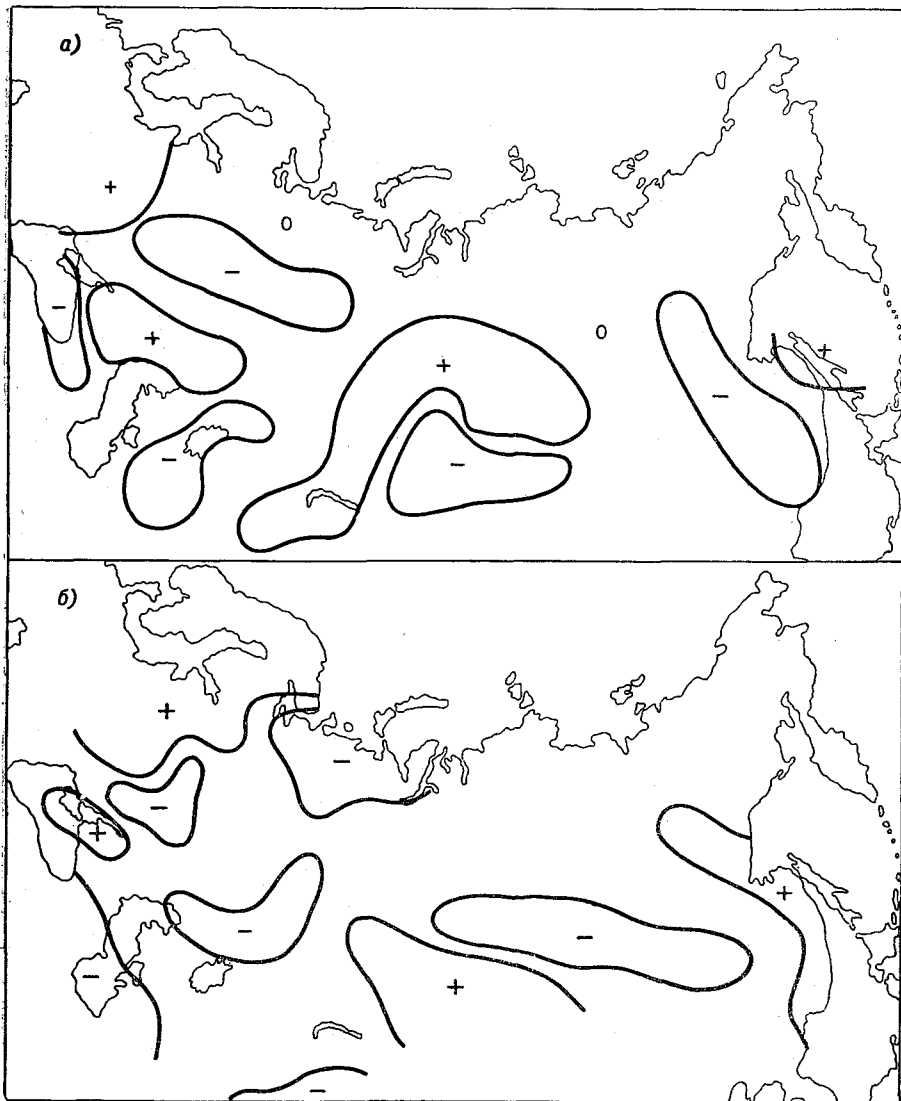


Рис. 6. Предполагаемые аномалии осадков за пятилетие (1976—1980) в ноябре — марте (а) и апреле — октябре (б).

одна другую гипотезы. Каждая из них характеризует определенную составляющую колебаний. Наиболее известны три объяснения вековых колебаний климата: 1) автокорреляция в системе Мировой океан — полярные льды; 2) пониженная прозрачность атмосферы, вызванная вулканизмом; 3) воздействия на климат солнечной активности, которые частично за последнее время удалось свести

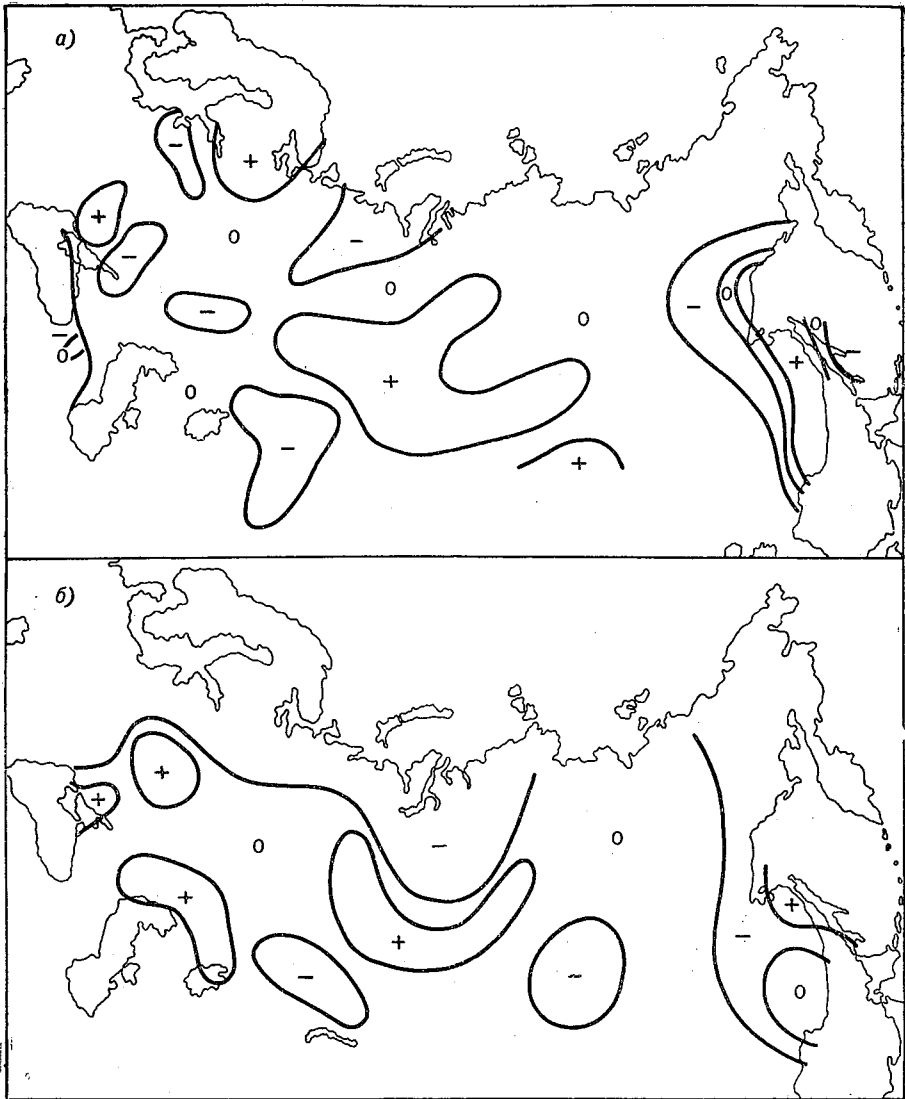


Рис. 7. Предполагаемые аномалии осадков за пятилетие (1981—1985) в ноябре — марте (а) и апреле — октябре (б).

к колебаниям метеорологического значения солнечной постоянной. Это позволяет дать этому фактору пусть преуменьшенную, но энергетическую оценку (вопрос о размерах колебаний астрономического значения солнечной постоянной оспаривается астрономами и пока является открытым).

Рассмотрим основания и возможный вклад действия каждого фак-

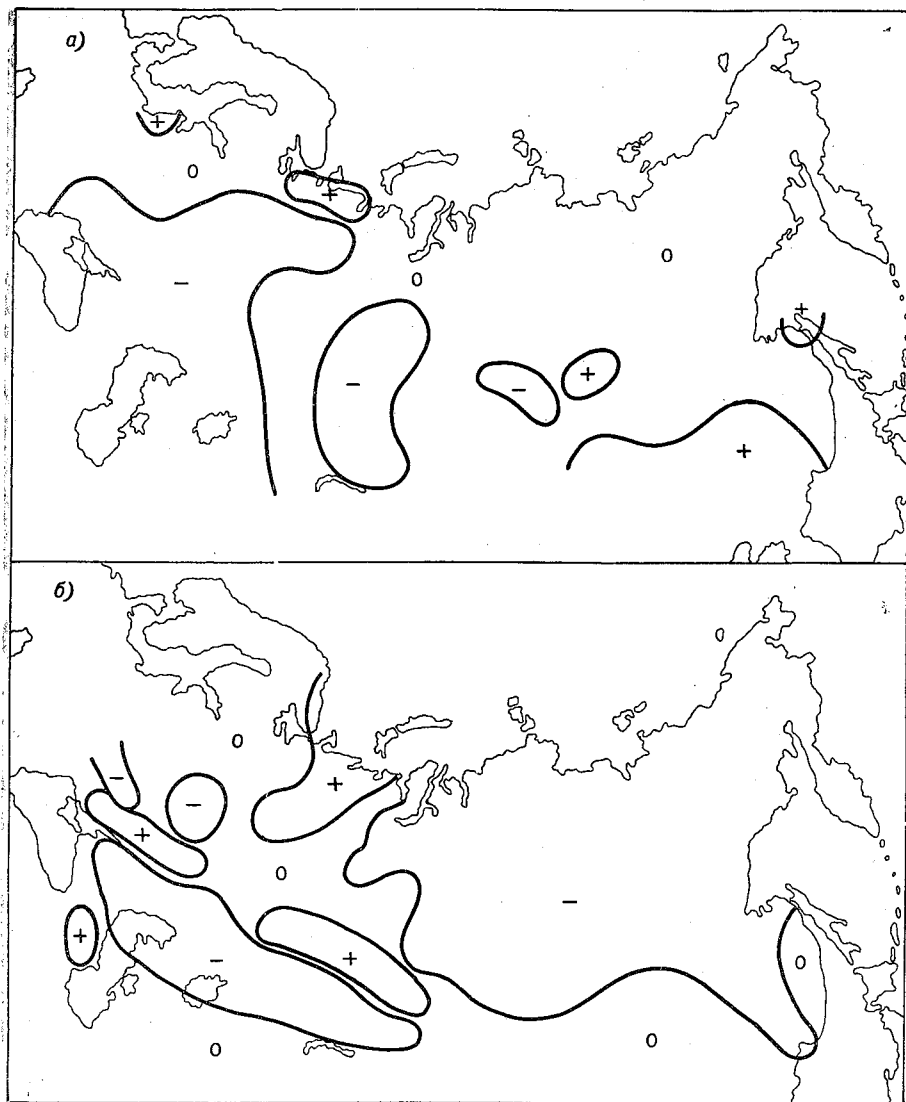


Рис. 8. Предполагаемые аномалии осадков за пятилетие (1986—1990) в ноябре — марте (а) и апреле — октябре (б).

тора по отдельности в формирование векового хода климата. Сведение их только к автоколебаниям ледовитости вызывает сомнения в связи с выявляющейся в конкретные периоды недостаточной их инерционностью. Так интервал времени между наибольшей и наименьшей ледовитостью в Баренцевом море в период потепления Арктики составил всего 15 лет, подобные изменения могли бы дать начало колебаниям по крайней мере в 2 раза меньшей длительности, чем фактические. Исследования З. И. Пивоваровой (Пивоварова, 1968) показали вековой ход прямой солнечной радиации. Этот ход М. И. Будыко (Будыко, 1971) объяснил последствиями взрывных извержений вулканов и показал его примерный параллелизм с ходом глобальных температур. Следует заметить, что параллелизм здесь не полный. Сверхвековой тренд виден только в температуре и отсутствует в радиации. Следовательно, может идти речь только об объяснении вековой составляющей хода температуры. Но по исследованиям Л. П. Спириной (Спирина, 1971), наибольшее похолодание после взрывных вулканических извержений локализуется, хотя и в Арктике, но совсем в другом ее районе, чем в ходе естественного процесса колебаний климата. Естественные колебания температуры наиболее четко проявляются в Гренландии, откуда потепления и похолодания распространяются в более низкие широты, убывая по амплитуде и запаздывая по фазе (до нескольких десятилетий). Между тем центр похолоданий после вулканических извержений приходится на Карское море. Поэтому вряд ли эти последние можно рассматривать как главный фактор векового хода температур, хотя какое-то влияние на него оказывает и вулканизм.

Что касается роли солнечной активности в этом вопросе, то многие авторы обнаруживают параллелизм (с некоторым сдвигом) солнечного векового цикла и температурной волны, но главным образом для отдельных районов. В глобальном разрезе похолодание в высоких широтах и соответствующая перестройка атмосферной циркуляции начались более чем на 10 лет ранее максимума солнечной активности (Рубинштейн, Полозова, 1966).

Поскольку следствие не может возникнуть ранее причины, обычные характеристики солнечной активности не могут являться показателями процесса изменения температур, хотя нахождение центра действия колебаний температуры в Гренландии, вблизи магнитного полюса, в какой-то мере подкрепляет корпускулярную гипотезу. Однако центр оледенения северного полушария — Гренландия — может оказаться вблизи наибольших колебаний температуры и без участия солнечной активности. Можно, опираясь на связь между эмпирическим (метеорологическим) значением солнечной постоянной и числами Вольфа, выявленную впервые Ангстремом и уточненную К. Я. Кондратьевым и Г. А. Никольским (Кондратьев и Никольский, 1970), экстраполировать ход солнечной постоянной на два столетия назад, тем более что в работах других авторов обнаружены факторы на самом солнце, меняющие его температуру, хоть и в существенно меньших пределах, чем это необходимо для

объяснения колебаний солнечной постоянной (Сазонов, Логинов, 1971; Lamb, 1971).

Ход солнечной постоянной примерно совпадает с ходом прямой солнечной радиации, по З. И. Пивоваровой и М. И. Будыко, что подтверждает их эмпирические исследования, но дает иную физическую интерпретацию, и потому, что вулканизм существенно сказывается на радиации всего лишь в течение нескольких лет после извержений, получить за счет случайного распределения извержений

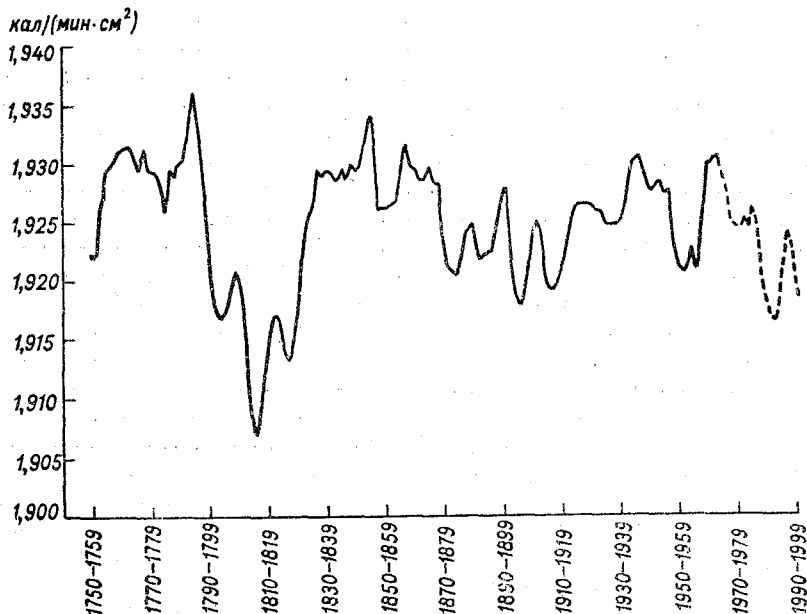


Рис. 9. Изменение солнечной постоянной с XVIII по XX в., восстановленное по числам Вольфа.

вековой ход радиации, не имеющий резких колебаний, несколько затруднительно. В то же время экстраполированный ход солнечной постоянной (рис. 9) довольно хорошо совпадает (на 80%) с основными колебаниями температуры и осадков за последние два столетия: 1) теплый период в 80-х годах XVIII в., 2) похолодание в начале XIX в., 3) минимум ледовитости в 30-х годах XIX в., 4) минимум ледовитости в 50-х годах XIX в., 5) увеличение ледовитости во второй половине XIX в., 6) максимум ледовитости к 10-м годам XX в., 7) потепление в 30—40-х годах, 8) похолодание в 50-х годах, 9) некоторое потепление (уменьшение льдов) в 60-х годах. При этом соответствующее увеличение частоты извержений вулканов в период наполеоновских войн (Lamb, 1971) в 80-х годах прошлого века (Кракатау) и в 10-х годах нашего века (Катмаи) дополнительно сказывалось на поступлении радиации, акцентируя соответ-

ствующие похолодания. Столь большое число совпадений хода изменений климата с ходом рассчитанной солнечной постоянной делает вероятной связь между ними, хотя случайность совпадений еще не может быть полностью исключена.

В отношении экстраполяции хода чисел Вольфа известно, что мы сейчас находимся с 1958 г. на ветви спада векового солнечного цикла и будем находиться на ней примерно до конца столетия, но насколько упадет солнечная активность и какой она будет в годы максимумов 11-летних циклов, мнения расходятся.

Один из расчетов по эмпирическим связям произведен А. Д. Боновым (Бонов, 1968), он соответствует средней глубине спада для подобных циклов. Это предположение дает основание ожидать умеренно пониженные значения солнечной радиации до конца столетия — примерно на уровне начала столетия, что предполагает соответствующее снижение температур и улучшение увлажнения умеренных широт. Снижение уровня прямой радиации, имеющее место последние два десятилетия, возрастание ледовитости и ослабление теплого Атлантического течения в арктических морях, развивающееся непрерывно (Шпайхер, Федорова, 1970), дают некоторые основания для того, чтобы считать ветвь похолодания действительно более длительной, чем это получается на основании экстраполяции средней длительности циклов осадков. Однако есть и другие расчеты, по которым, правда, при некоторых дополнительных предположениях значение солнечной постоянной увеличится в сроки, полученные на основании цикличности. Замедление спада солнечной активности и вторичный ее максимум в 1972 г. заставляют относиться к подобным предположениям весьма внимательно. Таким образом, на ближайшие 10—15 лет можно довольно уверенно говорить о некотором похолодании и улучшении увлажнения (засуха 1972 г. в общей тенденции ничего изменить не может), фон же на начало будущего столетия неясен, а к 20-м годам будущего столетия вероятно естественное потепление (в очередном вековом цикле), которое ускорит отепляющее действие антропогенных факторов.

Помимо крупномасштабных воздействий на циркуляцию, возможны воздействия местного характера, осуществлявшиеся прежде стихийно, в будущем же возможно сознательное их применение. По расчетам М. И. Юдина (Юдин, 1966), если воздействовать в определенном районе на восходящие токи, не входя в противоборство с энергетически весьма мощными горизонтальными движениями, можно не только оказывать существенное влияние на осадки, но даже менять на сотни километров направление движения циклонов.

На практике без применения искусственных источников энергии воздействия на атмосферную циркуляцию оказывают рельеф и шероховатость деятельной поверхности, а также термическое ее состояние. Уменьшение осадков в связи с малой шероховатостью водной поверхности и неблагоприятными термическими условиями особенно велико весной и в первую половину лета. Ранее изменения

осадков на Финском заливе и Ладожском озере по этой причине оценивались десятками процентов. Уменьшение осадков отмечено и на зеркале, а также на берегах водохранилищ. Такое уменьшение действительно есть, но оно было сильно преувеличено из-за ветрового недоучета осадков на ветренных побережьях и островах. Фактически этот недоучет составляет не более 9—13% в годовом выводе, а на водохранилищах он не должен быть больше нижнего предела, относящегося к мелкому и хорошо прогреваемому Финскому заливу.

Что касается поверхностей повышенной шероховатости, то хозяйственная деятельность человека изменяет природные условия по двум линиям: в связи со сведением (реже созданием) лесов и в связи со строительством городов. По обоим вопросам имеется кое-какой эмпирический материал. Так Л. П. Кузнецова (Кузнецова, 1957, 1961) исследовала влияние степени залесенности территории на количество осадков с учетом влияния самой залесенности на скорость ветра, преувеличивающей различия в показаниях дождемеров при увеличении лесистости. После исключения кажущегося увеличения осадков, вызванного увеличением защищенности приборов, изменение осадков оказалось равным 2,1% на 10% залесенности территории. Предложенная ранее Г. П. Калининным (Калинин, 1950) методика учета увеличения осадков по возрастанию периметров лесных опушек себя не вполне оправдала. Связь количества осадков с относительными площадями леса оказалась более тесной, чем с суммой периметров лесных опушек. Это обстоятельство не должно особенно удивлять, так как верхняя поверхность леса сама по себе достаточно неровная, чтобы создавать торможение для воздушного потока. Правда, изрезанность площадей леса может создавать добавочное торможение, но выявить его количественно пока не удалось, так как трудно подобрать достаточно обширные участки с одинаковой площадью леса, но с разной длиной опушек. Интересно, что при увеличении лесистости ее влияние на осадки в наветренной части территории проявляется почти сразу (достигая предельной величины уже в 5 км от края района), в подветренной же части района облесения удалось в некоторых случаях выявить зону компенсационного уменьшения. Таким образом, лесистость, так же как и возвышенности равнины (Кузнецова, 1957), в большей мере перераспределяет осадки, чем увеличивает их суммарное количество по территории.

Что касается влияния на осадки городов, то здесь действует ряд противоречивых факторов, в зависимости от преобладания тех или иных из них осадки могут как увеличиваться, так и уменьшаться, чем вызывается отчасти и разнорезультатов сравнений, полученных в литературе. В сторону увеличения осадков влияют повышение шероховатости, избыточный нагрев воздуха у земли, гигроскопические частицы промышленных выбросов, в связи с последним фактором иногда обнаруживают недельный ход осадков (Кратцер, 1958), в сторону уменьшения — понижение влажности над городом не только относительной, но иногда (главным образом

в зарубежных городах) и абсолютной из-за уменьшения испарения с крыш и мостовых по сравнению с естественной почвой.

Наибольший интерес для нас имеют данные Москвы — наибольшего из городов СССР, условия в котором менялись во времени и сравнение которого с окрестностями освещено в литературе. Приводимые в литературе сведения о различии в осадках между Москвой и окрестностями (Кратцер, 1958) на 16% явно преувеличены в связи с тем, что Кратцером выбраны неудачные станции для сравнения, и отчасти из-за неучета различий в защищенности станций в городе и окрестностях. По данным нового справочника по климату СССР различия в холодную часть года не превышают 8% и в теплую 3%, после же введения поправок на защищенность эти величины вообще не превышают двух процентов в оба сезона. Таким образом, влияние даже такого большого города, как Москва, в наших климатических условиях ничтожно и практического значения не имеет.

Перейдем к влиянию дополнительного испарения на возрастание осадков. В силу больших переносов влаги в атмосфере вклад испарения с небольших территорий на содержание влаги во всем столбе атмосферы очень мал. Вдобавок, большие скорости переноса влаги и неодинаковость его направления и скорости как по высотам, так и во времени вызывают значительные рассеяния переносимого пара по территории. Поэтому заметное влияние на осадки может оказать испарение лишь с достаточно больших площадей, порядка миллионов квадратных километров, но зато это влияние будет распространяться на обширные окружающие площади. Над самим районом дополнительного испарения (плавни, орошаемые участки) в связи с большими затратами тепла на испарение вертикальные градиенты температуры уменьшаются вплоть до образования сильных инверсий. Это должно в принципе уменьшать влияние дополнительного испарения на образование осадков. Однако оба эти эффекта сравнительно невелики и, складываясь, фактически часто компенсируют друг друга, из-за чего различия в осадках над орошаемыми районами и окружающей пустыней оказываются в пределах случайных ошибок.

Оценивался вклад дополнительного испарения в потоки влаги, проносимые над территорией, с учетом относительной влажности атмосферы. Условия циркуляции над территорией принимались независимыми от испарения, поскольку изменения температуры, отнесенные ко всей толще атмосферы, по этой причине оказываются сравнительно невелики и существенного изменения атмосферного давления вызывать не должны. В прежних работах (Дроздов и Григорьева, 1963, 1966; Григорьева, 1967), когда существенный эффект ожидался лишь в районах, близких к площадям дополнительного испарения, пренебрегалась трансформация по пути следования воздушных масс из очага испарения. При рассмотрении очень больших территорий это уже недопустимо. Можно, правда, учитывать среднюю трансформацию по эмпирическим связям между влажностью в очаге трансформации и осадками конкретного района в опреде-

изменения осадков, изображенные на рис. 10. Этот расчет, конечно, весьма приближенный, но, поскольку изменения осадков, даже при масштабе испарения, эквивалентном целому Каспию, все еще невелики по сравнению с естественными колебаниями осадков из года в год, с неточностями расчета можно пока мириться. Незначительность рассчитанных изменений по сравнению с фактическим влиянием Каспийского моря на современные осадки связано с тем, что Каспий увеличивает осадки главным образом зимой, а орошение проводится летом. Кроме того, Каспий существенно влияет на осадки лишь там, где горы вплотную подходят к берегу, от очагов же испарения, при подаче воды северных рек на орошение, горы отстоят в достаточном отдалении, и там испарение с очагов орошения окажется уже меньше.

Видимо, наш расчет дает еще несколько преувеличенное влияние мелиорации на осадки. Дело в том, что наилучшие связи влажности в очагах формирования пара с осадками получаются при использовании данных на поверхности 700 мб (по крайней мере, для циклонических осадков, составляющих подавляющее их большинство). Местный же пар переносится на меньших высотах и поэтому менее эффективен для образования осадков. В первом приближении можно принять, что этот эффект компенсирует неточный учет концентрации пара. С указанными оговорками изменение осадков составляет следующие величины. В горах Кавказа увеличение осадков составит 100 мм и более за теплый период и год, а на равнине Северного Кавказа — около 50 мм (40% осадков теплой части года), в горах Средней Азии 50—100 мм. Значительная часть среднеазиатской влаги уносится на юг — за пределы СССР, часть же этой влаги вместе с влагой, испарившейся с южных районов ЕТС, будет перенесена на Северо-Восток ЕТС и вызовет в бассейнах Волги, Урала, Тобола и Ишима увеличение осадков в теплой половине года на 5—30% или на 10—30 мм. Конечно, указанные изменения осадков еще отнюдь не компенсируют затрат воды на орошение, но они должны уже учитываться в водном балансе, особенно в отдельных районах.

ЛИТЕРАТУРА

- Бонов А. Д., 1968. Прогноз 11-летних циклов № 20, 21, 22 солнечной активности.— Солнечные данные, № 10, с. 68—74.
- Будыко М. И., 1971. Климат и жизнь. Л., Гидрометеиздат. 472 с.
- Григорьева А. С., 1967. Возможное влияние дополнительного испарения с водохранилищ и орошаемых участков на осадки.— Тр. ГГО, вып. 211, с. 104—111.
- Дроздов О. А., 1966. Об изменении осадков северного полушария при изменении температур полярного бассейна.— Тр. ГГО, вып. 198, с. 3—16.
- Дроздов О. А., 1971. О возможности климатических прогнозов на основании учета цикличности, обусловленной климатическими и земными факторами.— Тр. ГГО, вып. 274, с. 3—26.
- Дроздов О. А. и Григорьева А. С., 1963. Влагооборот в атмосфере. Л., Гидрометеиздат. 314 с.

- Дроздов О. А. и Григорьева А. С., 1966. Влияние изменения испарения с больших территорий на осадки данного района и соседних территорий.— Тр. ГГО, вып. 198, с. 17—26.
- Дроздов О. А. и Григорьева А. С., 1971. Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР. Л., Гидрометеиздат, 158 с.
- Калинин Г. П., 1950. Роль леса в распределении осадков.— В кн.: «Вопросы гидрометеорологической эффективности полезного лесоразведения». Л., Гидрометеиздат, с. 24—30.
- Кондратьев К. Я. и Никольский Г. А., 1970. Вариации солнечной постоянной по аэростатным наблюдениям, 1962—1968 гг.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, т. 6, № 3, с. 227—238.
- Кратцер П. А., 1958. Климат города. М., Изд-во иностр. лит. 240 с.
- Кузнецова Л. П., 1957. Роль рельефа и лесов в распределении осадков на равнине.— Тр. ГГО, вып. 72, с. 76—91.
- Кузнецова Л. П., 1961. Уточнение результатов сравнения количества осадков на залесенных и открытых пространствах.— Тр. ГГО, вып. 111, с. 77—80.
- Пивоварова З. И., 1968. Многолетние изменения интенсивности солнечной радиации по наблюдениям актинометрических станций.— Тр. ГГО, вып. 233, с. 17—37.
- Полозова Л. Г. и Сазонов Б. И., 1968. О возможной причине современного потепления климата.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., вып. 4, с. 99—106.
- Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Г., 1966. Современные изменения климата. Л., Гидрометеиздат. 268 с.
- Сазонов Б. И., Логинов В. Ф., 1971. Солнечная постоянная, циркуляция и температура земли.— Тр. ГГО, вып. 274, с. 35—48.
- Саруханян Э. И., Смирнов Н. П., 1971. Многолетние колебания стока р. Волги. Л., Гидрометеиздат. 168 с.
- Спирин Л. П., 1971. О влиянии вулканической пыли на температурный режим северного полушария.— Метеорология и гидрология, № 10, с. 38—45.
- Шнитников А. В., 1969. Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности. Л., «Наука». 246 с.
- Шпайхер А. О., Федорова З. П., 1970. Колебания температуры воды Карского моря в течение последних десятилетий.— Тр. ААНИИ, вып. 33, с. 13—23.
- Юдин М. И., 1966. О возможностях воздействия на крупномасштабные атмосферные движения.— В кн.: «Современные проблемы климатологии». Л., Гидрометеиздат. с. 393—412.
- Holloway J. L., Manabe S., 1971. Simulation of climate by a global general circulation model. I. Hydrologic cycle and heat balance.— Monthly Weather Review, vol. 99, No. 5, pp. 335—370.
- Inadvertent climate modification, 1971. Report of the study of man's impact on climate (SMJC), Cambridge Mass — London. 308 pp.
- Lamb H. H. Volcanic activity and climate.— Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleocol., 1971, vol. 10, No. 2—3, pp. 203—230.
- Lamb H. H. Climates and circulation regimes developed over the northern hemisphere during and since the last ice age. Lecture, Leningrad, 1970. Symposium on dynamical climatology. Потапринт ГГО, 1971. 30 с.

О СВЯЗИ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ВЕСЕН В СЕВЕРНОМ КАЗАХСТАНЕ С АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИЕЙ

Для территории Северного Казахстана автором была предложена классификация термического режима весен. В основу методики положено разделение весенних сезонов на пять различных типов в зависимости от хода температуры воздуха в течение сезона. Исходя из представлений о закономерностях формирования термического режима весеннего периода были выделены не только нормальные, теплые (ранние), холодные (поздние) весны, но и весны с резко аномальным ходом температуры (с возвратом холодов) и компенсационные (отрицательные отклонения температуры в первой половине сезона компенсировались температурами выше нормы во второй половине).

Основной целью настоящей статьи является выявление условий формирования выделенных типов весен. Для этого рассматриваются связи весен с показателями атмосферной циркуляции.

В настоящее время существует много схем типизаций атмосферных процессов. Наиболее известными и результативными как в синоптическом так и в климатическом плане являются каталогизация атмосферных процессов по Л. А. Вительсу [10] и типизация по Г. Я. Вангенгейму [8, 9].

В качестве обобщенной характеристики атмосферной циркуляции по Л. А. Вительсу использовались суммы отклонений от нормы числа дней с антициклонической циркуляцией за апрель — май. В связи с тем, что весенние процессы наиболее ярко протекают в те годы, когда на западе и востоке Северного Казахстана наблюдается один тип весен [21], барико-циркуляционные характеристики рассматриваются при условии однотипности.

Как видно из рис. 1 а, нормальные весны характеризуются незначительными отклонениями числа дней с антициклонической циркуляцией по всем районам Вительса. Основную роль в формировании этих типов весен играют трансформационные процессы, что видно по малым барическим градиентам. Барическое поле все же

имеет некоторую меридиональность и указывает на возможность в нормальные вёсны арктических вторжений в районах, расположенных к северо-востоку от Казахстана, в результате чего и происходит трансформация прежнего арктического воздуха на его территории.

Барическое поле теплых вёсен (рис. 1 б) характеризуется значительно большей меридиональностью и преобладанием на территории Северного Казахстана дней с антициклонической циркуляцией. Обращает внимание некоторое подобие в развитии первой фазы вёсен с возвратом холодов (рис. 2 а) и теплых вёсен (рис. 1 б); Однако процессы в первом случае протекают гораздо интенсивнее, чем во втором. В первую фазу вёсен с возвратом холодов в Северной Атлантике (1-й и 5-й районы) преобладают антициклонические образования, а в теплые — циклонические. В теплые вёсны наблюдается резкое увеличение повторяемости синоптических ситуаций, создающих вынос тепла на территорию Северного Казахстана, и, как это будет показано дальше, подобное может происходить при преобладании как западной, так и восточной формы циркуляции по Г. Я. Вангенгейму. Следует отметить, что основной вклад в формирование как теплых, так и всех остальных (кроме нормальных) вёсен вносят адвективные процессы.

По сравнению с нормальными и теплыми барическое поле в холодные вёсны (рис. 1 в) характеризуется большей меридиональностью. В эти типы вёсен характерны частые вторжения арктического воздуха с северо-запада и последующее стационарирование антициклонов над районами Северного Урала. Вся территория Северного Казахстана находится под влиянием антициклонического тыла, что говорит о хорошей влагообеспеченности их осадками. Так, в эти вёсны в среднем выпадает около 50 мм осадков, что составляет 145% осадков нормального типа.

Особый интерес в изучении климата весенних сезонов представляют вёсны с резко аномальным ходом температуры. Несмотря на то, что повторяемость этих вёсен несколько меньше повторяемости нормальных, теплых и холодных, они оказывают сильнейшее влияние на условия жизнедеятельности как растительных, так и животных организмов. Принимая во внимание основные особенности аномальных вёсен, т. е. противоположность хода температуры в начале и конце сезона и их продолжительность, будем рассматривать не осредненные барико-циркуляционные характеристики, как это делалось для первых трех типов, а их значения по месяцам. Ввиду большой продолжительности вёсен с возвратом холодов аномалии барического режима рассматриваются за три месяца — апрель, май и июнь (рис. 2).

Как видно из рис. 2 а, в апреле в вёсны с возвратом холодов для территории Северного Казахстана характерны выносы теплого воздуха с юга. Такая синоптическая ситуация способствует быстрому росту температуры воздуха и благоприятствует развитию растений. В мае (рис. 2 б) картина резко меняется. Барическое поле приобретает меридиональную ориентацию. Арктический воздух

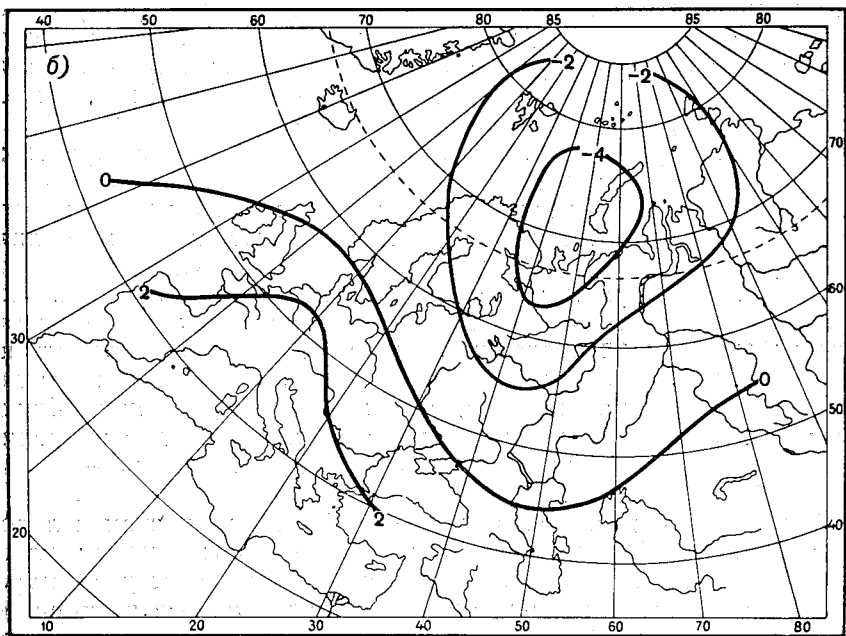
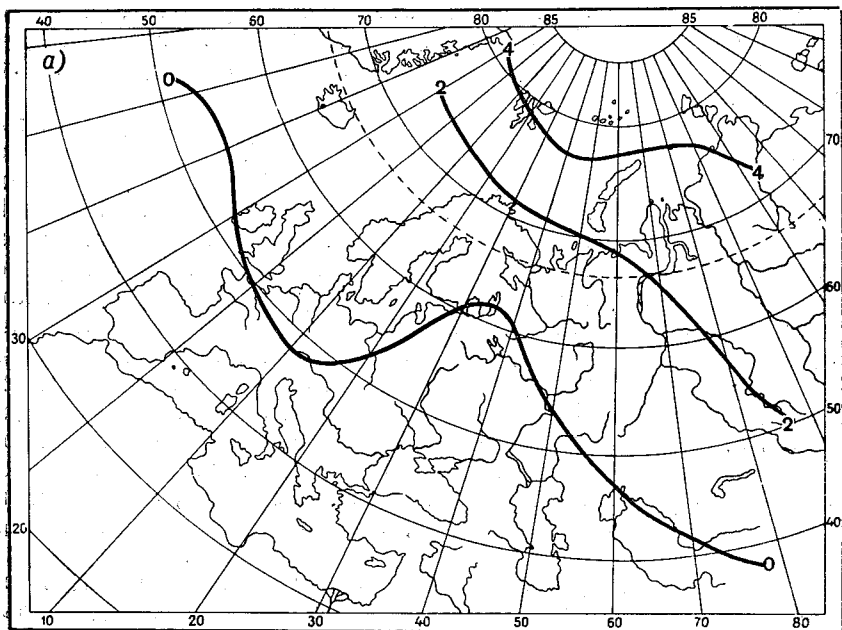
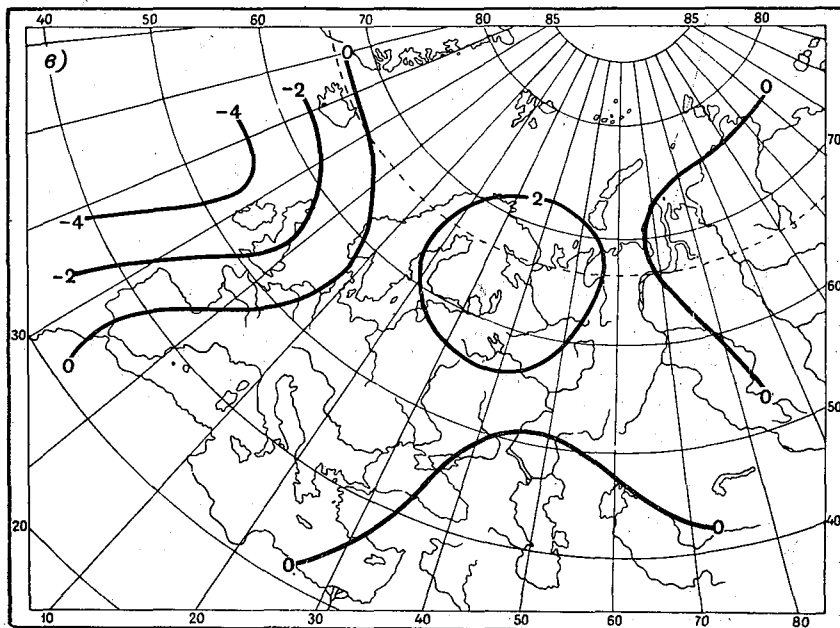


Рис. 1. Аномалии барического режима в нормальные (а), теплые (б) и хо

проникает в пределы Северного Казахстана через Урал и Западную Сибирь. Подобные процессы вызывают резкое похолодание, сильные ветры, осадки в виде снега. В некоторых районах на западе Северного Казахстана наблюдаются пыльные бури. После теплой и малооблачной погоды в апреле погодные условия в мае в вёсны с возвратом холодов зачастую приводят к серьезным последствиям (гибель растительности, бескормица, падеж скота и т. п.). Как показали В. А. Бугаев и др. [7], большая часть сильных заморозков в Средней Азии и Казахстане является результатом северных и северо-западных холодных вторжений. Обращает внимание то, что вёсны с возвратом холодов наиболее часто повторяются в восточной части Северного Казахстана, это хорошо увязывается с данными И. А. Гольцберг [16]. Что касается аномалий барического режима в июне, то они имеют много общего с аномалиями в мае. Это показывает, насколько велико еще в июне влияние арктических вторжений на формирование вёсен с возвратом холодов в Северном Казахстане.

Поскольку продолжительность вёсен компенсационного типа незначительна, а начало и окончание сезона колеблются в широких пределах, для анализа связи барико-циркуляционного режима с термическим режимом этих вёсен ограничимся рассмотрением их связей за два месяца — апрель и май. Как видно из рис. 3 а, в апреле в вёсны компенсационного типа на территории Северного Казахстана преобладают воздушные потоки с северо-восточной



лодные (а) вёсны.

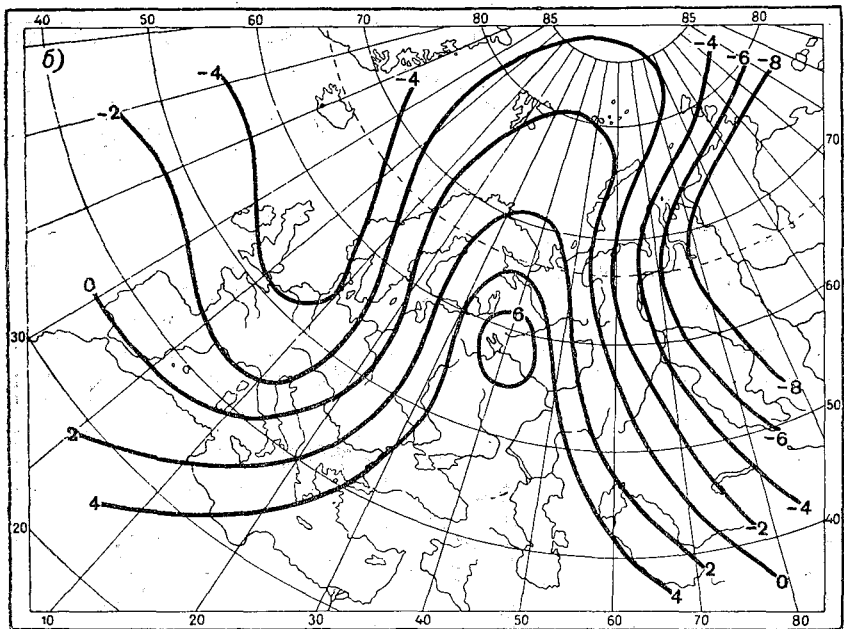
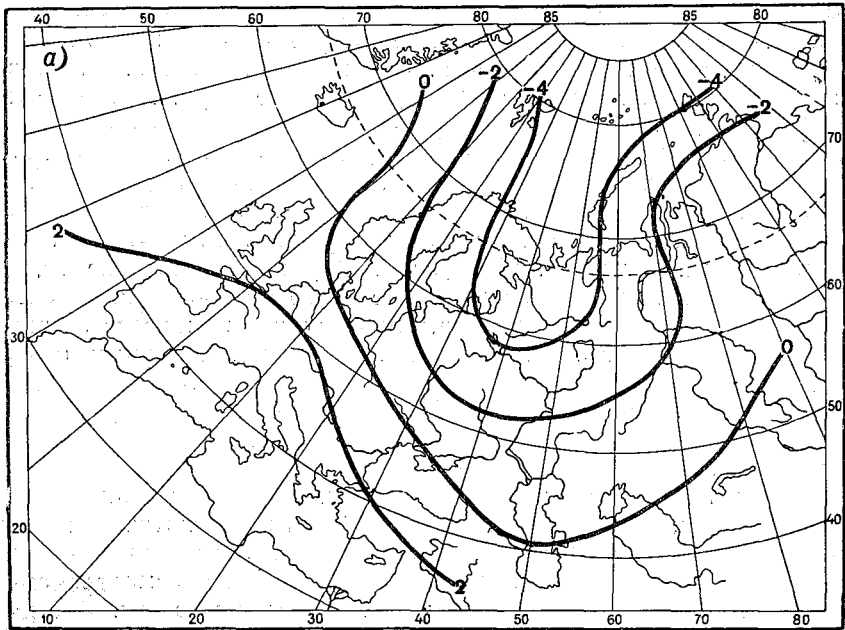


Рис. 2. Аномалии барического режима в апреле (а) и мае (б) в весны с возвратом холодов.

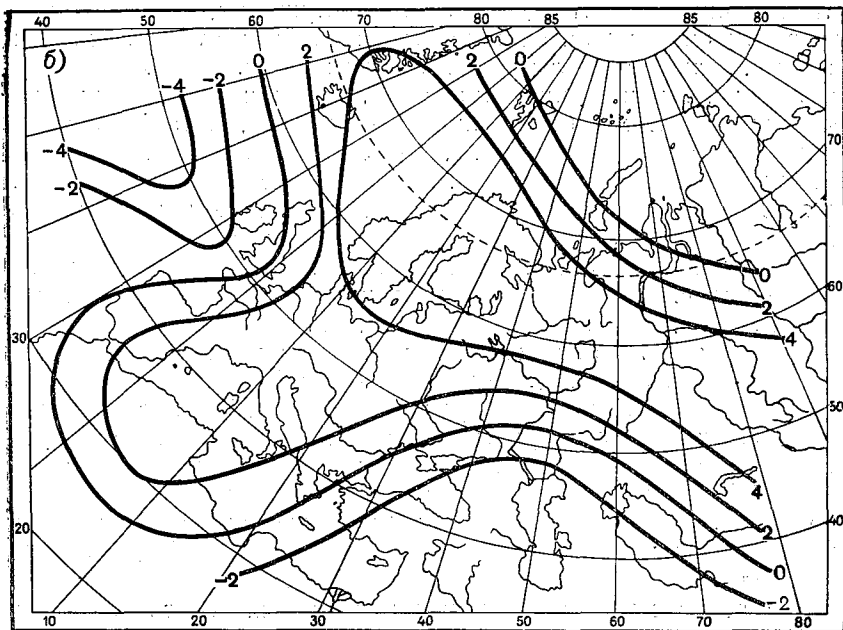
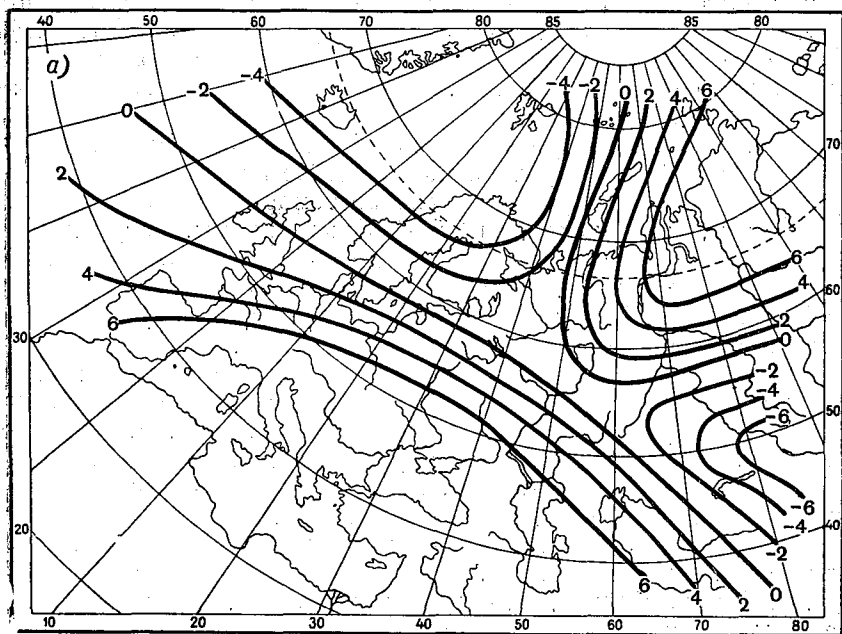


Рис. 3. Аномалии барического режима в апреле (а) и мае (б) в весны компенсационного типа.

составляющей. Северный Казахстан находится в области влияния циклонического тыла, что обуславливает хорошую влагообеспеченность осадками и незначительный рост температуры воздуха. Аномалии барического режима в мае, наоборот, обуславливают адвекцию теплых воздушных масс с юго-востока, что четко показано на рис. 3 б. Поэтому вторая половина весны характеризуется ясной и сухой погодой, что обуславливает быстрое нарастание температуры ото дня ко дню. Средняя месячная температура воздуха в мае в эти вёсны, как правило, на 2,5—3,0° выше нормы. Рисунок 3 подтверждает ранее сделанный вывод [21] об опасности возникновения засух в эти типы вёсен в случае продления режима на длительное время. Это полностью соответствует характеристикам засухообразующего процесса по Г. Т. Селянину.

Для получения дополнительной информации об условиях формирования термического режима весной целесообразно рассмотреть его связь с формами атмосферной циркуляции по Г. Я. Вангенгейму. Эта типизация лежит в основе ряда методов долгосрочных прогнозов погоды [3—6, 13, 19 и др.], в том числе комплексного макроциркуляционного метода, разработанного М. Х. Байдалом и широко применяемого в Казахстане. Типизация по М. Х. Байдалу, каталог которой опубликован [5], содержит много общего с типизацией по Г. Я. Вангенгейму [8, 9], полный ряд которой, включая и последние годы, можно найти в работе А. А. Гирса [15]. Не останавливаясь на разборе выполненных работ, заметим, что в них подробно рассмотрены связи выделенных макротипов с полями гидрометеорологических элементов в северном полушарии, в том числе и с температурой воздуха. Однако эти связи рассматриваются или по месяцам, или по теплым и холодным полугодиям.

С нашей точки зрения, для характеристики переходных сезонов необходима более существенная детализация, которая позволила бы выявить их основные черты, а именно последствия часто повторяющихся волн холода и тепла. Рассмотрение закономерностей термического режима вёсен по указанной типизации и нахождение связей типов вёсен с барическим режимом атмосферы является одним из возможных вариантов в их изучении. Учитывая высказывание Т. В. Покровской [17] об относительной территориальной автономности атмосферных процессов весной, ограничимся рассмотрением этих связей только в первом естественно-синоптическом районе.

Как видно из табл. 1, основной вклад в формирование нормальных вёсен вносит западная форма циркуляции. Если ее нормальная повторяемость (число случаев за 80 лет, выраженное в процентах) составляет 22%, то повторяемость их в нормальные вёсны равна 31%. На формирование нормальных вёсен в восточной части Северного Казахстана существенное влияние оказывают меридиональные формы циркуляций. Так, повторяемость форм С и Е в нормальные вёсны здесь равна 35 и 24% соответственно. Теплые вёсны на западе рассматриваемой территории наиболее тесно связаны с формой Е (56%). На востоке, несмотря на то, что повторяемость форм W, С, Е в теплые вёсны одинакова, наибольшее влияние на их

Таблица 1

Повторяемость форм атмосферной циркуляции, по Г. Я. Вангенгейму, осредненной за апрель—май в различные типы вёсен в Северном Казахстане за период с 1891 по 1970 г.

Форма циркуляции	Средняя повторяемость		Западная часть						Восточная часть															
	ч. сл.	%	1		2		3		4		5		1		2		3		4		5			
			ч. сл.	%	ч. сл.	%	ч. сл.	%	ч. сл.	%	ч. сл.	%	ч. сл.	%	ч. сл.	%	ч. сл.	%	ч. сл.	%	ч. сл.	%		
W	18	22	9	31	3	16	5	19	1	20	—	—	—	8	32	5	28	2	10	—	—	—	3	43
E	29	36	10	35	10	56	8	31	1	20	—	—	—	7	28	5	28	13	65	4	40	—	—	—
C	25	32	7	24	3	16	11	42	3	60	1	50	—	9	36	5	28	3	15	4	40	4	57	—
W + C	3	4	2	7	1	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	11	—	—	—	—	—	—	—
W + E	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
E + C	4	5	1	3	1	6	1	4	—	—	—	—	—	1	4	1	5	1	5	1	10	—	—	—

Примечание. Здесь и в табл. 3: 1 — нормальные вёсны, 2 — теплые, 3 — холодные, 4 — с возвратом холодов, 5 — комбинированного типа; ч. сл. — число случаев.

Таблица 2

Повторяемость форм атмосферной циркуляции, по Г. Я. Вангенгейму в вёсны с возвратом холодов в Северном Казахстане за период с 1891 по 1970 г.

Форма циркуляции	Средняя повторяемость						Западная часть						Восточная часть											
	IV		V		VI		IV		V		VI		IV		V		VI							
	ч. сл.	%	ч. сл.	%	ч. сл.	%	ч. сл.	%	ч. сл.	%	ч. сл.	%	ч. сл.	%	ч. сл.	%	ч. сл.	%						
W	21	26	19	24	23	29	4	80	2	40	1	20	5	56	1	11	—	—	—	—	—	—	—	—
E	31	39	27	34	28	33	—	—	2	40	2	40	2	22	3	33	—	—	—	—	—	—	—	—
C	20	25	26	32	26	33	1	20	1	20	2	40	1	11	4	45	5	56	—	—	—	—	—	—
W + E	2	2	3	4	2	2	—	—	—	—	—	—	1	11	1	11	—	—	—	—	—	—	—	—

формирование оказывает западная форма циркуляции, повторяемость которой в этот тип вёсен больше нормы. Холодные вёсны на западе Северного Казахстана наиболее тесно связаны с повторяемостью форм С, а на востоке — с повторяемостью форм Е, 42 и 65% соответственно.

Основной вклад в формирование вёсен с возвратом холодов и компенсационного типа вносят формы Е и С. Так, в вёсны с возвратом холодов повторяемость форм С в западной части Северного Казахстана составляла 60%, в восточной 40%, а повторяемость форм Е — соответственно 20 и 40%. В компенсационные вёсны повторяемость форм С на западе составляла 50%; а на востоке — 57%, что гораздо больше нормы.

Однако осредненные значения форм атмосферной циркуляции недостаточно полно вскрывают условия формирования резко аномальных вёсен. В данном случае более полное представление дают их средние месячные значения (табл. 2). Поскольку продолжительность вёсен с возвратом холодов больше двух месяцев, то, помимо данных за апрель — май, необходимо рассмотреть повторяемости форм атмосферной циркуляции за июнь. Как видно из табл. 2, в апреле в вёсны с возвратом холодов на всей территории Северного Казахстана преобладают западные формы циркуляции. В мае на западе повторяемость всех форм атмосферной циркуляции в эти вёсны приблизительно одинакова, на востоке же преобладают формы С. В июне на западе Северного Казахстана с равной повторяемостью встречаются как формы Е, так и С. В восточной части Северного Казахстана в вёсны с возвратом холодов возможны формы W+E. Поскольку другие комбинированные формы в этот тип вёсен не встречались, их средняя многолетняя повторяемость в табл. 2 не приводится.

В компенсационные вёсны наблюдается обратная картина. В апреле на востоке Северного Казахстана этот тип вёсен наиболее тесно связан с формой Е, а в мае — с формой С. Так, повторяемость формы Е в апреле составляла 71%, а формы С в мае — 57%. Повторяемость компенсационных вёсен на западе рассматриваемой территории незначительна. Поэтому связи вёсен этого типа с формами циркуляции получились нечеткими.

Все изложенное достаточно хорошо увязывается с картами распределения аномалий метеорологических элементов при различных формах циркуляции в северном полушарии, приведенными в [11, 12, 14, 15, 20], и более детальными характеристиками для Казахстана, изложенными в [1, 4, 5]. Однако, как видно из табл. 1 и 2, в некоторых случаях при одной и той же форме могут наблюдаться противоположные по термической структуре типы вёсен. Это объясняется неоднородностью как синоптических, так и связанных с ними метеорологических процессов, объединенных всего в три группы.

Что касается связи типов вёсен с циркуляционными эпохами, то несмотря на то, что эта связь не очень тесная, она дает некоторые прогностические указания. В табл. 3 приведена повторяемость

типов вёсен в циркуляционные эпохи по А. А. Гирсу [15]. Как видно из таблицы, в циркуляционные эпохи типа W на всей территории Северного Казахстана следует ожидать некоторое преобладание пермальных вёсен, при типе С — теплых, а при типе Е — холодных. Вёсны с возвратом холодов наиболее характерны в эпоху типа С. Повторяемость компенсационных вёсен на западе увеличивается при типе С, а на востоке — при типе W + С.

Некоторые авторы, в частности М. Х. Байдал [2, 3, 5], в своих исследованиях используют несколько иные границы эпох. В нашем случае каких-либо существенных различий в тесноте связи между типами вёсен и циркуляционными эпохами по А. А. Гирсу и М. Х. Байдалу не обнаружилось.

В настоящей статье были использованы многолетние выводы для характеристики синоптических условий различных типов вёсен. В дальнейшем предстоит обратиться к анализу отдельных лет, что необходимо как для более подробной климатической характеристики, так и для целей долгосрочного прогнозирования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Байдал М. Х. Циркуляционные факторы климата.— В кн.: «Климат Казахстана». Л., Гидрометеоздат, 1959, с. 30—63.
2. Байдал М. Х. Эпохальные особенности атмосферной циркуляции и связанные с ними явления.— Тр. КазНИГМИ, 1959, вып. 10, с. 73—81.
3. Байдал М. Х. Комплексный макроциркуляционный метод долгосрочных прогнозов погоды. Л., Гидрометеоздат, 1961. 212 с.
4. Байдал М. Х. Погодные и климатические характеристики основных форм циркуляции.— Тр. КазНИГМИ, 1963, вып. 20, с. 64—75.
5. Байдал М. Х. Долгосрочные прогнозы погоды и колебаний климата Казахстана. Ч. 1 и 2. Л., Гидрометеоздат, 1964. 446 с.
6. Байдал М. Х. Метод составления прогноза погоды на вегетационный период для территории Казахстана. Л., Гидрометеоздат, 1971. 24 с.
7. Бугаев В. А. и др. Синоптические процессы Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1957. 477 с.
8. Вангенгейм Г. Я. Долгосрочный прогноз температуры воздуха и вскрытия рек.— Тр. ГГИ, 1940, вып. 10, с. 207—236.
9. Вангенгейм Г. Я. Особенности атмосферной циркуляции в различных эпохах и колебания климата.— Тр. второго Всесоюзн. геогр. съезда, 1948, т. 2, с. 213—214.
10. Вительс Л. А. Характеристики барико-циркуляционного режима. Л., Гидрометеоздат, 1965. 128 с.
11. Гирс А. А. К вопросу изучения основных форм атмосферной циркуляции.— Метеорология и гидрология, 1948, № 3, с. 9—21.
12. Гирс А. А. К вопросу об изучении общей циркуляции атмосферы.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1955, № 4, с. 16—27.
13. Гирс А. А. Основы долгосрочных прогнозов погоды. Л., Гидрометеоздат, 1960. 560 с.
14. Гирс А. А. Типовые характеристики основных разновидностей форм атмосферной циркуляции в теплое время года.— В кн.: «Проблемы Арктики и Антарктики», вып. 2. Л., «Морской транспорт», 1960, с. 43—48.
15. Гирс А. А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л., Гидрометеоздат, 1971. 280 с.
16. Гольцберг И. А. Агрометеорологическая характеристика заморозков в СССР и методы борьбы с ними. Л., Гидрометеоздат, 1961. 199 с.
17. Покровская Т. В. О возможностях долгосрочных синоптико-климатических прогнозов.— Тр. ВМС, т. 3. Л., Гидрометеоздат, 1963, с. 127—131.

18. Покровская Т. В. Синоптико-климатические и гелио-геофизические долгосрочные прогнозы погоды. Л., Гидрометеиздат, 1969, 254 с.
19. Руководство по месячным прогнозам погоды. Л., Гидрометеиздат, 1972, 365 с.
20. Рыжак Л. Ю. К характеристике основных форм атмосферной циркуляции над северным полушарием.— Тр. ААНИИ, 1961, вып. 240, с. 52—67.
21. Чичасов Г. Н. О пространственно-временной структуре термического режима весен в Северном Казахстане.— Изв. ВГО, 1972, т. 104, вып. 6, с. 449—454.

Г. Н. ЧИЧАСОВ

О СВЯЗИ МЕЖДУ ДАТАМИ НАСТУПЛЕНИЯ УСТОЙЧИВОГО ПЕРЕХОДА СРЕДНИХ СУТОЧНЫХ ТЕМПЕРАТУР ВОЗДУХА ЧЕРЕЗ 0, 5, 10, 15° ВЕСНОЙ В СЕВЕРНОМ КАЗАХСТАНЕ

В настоящее время имеется довольно много работ по изучению количественной связи между значениями метеоэлементов, в частности температуры воздуха, в различных пунктах. Наличие этой связи положено в основу приведения рядов, на ней базируются теории рационального построения сети станций и изучения климата.

Цикл работ по изучению количественных характеристик связи между температурой воздуха в различных частях Советского Союза был выполнен Е. С. Рубинштейн [9, 10]. Вычисленные ею коэффициенты корреляции по отношению к Москве и Барнаулу достаточно четко характеризуют величину связи на различных расстояниях от центра корреляции. В настоящей статье для исследования климатических закономерностей термического режима весен в Северном Казахстане использовались даты перехода средних суточных температур воздуха через 0, 5, 10, 15°. Несмотря на то что даты перехода через указанные пределы являются производной от температуры, их использование позволяет полнее учесть информацию, представленную средними суточными температурами воздуха. Та же работа, но с более общим подходом была проделана ранее А. Н. Лебедевым и Г. П. Писаревой [4]. Для всего Советского Союза они построили карту одновременности перехода температуры воздуха в 13 ч через 0°, условно приняв его за начало весны. Для территории целинных и залежных земель А. Н. Лебедевым [5] дана подробная характеристика продолжительности периодов повышения средних суточных температур от 0 до 5°, от 5 до 10° и от 10 до 15°.

В дополнение к перечисленным работам, мы полагаем, целесообразно дать количественную картину одновременности наступления дат переходов.

Существует несколько методов определения дат переходов температур через указанные пределы, их изложение можно найти в работах [1, 3, 6, 7, 11]. Как показали предварительные расчеты, результаты, полученные различными методами, сильно отличаются

Таблица 1

Средние даты устойчивого перехода средних суточных температур воздуха через 0, 5, 10, 15° и их средние квадратические отклонения за период 1881—1970 гг.

Станция	Средние даты устойчивого перехода температур через				Средние квадратические отклонения дат переходов средних суточных температур через			
	0°	5°	10°	15°	0°	5°	10°	15°
Калмыково	26 III	7 IV	21 IV	9 V	7,0	5,7	6,7	7,4
Оренбург	3 IV	15 IV	30 IV	17 V	7,3	6,9	6,5	8,3
Актюбинск	3 IV	15 IV	29 IV	17 V	7,0	6,7	6,6	6,6
Кустанай	9 IV	19 IV	6 V	26 V	6,2	7,7	6,3	9,6
Петропавловск	11 IV	24 IV	11 V	4 VI	6,6	7,2	6,5	9,6
Кокчетав	9 IV	21 IV	8 V	1 VI	6,6	7,0	7,2	10,4
Тургай	3 IV	13 IV	26 IV	13 V	6,7	6,1	6,7	6,0
Целиноград	10 IV	22 IV	8 V	24 V	7,5	7,6	6,7	7,8
Михайловка	12 IV	25 IV	10 V	31 V	7,3	7,6	6,0	9,4
Семипалатинск	5 IV	16 IV	1 V	20 V	7,2	7,2	6,8	8,1
Барнаул	10 IV	24 IV	11 V	2 VI	6,8	7,0	5,8	8,7

друг от друга. Так, для Петропавловска даты перехода через 5°, рассчитанные по методу И. А. Гольцберг [1], отличаются от дат переходов, рассчитанных по методу Д. А. Педя [7], в некоторых случаях на 20—25 дней. Однако только в некоторых работах можно найти указания о применяемой методике расчета, что создает определенные трудности в дальнейшем использовании не только цифровых материалов, но и выводов этих работ.

Из всех известных методов наиболее применяемым и простым в употреблении является метод, предложенный И. А. Гольцберг. Пользуясь этим методом, мы получили даты перехода через 0, 5, 10, 15° весной за 90-летний период (1881—1970). Отсутствующие данные в пределах требуемой точности были восстановлены в соответствии с работой О. А. Дроздова [2]. Все расчеты, представленные в настоящей работе, произведены на ЭВМ по стандартной программе [8].

Средние даты устойчивого перехода температур, вычисленные за период 1881—1970 гг. (табл. 1), несколько отличаются от данных, приведенных в справочнике по климату СССР, ввиду удлинения ряда на 10 лет. Наибольшие изменения в средних многолетних произошли в датах перехода температур через 15° , а наименьшие — через 0° . Причем изменения произошли в сторону запаздывания наступления указанных температурных пределов, несмотря на повышение температуры в этих районах за последнее десятилетие. Так, средняя месячная температура в Петропавловске стала выше по сравнению со средними многолетними в марте на $2,8^{\circ}$, а в апреле на $1,6^{\circ}$ и в мае на $0,9^{\circ}$. Вопрос о причинах изменения средних многолетних дат устойчивого перехода температур через указанные пределы является важным и заслуживает более детального изучения.

Для характеристики возможных колебаний дат переходов средних суточных температур воздуха через $0, 5, 10, 15^{\circ}$ весной в табл. 1 приведены их средние квадратические отклонения (σ) для территории Северного Казахстана.

Наибольшая изменчивость наблюдается в датах перехода средних суточных температур через 15° , а наименьшая — в датах перехода через 10° . По территории для всех градаций, кроме первой, σ увеличивается с юга на север и с запада на восток. Для дат переходов средних суточных температур через 0° наибольшие значения σ характерны для южной части рассматриваемой территории.

Для количественной оценки связи между датами перехода средних суточных температур воздуха через указанные пределы весной для пунктов, находящихся на различных расстояниях друг от друга, в табл. 2—5 приведены матрицы корреляций. Анализ материалов в таком виде имеет свои преимущества по отношению к картированным данным. А именно, занимает мало места и при необходимости дает возможность легко построить корреляционное поле по отношению к любой интересующей точке на исследуемой территории. Судя по приведенным данным, пространственное распределение коэффициентов корреляции не зависит от центра, по отношению к которому производится корреляция. Анализ корреляционных матриц позволяет сделать ряд вполне определенных выводов.

Для всех градаций теснота связи с увеличением расстояния от центра корреляции падает, причем на западе это происходит быстрее, чем на востоке, что вполне соответствует картам Е. С. Рубинштейн [9, 10], где градиенты изокорреляции на западе больше, чем на востоке. Объясняется это тем, что восточная часть Северного Казахстана в это время находится еще под влиянием центральной части сибирского максимума, который обуславливает квазистационарные температурные условия. С повышением температурного уровня теснота связи между точками, как правило, уменьшается. Так, коэффициенты корреляции между Оренбургом и Барнаулом для дат устойчивого перехода температур воздуха через $0, 5, 10, 15^{\circ}$ равны соответственно $0,45, 0,40, 0,29, 0,14$. Между западной

Таблица 2

Матрица корреляций дат устойчивого перехода средних суточных температур воздуха через 0° (в сотых) весной для территории Северного Казахстана за период 1881—1970 гг.

Станция	Калмыково	Оренбург	Актюбинск	Кустанай	Петропавловск ₂	Кокчетав	Тургай	Целиноград	Михайловка	Семипалатинск	Барнаул
Калмыково	100	84	87	67	53	62	79	48	33	42	39
Оренбург		100	91	81	71	73	77	56	42	38	45
Актюбинск			100	84	71	78	87	64	47	44	51
Кустанай				100	88	91	76	76	63	48	65
Петропавловск					100	92	67	74	64	54	73
Кокчетав						100	79	83	71	62	77
Тургай							100	72	59	56	63
Целиноград								100	80	62	80
Михайловка									100	54	76
Семипалатинск										100	72
Барнаул											100

Таблица 3

Матрица корреляций дат устойчивого перехода средних суточных температур воздуха через 5° (в сотых) весной для территории Северного Казахстана за период 1881—1970 гг.

Станция	Калмыково	Оренбург	Актюбинск	Кустанай	Петропавловск	Кокчетав	Тургай	Целиноград	Михайловка	Семипалатинск	Барнаул
Калмыково	100	72	78	64	53	57	74	46	37	40	26
Оренбург		100	78	32	67	67	70	53	49	37	40
Актюбинск			100	39	74	80	88	70	64	51	56
Кустанай				100	47	50	38	47	45	38	46
Петропавловск					100	95	75	82	84	68	77
Кокчетав						100	82	85	83	71	79
Тургай							100	80	72	64	63
Целиноград								100	86	75	81
Михайловка									100	75	89
Семипалатинск										100	76
Барнаул											100

Таблица 4

Матрица корреляций дат устойчивого перехода средних суточных температур воздуха через 10° (в сотых) весной для территории Северного Казахстана за период 1881—1970 г.г.

Станция	Калмыково	Оренбург	Актюбинск	Кустанай	Петропавловск	Кокчетав	Тургай	Целиноград	Михайловка	Семипалатинск	Барнаул
Калмыково	100	68	63	58	37	40	78	40	36	34	22
Оренбург		100	76	76	59	58	64	52	48	43	29
Актюбинск			100	66	55	58	74	57	56	57	42
Кустанай				100	88	79	64	73	70	54	51
Петропавловск					100	82	46	72	81	50	62
Кокчетав						100	48	64	68	52	54
Тургай							100	66	53	72	40
Целиноград								100	70	75	60
Михайловка									100	68	85
Семипалатинск										100	67
Барнаул											100

Таблица 5

Матрица корреляций дат устойчивого перехода средних суточных температур воздуха через 15° (в сотых) весной для территории Северного Казахстана за период 1881—1970 г.г.

Станция	Калмыково	Оренбург	Актюбинск	Кустанай	Петропавловск	Кокчетав	Тургай	Целиноград	Михайловка	Семипалатинск	Барнаул
Калмыково	100	77	81	50	34	45	70	39	29	22	12
Оренбург		100	92	71	48	55	70	47	33	19	14
Актюбинск			100	71	50	58	81	57	39	28	22
Кустанай				100	80	78	66	58	65	34	42
Петропавловск					100	83	46	44	73	34	52
Кокчетав						100	52	53	73	44	52
Тургай							100	68	55	50	38
Целиноград								100	61	73	55
Михайловка									100	64	85
Семипалатинск										100	67
Барнаул											100

и восточной частью Северного Казахстана связь в наступлении дат перехода через указанные пределы незначительная, т. е. наблюдается тенденция к обратной зависимости.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гольцберг И. А. Агроклиматическая характеристика заморозков в СССР и методы борьбы с ними. Л., Гидрометеиздат, 1961. 199 с.
2. Дроздов О. А. Основы климатологической обработки метеорологических наблюдений. Изд. ЛГУ, 1956. 302 с.
3. Кельчевская Л. С. Методы обработки наблюдений в агрометеорологии. Л., Гидрометеиздат, 1971. 216 с.
4. Лебедев А. Н., Писарева Г. П. Климатические сезоны СССР.—Тр. ГГО, 1956, вып. 62 (124), с. 67—84.
5. Лебедев А. И. Обеспеченность дат перехода средней суточной температуры воздуха через 0, 5, 10, 15° весной на территории целинных и залежных земель.—Тр. ГГО, 1956, вып. 65 (127), с. 98—107.
6. Остроумов З. С. Упрощенный способ определения дат перехода среднесуточных температур через определенные значения путем вычисления.—Метеорология и гидрология, 1950, № 3, с. 59—60.
7. Педь Д. А. Об определении дат устойчивого перехода температуры воздуха через определенные значения.—Метеорология и гидрология, 1951, № 10, с. 38—39.
8. Поляк И. И., Мещерская А. В., Яковлева Н. И. Вычисление главных компонент системы случайных векторов.—Тр. ГГО, 1971, вып. 289, с. 11—19.
9. Рубинштейн Е. С. Об изменении климата СССР за последние десятилетия.—В кн.: «А. И. Воейков и современные проблемы в климатологии». Л., Гидрометеиздат, с. 123—174.
10. Рубинштейн Е. С. Количественная характеристика связи между температурой воздуха различных частей Советского Союза.—Тр. 1-й научной конференции по общей циркуляции атмосферы (1960 г., 14—18 марта). М., Гидрометеиздат, 1962, с. 165—174.
11. Руководство по составлению и подготовке к печати агрометеорологических ежегодников. М., Гидрометеиздат, 1955. 95 с.

НЕКОТОРЫЕ СИНОПТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ОБИЛЬНЫХ ОСАДКОВ НАД ЦЕНТРАЛЬНЫМИ РАЙОНАМИ УРАЛА И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Цикл 20—21 год в ходе атмосферных осадков в теплый период (с апреля по октябрь) на станциях Биссер, Свердловск, Тобольск, Сургут был обнаружен О. А. Дроздовым [4] методом автокорреляции.

Реальность проявления цикла изучалась по многолетнему ходу осадков на этих станциях. Для сглаживания временного хода во всех случаях применялось осреднение по трем годам, поскольку это наиболее целесообразный метод для выявления циклов данного периода.

Исследование графиков хода осадков показало, что цикл 20—21 год определяет собой общий фон увлажненности центральных районов Урала и Западной Сибири. Поэтому выяснение причин возникновения этого цикла имеет, кроме чисто теоретического, еще и практический интерес для целей сверхдолгосрочного прогноза осадков.

Одним из возможных направлений поиска причин возникновения цикличности в ходе осадков является сопоставление с цикличностью процессов атмосферной циркуляции. Такое сопоставление цикла 20—21 год в ходе осадков с кривыми обобщенных типов циркуляции по Г. Я. Вангенгейму, Б. Л. Дзержевскому, Л. А. Вительсу и индексом интенсивности зональной циркуляции по Д. Г. Менделю результатов не дало. При сравнении считалось, что цикличность в ходе осадков генетически связана с циклами в ходе циркуляционных характеристик, если между экстремумами сравниваемых циклов существует закономерная связь от цикла к циклу. В связи с этим избран другой путь — исследование синоптико-климатологического фона проявления цикла в ходе осадков.

Для выяснения характера интенсивности осадков, обнаруживающих исследуемый цикл, были построены графики хода числа дней за теплый период с осадками по градациям $\geq 0,1$ мм, $\geq 5,0$ мм,

10,0 мм за сутки. Данные взяты за период с 1891 по 1970 г. Оказалось, что кривая числа дней с осадками $\geq 10,0$ мм за сутки повторяет ход кривой осадков за теплый период, обнаруживая цикл 20—21 год. Менее четко выражена цикличность в ходе числа дней с осадками $\geq 5,0$ мм за сутки. И совсем не проявляется указанный цикл в ходе числа дней с осадками $\geq 0,1$ мм за сутки.

Довольно тесную связь показали коэффициенты корреляции между осадками за теплый период и числом дней с осадками $\geq 10,0$ мм за сутки, подсчитанные за тот же период по ежегодным данным: для Биссера $r=0,83$, Свердловска 0,82, Тобольска 0,85, Сургута 0,80.

Следовательно, цикл 20—21 год в ходе осадков за теплый период выражен в увеличении числа дней с обильными осадками ($\geq 10,0$ мм за сутки). Поэтому для изучения генезиса цикла представляет интерес исследование процессов, приводящих к выпадению обильных осадков. Для изучения выбран период общего повышенного фона увлажненности за теплый период над исследуемой территорией в последнем, полностью проявившемся цикле осадков (1942—1950 гг.). В качестве рабочего материала использованы приземные и высотные карты, составленные в Западно-Сибирском региональном ГМЦ, и сборнокинематические карты естественных синоптических периодов ЦИП—ГМЦ. Из ТМ-1 выписаны дни с осадками $\geq 10,0$ мм за сутки.

За период 1942—1950 гг. выделено 435 дней, когда хотя бы на одной из станций изучаемого района выпадали обильные осадки. Затем для выявления процессов, приводящих к выпадению таких осадков в течение одного или подряд нескольких дней, составлялись сборнокинематические карты процесса. На такой карте фиксировались процессы в день выпадения обильных осадков и в течение 2—3 предыдущих дней.

Всего было составлено и проанализировано 197 сборнокинематических карт. Они разделены по принципу однородности синоптических процессов, развивающихся над изучаемым регионом, при возникновении осадков $\geq 10,0$ мм за сутки. Выделено 13 вариантов процессов, которые объединены в четыре типа. Для каждого варианта построены карты средних траекторий барических образований и сборностатистические карты за день, в который выпадали обильные осадки. В указанные типы не было включено 17 карт (8% всех дней, когда отмечались обильные осадки). Это случаи внутримассовых осадков или осадков при стационарных фронтах.

В табл. 1 дано распределение по месяцам случаев выпадения осадков $\geq 10,0$ мм за сутки при различных вариантах процессов. Коротко приводим описание выделенных типов процессов.

Тип I. Регенерация частных циклонов в ложбине северного циклона. Подтип Iа: Барическое поле процесса (рис. 1) характеризуется хорошо развитым азорским максимумом, отрог которого распространяется на Западную Европу. Основная особенность этого варианта — наличие арктических вторжений через Землю Франца-Иосифа и север Скандинавии на северо-западные и центральные

Таблица 1

Распределение по месяцам случаев выпадения осадков $\geq 10,0$ мм
за сутки при различных вариантах процессов

Вариант процессов	Число дней с осадками $\geq 10,0$ мм за сутки по мес.						Сумма	% от числа дней типа	% от общего числа случаев (435)	
	IV	V	VI	VII	VIII	IX				X
Тип I										
Подтип I а	2	4	19	30	26	17	1	99	55	23
Подтип I б	3	15	9	5	2	3		37	20	8
Подтип I в	5	3		5	9	10	1	33	18	8
Подтип I г						1	10	11	6	3
Сумма	10	22	28	40	37	31	12	180	100	42
Тип II										
Подтип II а		7	6		1	4		18	55	4
Подтип II б		1	8	5				14	45	3
Сумма		8	14	5	1	4		32	100	7
Тип III										
Подтип III а	2	1	9	7	7			26	23	6
Подтип III б		2	6	12	8	9	1	38	33	9
Подтип III в		3	10	13	22	1	1	50	44	11
Сумма	2	6	25	32	37	10	2	114	100	26
Тип IV										
Подтип IV а		2	3	8	3	3		19	26	4
Подтип IV б	1	1	4	4	2	3		15	20	3
Подтип IV в		1	4	13	2	6		26	36	6
Подтип IV г		1	3	4	2	3		13	18	4
Сумма	1	5	14	29	9	15		73	100	17
Всего	13	41	81	106	84	60	14	399	—	92 %

районы ЕТС. Над Западной и Центральной Европой создается мощное блокирование западного переноса, а холодные арктические массы воздуха проникают далеко на юг.

Обширная область циклонической деятельности занимает восточные районы ЕТС, Западную и Восточную Сибирь. Глубокие центральные циклоны располагаются в низовьях Оби и над Таймыром или восточнее — над морем Лаптевых. Ложбины их направлены на Черное или Каспийское море. При этом над восточным сектором Советской Арктики стоит малоподвижный антициклон.



Рис. 1. Сборно-статистическая карта процессов подтипа Ia,

Над Азией развита область высокого давления, образованная предшествующими выносами сюда ядер азорского происхождения и прояснениями местного антициклогенеза, барически она сливается с областью высокого давления над Арктикой. Образуется вторая меридионально вытянутая область высокого давления.

Барическая картина процессов подтипа Ia может несколько отличаться от представленной на рис. 1. Так, если область высокого давления смещена на крайний восток Советской Арктики, то барического объединения с областью высокого давления над Азией не происходит вообще. Ложбина центрального циклона может быть направлена на Аральское море или Балхаш. При увеличении интенсивности арктических вторжений на западные районы ЕТС над Черным морем и частично над Каспийским устанавливается поле переменного знака, когда волны и волновые полярно-фронтальные циклоны сменяются быстро движущимися на восток ядрами высокого давления.

При всех разновидностях деформационного поля над центральными районами Урала и Западной Сибири возникают значительные контрасты температур в результате заточка холодного арктического воздуха в ложбине центрального циклона и выносов теплых воздушных масс по западной периферии антициклона над Азией. Около 50% обильных осадков вызвано регенерацией частных циклонов, возникающих над центральными или юго-восточными районами ЕТС и южной частью Западной Сибири, при этом часто происходит сближение полярного и арктического фронтов. Вторая половина случаев обильных осадков связана со вторичной регенерацией полярно-фронтальных циклонов, приходящих из Казахстана, Аральского, Каспийского, Черного или даже Средиземного морей.

Подтип Ib. Траектории арктических вторжений проходят западнее (с Гренландии через районы Северного моря или Скандинавию на Западную Европу и западные районы ЕТС). Гребень азорского антициклона объединен барически с арктическими вторжениями. Широкая меридиональная полоса повышенного давления образуется над Западной Европой. Глубокий центральный циклон располагается над Карским морем или Новой Землей, ложбина его направлена на юго-запад ЕТС. На юге Европы преобладает поле высокого давления.

В отличие от варианта процессов Ia, выхода полярно-фронтальных южных циклонов не наблюдается. Обильные осадки вызваны регенерацией частных циклонов, образовавшихся над центральными, южными или юго-восточными районами ЕТС, в ложбине центрального циклона.

Подтип Iv. Это процессы, характерные для весны и осени. Арктических вторжений на Европу нет (рис. 2). Область высокого давления над Азией ранней весной представляет собой остатки разрушающегося зимнего антициклона, а поздней осенью — это начинающийся развиваться континентальный антициклон. Отрог азорского антициклона распространяется до Черного или Каспийского морей. Широкая полоса высокого давления образуется барическим



Рис. 2. Сборностагическая карта процессов подтипа Iв.

объединением области высокого давления над восточным сектором Арктики с областью высокого давления над Азией. Над Таймыром или районами Карского моря располагается глубокий центральный циклон, ложбина его развивается в направлении на юг или юго-восток.

Поле деформации обуславливает выход южных циклонов, зародившихся над Черным морем или даже Средиземным, через Каспийское или Аральское море на бассейн Оби. В 70% случаев обильные осадки вызваны новым углублением этих циклонов в ложбине центрального циклона. Остальные случаи — это регенерация циклонов, пришедших с юга или юго-востока ЕТС.

Подтип Iг. Это процессы, наблюдающиеся при переходе к зимней циркуляции. Западный отрог континентального антициклона объединен с областью высокого давления над Европой, которая образована вторжениями с севера. Восточный отрог через север Якутии сливается с арктическим антициклоном. Большие осадки вызваны углублением «ныряющих» циклонов в ложбине стационарного циклона над Таймыром или Карским морем.

Тип II. Процессы местного фронтогенеза и циклогенеза. Этот тип процессов характеризуется наличием арктических вторжений на центральные и восточные районы ЕТС (восточнее, чем в процессах подтипов Ia и Ib). Наблюдается барическое объединение арктических вторжений с областью высокого давления над Азией. Создается обширная область высокого давления, занимающая значительную часть Евразии.

Подтип IIа. Подвижные арктические антициклоны смещаются через Баренцево море на бассейн Волги и дальше на Каспийское, Аральское моря и юг Восточной Сибири (рис. 3). Азорский антициклон отделен циклонической деятельностью над Западной Европой.

Подтип IIб. Пути арктических антициклонов проходят восточнее (с Баренцева моря на юг Урала). Влияние арктического антициклона распространяется на север Урала или даже на Таймыр. Циклоническая деятельность над Западной Европой развита слабее, чем в предыдущем варианте процессов. Сильнее развит азорский антициклон. Восточный отрог его распространяется до Черного моря или даже барически сливается с арктическими вторжениями, тогда по всему матерiku Евразии вытягивается широкая зональная полоса высокого давления.

При процессах этого типа над Западной Сибирью образуется зона раздела между теплыми воздушными массами, перемещающимися к северу по западной периферии азиатского антициклона, и холодными массами арктического воздуха, перемещающимися по восточной периферии меридиальной полосы высокого давления. Эти процессы и приводят к фронтогенезу и образованию частных циклонов над центральными и южными районами Урала и Западной Сибири. Встречаются процессы типа II преимущественно в первой половине теплого периода.

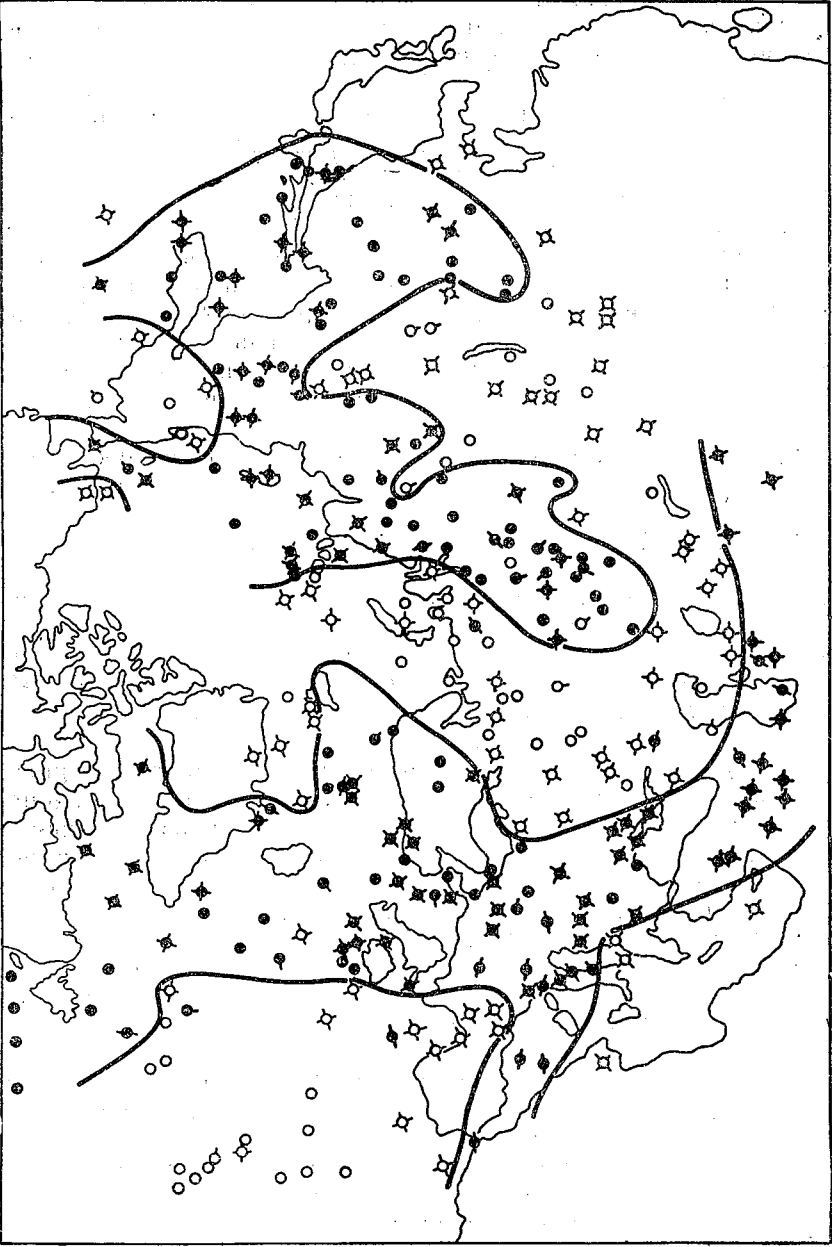


Рис. 3. Сборнoстатистическая карта процессов подгруппа Ца,

Тип III. Регенерация арктического циклона в связи с выходом полярно-фронтальных циклонов. Основная черта процесса — блокирование западных и северо-западных циклонов арктического фронта при наличии арктических вторжений с северо-запада на юго-восток (через Новую Землю или Таймыр на бассейн Енисея и Байкал). В зависимости от интенсивности развития азорского антициклона, направления арктических вторжений и их взаимодействия выделено три варианта данного типа процессов.

Подтип III а. Арктические вторжения через Новую Землю на восточные районы Западной Сибири сливаются с областью высокого давления над Казахстаном (рис. 4). Восточный отрог азорского антициклона занимает весь юг Европы вплоть до Нижней Волги. Блокирование западных циклонов арктического фронта наблюдается над Скандинавией. На центральные районы Урала и среднее течение Оби смещаются частные циклоны, образованные над Англией и югом Скандинавии, и здесь стационарируют. Ложбина их распространяется на Каспий.

Подтип III б. Вся система циркуляции по сравнению с процессами подтипа IIIа сдвинута к востоку. Арктические антициклоны смещаются через Таймыр на Восточную Сибирь, где они барически объединяются с центральноазиатской областью высокого давления. Азорский антициклон распространяется до Каспия.

Подтип III в. Этот вариант процессов отличается от подтипа IIIа тем, что интенсивно к северу развит азорский антициклон. В результате слияния азорского и арктического антициклонов над Западной Европой или над западными и центральными районами ЕТС образуется вторая меридиональная полоса высокого давления.

При процессах типа III регенерация полярно-фронтальных циклонов происходит в зависимости от направления ложбины стационарного циклона над Черным, Каспийским или Аральским морями. Смещаясь к северу, полярно-фронтальные циклоны входят в систему заполняющегося стационарного циклона, вызывая его регенерацию и ливневые осадки. Север Евразии бывает охвачен циклонической деятельностью, тогда регенерировавший над центральными районами Урала циклон смещается на Северный Урал. Если арктический антициклон распространяется на север Евразии и Северный Урал, то после регенерации циклон остается в тех же районах, где и окклюдируется. При резких заторах арктического воздуха этот процесс происходит быстро, вызывая интенсивные осадки. Наибольшая повторяемость процессов типа III отмечается в летние месяцы.

Тип IV. Регенерация арктического циклона без вхождения полярно-фронтальных циклонов. В отличие от процессов типа III хорошо выражена область высокого давления над югом Европы, Северным Казахстаном и югом Западной и Восточной Сибири. Над Азией она барически сливается с арктическими вторжениями. Выхода южных циклонов нет.

Обильные осадки над изучаемым районом вызваны регенерацией стационарного циклона при вхождении в систему его волн или

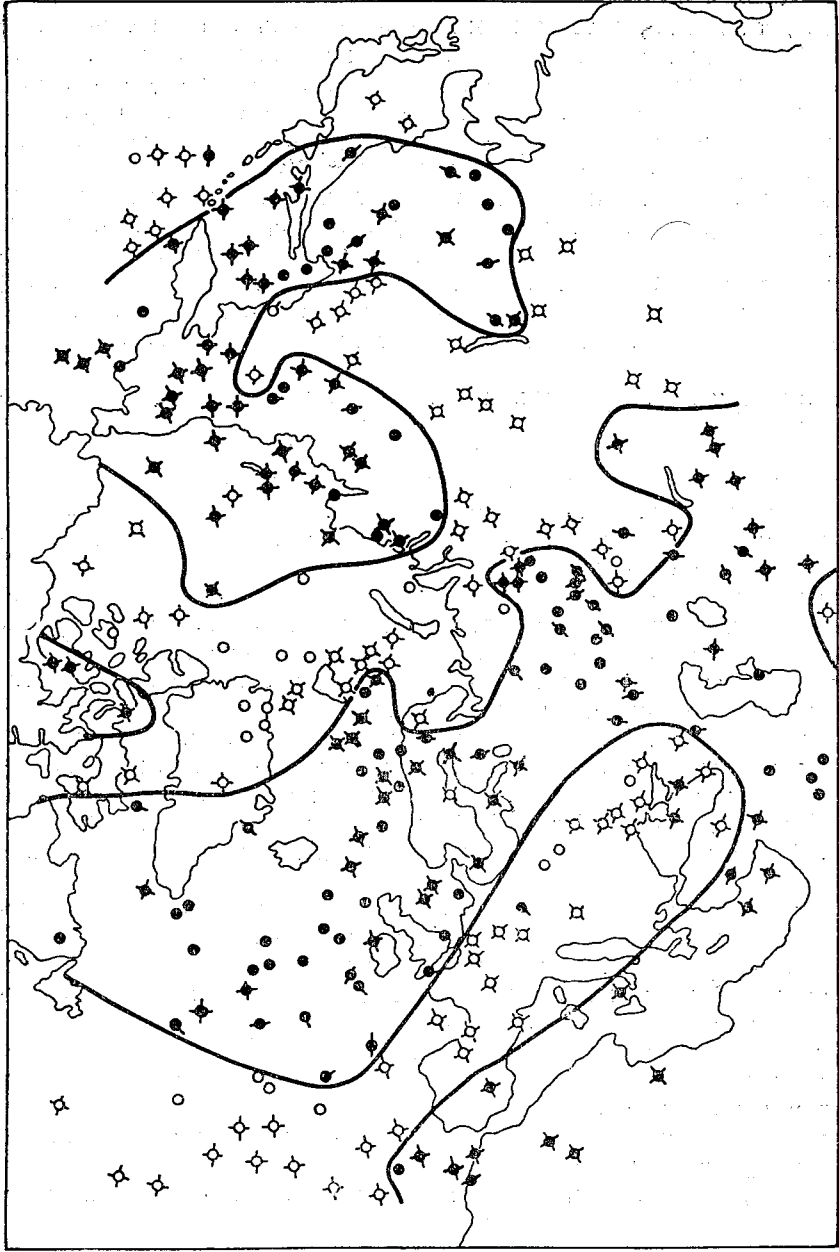


Рис. 4. Сборнoстатистическая карта процессов подтипа IIIa.

частных циклонов, возникших на арктическом фронте над центром, югом или юго-востоком ЕТС.

Подтип IVa. В этом варианте процессов арктические вторжения направлены через Новую Землю на Таймыр (рис. 5). Меридиональная полоса высокого давления расположена над бассейном Енисея. Арктический антициклон распространяется на север Европы и Урала, но смещение арктических ядер в этом направлении не отмечается.

Подтип IVб. Циклоническая деятельность охватывает большую территорию: весь континент Европы севернее 50° с. ш., кроме Северо-Востока ЕТС, центральные и южные районы Урала, Западной и Восточной Сибири. Смещение арктических ядер наблюдается через Таймыр до Байкала. Отмечается смещение отдельных ядер через Новую Землю на северо-восточные районы ЕТС и север Урала.

Подтип IVв. Пути арктических антициклонов в этом варианте процессов проходят еще восточнее (через Таймыр на северо-западные районы Якутии). Стационарирование циклонов происходит либо над восточными районами Западной Сибири, либо над центральными районами Восточной Сибири. Север ЕТС и Урала находятся под влиянием арктических антициклонов с центрами над Новой Землей и Карским морем. Отмечается смещение ядер высокого давления, образованных в арктическом воздухе, с севера Скандинавии в направлении на Архангельск или арктических антициклонов через Новую Землю на Скандинавию. Над Скандинавией образуется перемычка высокого давления между ядрами азорского и арктического происхождения.

Подтип IVг. В отличие от всех предыдущих процессов циклоны стационарируют над северными или центральными районами Урала и Зауралья. Арктические вторжения направлены через Новую Землю и север Западной Сибири на среднее течение Енисея. Наибольшая повторяемость процессов типа IV отмечается в летние месяцы.

Из всего числа дней с осадками $\geq 10,0$ мм за сутки было обусловлено процессами типа I — 42%, типа II — 7%, типа III — 26% и типа IV — 17%, т. е. увеличение числа дней с большими осадками над центральными районами Урала и Западной Сибири в 85% случаев вызвано процессами регенерации.

Интересно отметить, что такого же рода процессы обуславливают появление обильных осадков при повышенном фоне увлажненности в двух ранее проявившихся циклах. Это установлено при просмотре синоптических карт в дни с обильными осадками. Но изучение повторяемости этих процессов затруднено в связи с большим объемом работы и отсутствием полных синоптических материалов за весь исследуемый ряд лет.

То, что процессы регенерации сопровождаются обильными осадками и наступают при значительном развитии циклонической деятельности, когда происходит сближение трех воздушных масс, показано О. А. Дроздовым [3] при типизации над ЕТС. Инте-

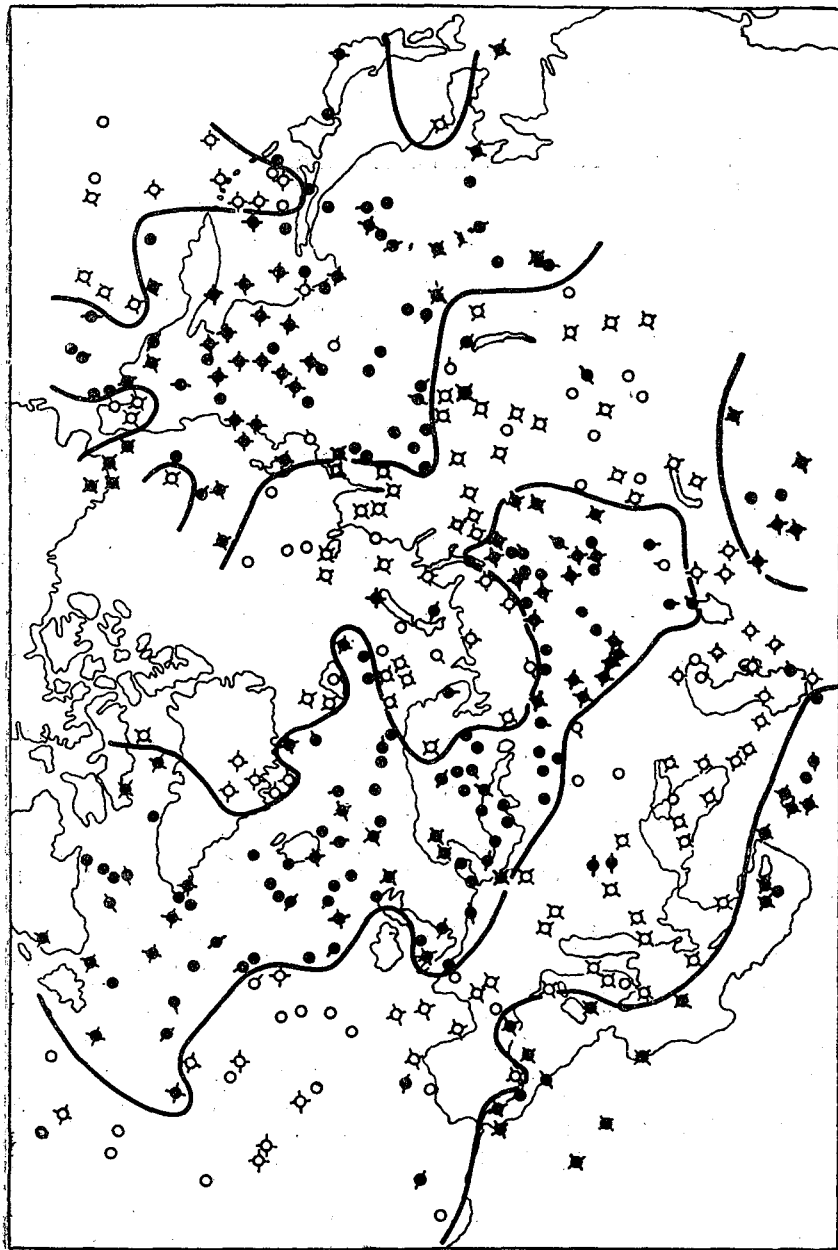


Рис. 5. Сборно-статистическая карта процессов подтипа IVa.

ресен вывод об однотипности такого рода процессов зимой и летом.

Процессы регенерации над исследуемым районом являются результатом состояния и взаимодействия двух антициклонов — азорского и арктического. Интенсивное развитие восточного гребня азорского антициклона и перемещение ядер азорского происхождения на восток способствуют появлению области высокого давления над Северным Казахстаном или югом Западной и Восточной Сибири. Наличие малоподвижного арктического антициклона или арктических вторжений на Восточную Сибирь или север Якутии при объединении с указанной областью высокого давления на юге создает блокирование западных циклонов. Это в свою очередь способствует образованию стационарного циклона над северными морями или северными районами Западной и Восточной Сибири, а в случае развития арктического антициклона к югу — над центральными районами Западной Сибири. Вторжения холодных арктических масс воздуха в ложбине центрального циклона связано либо с малоподвижной областью высокого давления над западным сектором Советской Арктики, либо с вторжением арктических ядер на Европу. В последнем случае арктические массы воздуха проникают далеко на юг, вызывая выход южных циклонов.

При осуществлении процессов, приводящих к обильным осадкам, в 39% случаев наблюдались арктические вторжения на Европу и в 28% случаев — на Восточную Сибирь. Кроме того, в 6% случаев выпадали осадки при одновременных арктических вторжениях на Европу и Восточную Сибирь. Следовательно, в 73% случаев выпадение обильных осадков отмечалось при арктических вторжениях либо на Европу, либо на Восточную Сибирь или при одновременном вторжении на эти районы. Лишь в 9% случаев обильные осадки над исследуемым районом отмечались при вторжении на северные или восточные районы Западной Сибири. В остальных 10% случаев арктические вторжения не наблюдались, но существовала над восточным сектором Советской Арктики малоподвижная область высокого давления.

В связи со всем сказанным естественно искать возможную связь процессов регенерации с элементарными циркуляционными механизмами (ЭЦМ) по Б. Л. Дзержевскому, в основу которых положены принципы учета циркуляционной связи между высокими и низкими широтами полушария. С этой целью построены кривые хода числа дней за теплый период для каждого варианта из 13 основных ЭЦМ. Используются данные каталога [1, 2] за период с 1899 по 1969 г. Как оказалось, цикличность, аналогичную наблюдаемой в осадках, обнаруживают кривые числа дней с ЭЦМ 10а, 10б и 8гл.

Сравнение барической картины процессов, приводящих к обильным осадкам с ЭЦМ 10а, 10б, 8гл, представляет определенные затруднения. Поскольку ЭЦМ — это процессы, выделенные для полушария, сама типизация уже предусматривает некоторые вариации их проявления. Интересны в этом аспекте показатели процентного

отношения: осадки $\geq 10,0$ мм за сутки при ЭЦМ 10а, 10б, 8гл составили при процессах типа II 40%, при процессах 1а, 1б — 34%, при типе III — 34%, при типе IV — только 11% случаев. Совсем не отмечено этих ЭЦМ при процессах 1в и лишь единичный случай — при процессах 1г, т. е. при процессах, составляющих 10% случаев с обильными осадками, когда не отмечается арктических вторжений. Отсюда следует вывод: макроциркуляционные процессы, обуславливающие появление обильных осадков, заключают в себе черты, характеризующие ЭЦМ 10а, 10б, 8гл — это увеличение мощности арктических вторжений на Европу и смещение области высокого давления в сторону советского сектора Арктики [1].

При этих ЭЦМ наблюдалось 30% всех дней с обильными осадками. Следовательно, ЭЦМ 10а, 10б, 8гл заключают в себе циркуляционные особенности, приводящие к обильным осадкам над исследуемой территорией, а ход кривых может быть использован для целей сверхдолгосрочного прогноза осадков.

Резюмируя все сказанное выше, можно сделать вывод о том, что цикл 20—21 год в ходе осадков выражается числом дней с осадками 10,0 мм за сутки, а не увеличением числа дней с дождем.

Возникновение обильных осадков генетически является результатом состояния и взаимодействия двух антициклонов, азорского и арктического. Процессы регенерации, обуславливающие повышенный фон увлажненности над исследуемой территорией, возникают при интенсивном развитии азорского антициклона, наличии области высокого давления над советским сектором Арктики и увеличений мощности арктических вторжений на Европу.

Цикличность 20—21 год, аналогичная циклам осадков, проявляется в ходе числа дней с ЭЦМ 10а, 10б и 8гл по Б. Л. Дзержевскому. Последнее может быть использовано для составления сверхдолгосрочного прогноза осадков над центральными районами Урала и Западной Сибири.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дзержевский Б. Л. Циркуляционные механизмы в атмосфере северного полушария в XX столетии. — Материалы метеорологических исследований. Циркуляция атмосферы. МГГ. М., ИГАН, 1968. 240 с.
2. Дзержевский Б. Л. Циркуляционные механизмы в атмосфере северного полушария в XX столетии (статистические данные для полушария и шести его секторов). Циркуляция атмосферы. М., ИГАН, Сибирский энергетический ин-т СО АН СССР, 1970. 175 с.
3. Дроздов О. А. Типизация Европейской территории СССР по фазам. — Тр. НИУ ГУГМС, 1946, сер. 1, вып. 13, с. 10—29.
4. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР. Л., Гидрометеиздат, 1971. 158 с.

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ РЕЖИМА ОСАДКОВ НА ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР В СВЯЗИ С КОЛЕБАНИЯМИ КЛИМАТА

Атмосферные осадки являются одним из наиболее важных компонентов общей увлажненности. Однако в силу специфики этого метеорологического элемента определить достоверно фазы и амплитуду их временных колебаний непосредственно по данным наблюдений на отдельных станциях трудно.

В ряде практических задач все более широкое применение находят характеристики осадков, осредненные тем или иным образом по площади. Вместе с тем неясно, как эти осредненные по пространству величины отражают основные особенности временной структуры ряда осадков.

Задачей настоящей работы является установить, какие особенности временного хода осадков улавливают средние многолетние и ежегодные значения рассчитанных автором сумм осадков, средних для административных областей [9, 10].

1. Хорошо известно, что удельный вес случайных факторов в показаниях осадков очень велик, а их кривые распределения отличаются резкой асимметричностью, поэтому надежно определить типы временных колебаний осадков и их амплитуду непосредственно по данным наблюдений на отдельных станциях весьма трудно.

В настоящее время существует множество методов оценки временной структуры ряда (например, скользящих средних, интегрально-разностных кривых автокорреляции). Каждый из этих методов, обладая как определенными достоинствами, так и некоторыми недостатками, позволяет выделить наиболее устойчивые типы временных колебаний. О. А. Дроздов рекомендует применение метода автокорреляции как наиболее гибкого. Им разработаны критерии определения циклов с учетом их амплитуды и степени их регулярности.

В работе О. А. Дроздова, А. С. Григорьевой [8] исследованы колебания осадков преимущественно циклического характера. Показано, что в осадках обнаруживаются циклы самой различной дли-

тельности, от 2 до 100 лет и более. В качестве исходных данных часто использовались осадки, осредненные по скользящим 5-летиям. В работе [7] показано, что названное осреднение приводит к возрастанию суммарной амплитуды циклических составляющих на преобладающей (90—95%) части территории Советского Союза в 1,5—2 раза, иногда в 4 раза. Количественных оценок влияния пространственного осреднения осадков на их временную структуру в настоящее время не имеется.

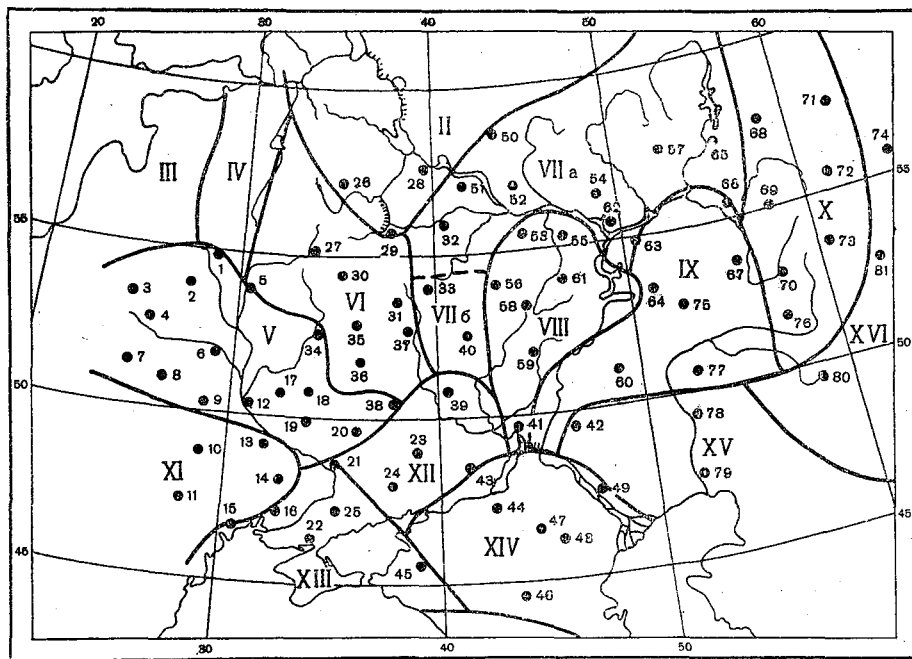


Рис. 1. Схематическое расположение центров районов, выделенных автором [9, 10], и границы районов по Ф. З. Батталову [1].

Цифры 1—81 — номера центров районов по автору, список которых дан в приложении к работе [10]. Цифры 11—XVI — номера районов по Ф. З. Батталову.

2. Поскольку дальше будут использованы нормы осадков, найденные из периодов разной продолжительности, сделаем несколько общих замечаний по этому поводу. В данной работе под нормой осадков будем понимать лишь их среднее многолетнее значение, хотя известно, что полное определение этого понятия включает в себя не только названное значение метеорологической величины, но и другие характеристики статистического распределения этой величины [3, 5].

О целесообразности длительности периода осреднения данных метеорологических наблюдений известно также то, что она определяется не только пространственно-временной изменчивостью иссле-

дуемого метеорологического элемента и практическим предназначением нормы, но и степенью однородности имеющихся рядов наблюдений. В работе [3] показано, что вследствие невозможности полного исключения влияния систематических погрешностей измерений в существующих рядах наблюдений (в том числе и осадков) сохраняется определенная неоднородность, именуемая «остаточной». Величина этой неоднородности месячных сумм осадков составляет около 10% их количества.

Для месячных норм осадков показано [5], что их значения за отдельные короткие, например 30-летние, периоды сильно различаются между собой, при этом распределение отклонений норм коротких периодов от норм длинного ряда носит случайный характер как по величине, так и по знаку и не только внутри года, но и по территории.

Средняя месячных сумм осадков становится по мере удлинения рядов более устойчивой и делается сравнительно постоянной, уже независимой от периода, когда ряды становятся длиннее 50, а иногда даже длиннее 80 лет [2, 3, 5]. С другой стороны, также известно, что эти наиболее точные и устойчивые нормы могут обладать серьезным недостатком — не соответствовать современным климатологическим условиям [1, 13].

Так, при необходимости экстраполяции норм осадков на 15—25 лет вперед оптимальным оказывается 50—70-летний ряд [7]; если период экстраполяции ограничивается одним годом, то достаточным оказывается уже 15—25-летний ряд [14].

Другие доводы в пользу вычисления средних из короткого ряда лет, соответствующего определенному законченному климатическому циклу, внутри которого средняя величина равна средней многолетней, приведены также в работах, например, А. В. Шнитникова [13], Ф. З. Батталова [1].

3. Для общей оценки режима осадков за основной период наблюдений удобно воспользоваться данными Ф. З. Батталова. Он по однотипности многолетних колебаний осадков выделил на Европейской территории СССР (ЕТС) 16 районов, более крупных, чем районы, выделенные автором [9, 10]. Схематические границы этих районов показаны на рис. 1. Ежегодные значения осадков, средние для этих районов, рассчитанные Батталовым в виде модульных коэффициентов, опубликованы в [1]. Модульные коэффициенты определялись по формуле

$$K = \frac{Q_i}{\bar{Q}}, \quad (1)$$

где Q_i — количество осадков за каждый год, \bar{Q} — норма осадков, т. е. их среднее многолетнее значение (у Батталова за 1891—1962 гг.).

В табл. 1 приведены по некоторым районам, по Батталову, найденные автором экстремальные значения модульных коэффициентов осадков для предвоенного (1891—1935 гг.) и послевоенного (1946—1962 гг.) периодов, амплитуда колебаний внутри каждого периода (равная разности между экстремальными значениями), разности

Таблица 1

Максимальные (H , H_1) и минимальные (h , h_1) значения модульных коэффициентов осадков для районов, по Ф. З. Баттаюву [1], и разности между ними. Теплый период

Период	Характеристика	Номер района										Среднее			
		V	VI	VIIa	VIIb	VIII	IX	X	XI	XII	XIII		XIV	XV	XVI
А (1891—1935 гг.)	H	1,45	1,40	1,32	1,56	1,54	2,25	1,36	1,52	1,46	1,66	2,07	2,12	1,32	1,62
	h	0,76	0,67	0,71	0,68	0,58	0,58	0,70	0,61	0,52	0,45	0,51	0,24	0,69	0,59
	$H-h$	0,69	0,73	0,61	0,88	0,96	1,67	0,66	0,91	0,94	1,21	1,56	1,88	0,63	1,03
	H_1	1,16	1,26	1,31	1,25	1,29	1,43	1,35	1,39	1,33	1,45	1,26	1,72	1,46	1,36
Б (1946—1962 гг.)	h_1	0,64	0,81	0,74	0,74	0,69	0,46	0,85	0,59	0,56	0,70	0,53	0,62	0,76	0,67
	H_1-h_1	0,52	0,45	0,57	0,51	0,60	0,97	0,50	0,80	0,77	0,75	0,73	1,10	0,70	0,69
	$\pm\Delta H_1$	-0,29	-0,14	-0,01	-0,31	-0,25	-0,82	-0,01	-0,13	-0,13	-0,21	-0,81	-0,40	0,14	-0,27
А — Б	$\pm\Delta h_1$	-0,12	0,14	-0,03	0,06	0,11	-0,12	0,15	-0,02	0,04	0,25	0,02	0,38	0,07	0,97

Примечание. $\pm\Delta H_1 = H_1 - H$, $\pm\Delta h_1 = h_1 - h$.

Как видно на рис. 2, коэффициенты вариации 25-летнего ряда осредненных по площади осадков колеблются в несколько меньшем диапазоне (0,15—0,32), чем коэффициенты вариации 72-летнего ряда точечных осадков (0,20—0,40).

На основании этого можно утверждать, что эффект осреднения по площади за счет подавления случайных факторов так велик, что точность норм осредненных по площади сумм осадков короткого ряда сопоставима с точностью 72-летних норм точечных осадков, а для отдельных районов первая даже выше второй. (Подчеркнем, что данное утверждение справедливо для норм большого временного интервала суммирования и не может быть априорно распространено, например, на месячные нормы.) Поэтому можно уверенно считать, что надежность норм осредненных по площади осадков 45- и 70-летнего рядов еще выше.

Правда, при сопоставлении рис. 2 а и 2 б следует иметь в виду, что вычисление коэффициента вариации также сопровождается определенной ошибкой. Значение его относительной средней квадратической ошибки может быть найдено по формуле [2]

$$\sigma_{c_v} = \frac{C_v \sqrt{1 + C_v^2}}{\sqrt{2(n-1)}} \cdot 100\%, \quad (4)$$

где n — число лет наблюдений.

Из формулы следует, что величина ошибки существенно зависит от числа лет наблюдений, сильно уменьшаясь по мере их увеличения. Однако при указанных невысоких и близких между собой значениях коэффициентов вариации обеих характеристик осадков их ошибки также мало отличаются: 3—5% для осредненных по площади величин, 2—4% — для точечных значений.

Более подробно вопрос о точности норм (с учетом связности ряда) будет рассмотрен отдельно в другой работе автора.

Выше уже говорилось об «остаточной» неоднородности и указывалась ее величина, равная 10% месячной суммы осадков. Можно утверждать, что для осадков большего интервала суммирования (теплый период), да еще осредненных по площади, она должна быть значительно меньше.

Исходя из этого будем предполагать, что расхождения менее 5% между надежными нормами осадков за теплый период, вычисленными для разных периодов, могут быть только следствием указанной неоднородности, тогда как разности между названными нормами, превышающие 5%, могут служить доказательством существенности различий климатических условий в сравниваемые периоды.

Сопоставим нормы двух независимых периодов между собой и с нормой объединенного 70-летнего ряда, для чего вычислим соответствующие соотношения и нанесем их на карты.

При анализе карт отношения норм

$$k = \frac{M_2}{M} \quad (5)$$

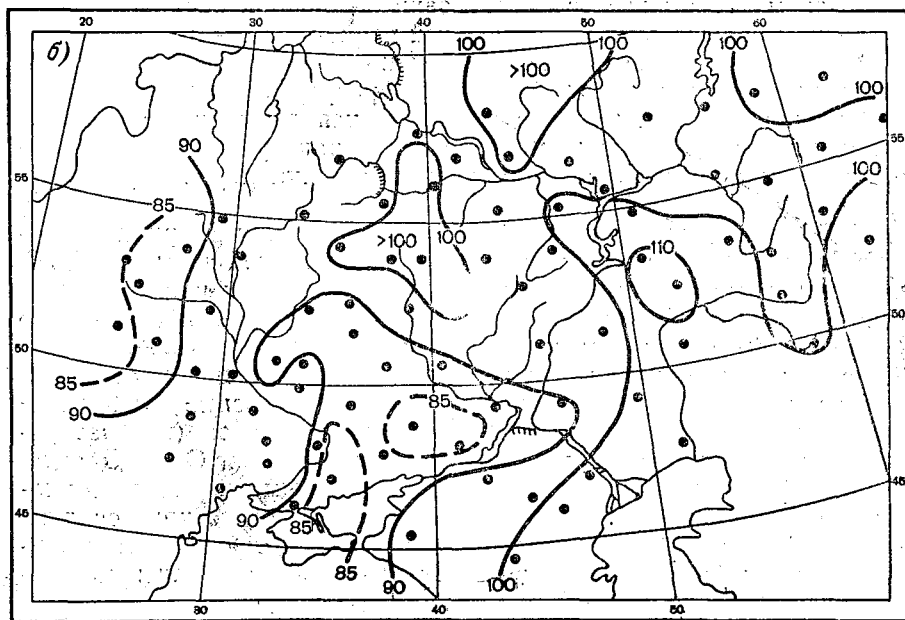
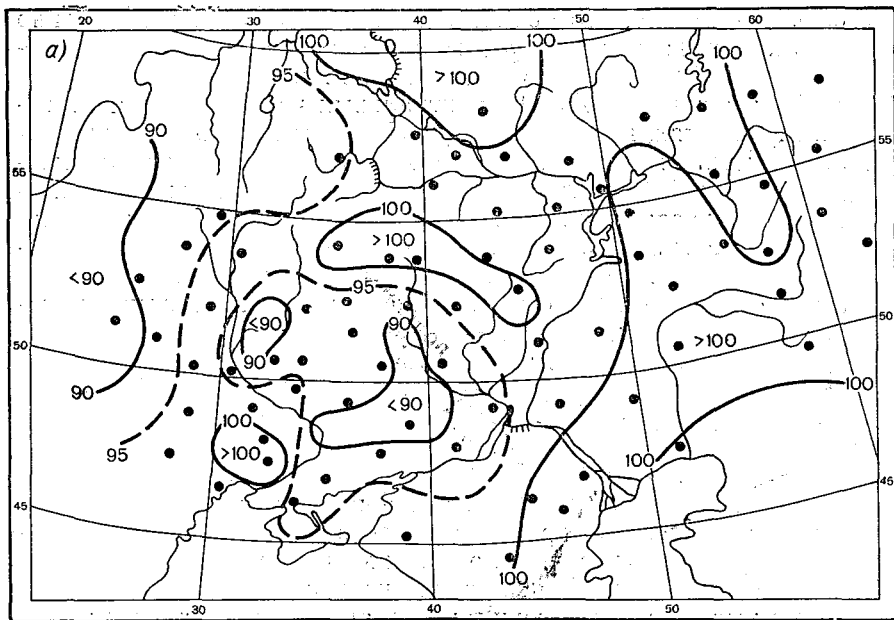


Рис. 3. Отношение норм осадков (средних для районов по автору) двух периодов.

а — послевоенного (1946—1970 гг.) к объединенному 72-летнему (1891—1935, 1946—1970 гг.),
 б — послевоенного (1946—1970 гг.) к предвоенному (1891—1935 гг.).

за послевоенный и объединенный периоды, связанные коэффициентом 0,56, выявляется, что области, где это отношение существенно больше (или меньше) единицы, дислоцированы в определенных географических районах и занимают большие площади (рис. 3 а). На большой площади юга ЕТС, в центральных черноземных и нечерноземных областях, на северо-западе Украины и в Прибалтике указанное отношение меньше 0,9, что можно интерпретировать как преобладание на этой территории существенной отрицательной аномалии осадков в послевоенный период. Более того, поскольку для построения приведенной карты использованы осадки большого пространственно-временного суммирования и осреднения, указанная аномалия осадков может быть отражением в поле осадков крупных климатических колебаний.

При сопоставлении норм за послевоенный и предвоенный периоды

$$k_1 = \frac{M_2}{M_1}, \quad (6)$$

не имеющие общих лет (рис. 3 б), та же картина выявилась еще отчетливее. Оказалось, что на большей части ЕТС в целом за послевоенный период осадков выпало меньше, чем в предвоенный, на 5—10%, на территории Прибалтики, в центральных черноземных и нечерноземных областях, в южных и западных районах Украины — на 10—15%. В то же время на крайнем юго-востоке ЕТС, Нижнем и Среднем Поволжье в послевоенный период осадков выпало в среднем больше, чем в предвоенный период, на 5—10%.

Такие длительные колебания в количестве осадков по данным отдельных станций даже специально разработанными приемами обнаруживаются слабо. В то же время использование в качестве исходных данных средних многолетних характеристик не позволяет четко установить время начала и окончания периода увлажнения.

5. Указанные особенности режима увлажнения (период 1891—1935 гг. преимущественно влажный на значительной части юга ЕТС, в центральных черноземных и нечерноземных районах; соответственно в этих же районах период 1946—1970 гг. преимущественно более сухой) в какой-то мере увязываются с представлениями о 80-летнем колебании климата и его проявлениях в текущем столетии.

Выявленные здесь соотношения осадков за разные периоды не противоречат характеристике векового хода осадков (по совокупности влияния циклов длиннее 25 лет), полученной О. А. Дроздовым, А. С. Григорьевой [8]. На рис. 4 по данным этих авторов указано время (годы) наступления максимума векового хода осадков за теплый период. Эти данные показывают значительно более сложную картину формирования векового хода и во времени и по территории, чем считалось ранее.

И. В. Максимов на основании изучения колебаний климата выявил 80-летний цикл, который подтверждается также независимыми материалами о ледовитости северной части Атлантического океана,

континентальности Западной Европы, уровне Каспийского моря и толщине колец калифорнийской секвойи [12].

А. Д. Геденов, вычислив средние аномалии температуры воздуха для последовательных десятилетий периода 1881—1970 гг., также обнаружил довольно четкое проявление 80-летнего цикла. В частности, он показал, что над Европой (севернее 55° с. ш.) в 1881—1920 гг. преобладали отрицательные аномалии температуры воздуха, а в 1921—1960 гг. — положительные. На основании этих данных Геденов делает вывод о том, что за период 1881—1960 гг.

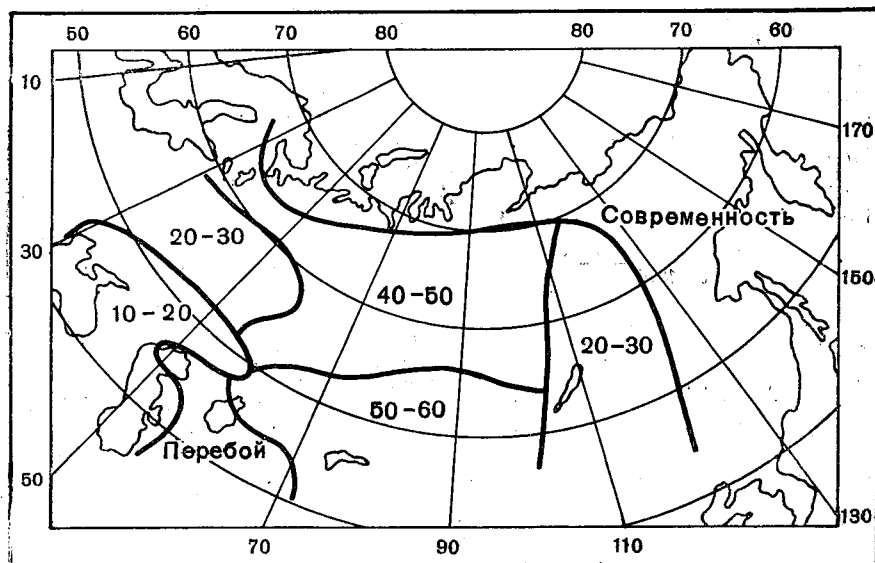


Рис. 4. Время (годы) наступления максимума векового хода осадков за теплый период по О. А. Дроздову, А. С. Григорьевой [8].

произошло одно полное или почти полное колебание, которое однако к 1960 г. еще не окончилось [4].

Факт наличия связи между ходом температуры и ходом осадков был обнаружен еще Брикнером. Исследования О. А. Дроздова показали, что положение Брикнера о противоположности хода температуры и хода осадков подтверждается на большей части территории СССР в теплое время года [7]. Следовательно, наши данные о колебании осадков, близком к 80-летнему, не расходятся с данными Геденова о температуре.

Последние доводы в пользу проявления 80-летнего цикла хорошо согласуются с выводами не только И. В. Максимова, но и других авторов, полученными на независимом материале. Так, например, А. В. Шнитников [13] на основании исследований колебаний уровня Балтийского моря и Ладожского озера (рис. 5), а также

уровней степных бессточных озер, являющихся отличным индикатором климатической изменчивости, делает заключение об изменчивости общей увлажненности их бассейнов.

Кроме того, он для некоторых географических районов рассчитал условный интегральный коэффициент увлажнения (в качестве такового он принимал частное от деления модульного коэффициента годовых сумм осадков, осредненных по большому району на модульный коэффициент средней температуры за лето для этого же района). На рис. 6 приведены значения этих коэффициентов для Юго-Востока ЕТС.

По указанным и другим материалам Шнитников делает вывод о спаде общей увлажненности с 30-х годов нашего столетия.

Это заключение подтверждается и другими независимыми материалами, например дендрометрическими данными (изменение относительных чисел повторяемости пониженных и повышенных приростов

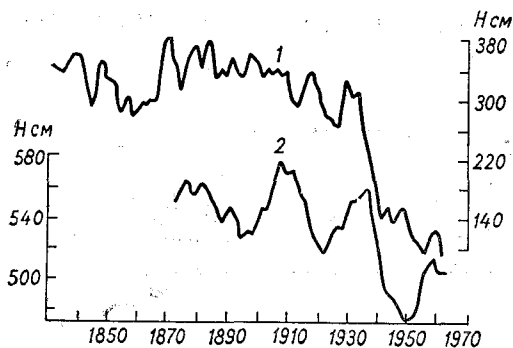


Рис. 5. Колебания уровня Балтийского моря (1) и Ладожского озера (2) как индикаторов общей увлажненности их бассейнов, по А. В. Шнитникову [13].

тов деревьев в Карелии, Вологодской и Воронежской областях), полученных С. И. Костиным [11].

6. Теперь обратимся к ежегодным значениям осредненных по площади осадков, рассмотрев построенное по ним интегрально-разностные кривые.

Достоинства этих кривых общеизвестны. Наиболее важное свойство этих кривых состоит в том, что точки перелома кривой сохраняют свои календарные места, несмотря на изменение начала и конца расчетного периода и не очень большие изменения среднего арифметического, относительно которого рассчитывались отклонения за отдельные годы [6]. О. А. Дроздовым выявлены еще некоторые свойства этих кривых.

Наличие цикличности в ряду должно вызывать изменение статистического распределения отклонений от нормы накопленных сумм по сравнению с бессвязным случайным рядом (роль систематических факторов возрастает). Правда, одновременно с этим возрастает и размер случайных ошибок, входящих в суммирование, что может создать ложное представление о тех или иных циклах [6]. Это является серьезным недостатком интегрально-разностных кривых. Еще одним важным свойством этих кривых является их слишком высокая чувствительность к однородности исходных данных.

Методика построения названных кривых подробно изложена в работе Ф. З. Батталова [1]. Он построил такие кривые для большого числа опорных станций ЕТС за 72-летний ряд наблюдений (1881—1962 гг.) за осадками, которые опубликованы в той же работе.

Из статистики [2] известна теоретическая вероятность выхода ординат случайного бессвязного ряда (для кривых распределения нормальной крутости и при отсутствии нарушения ряда) за пределы $\pm k\sigma$. В случае, если число выходов ординат за теоретические пределы $\pm k\sigma$ оказывается значительно больше ожидаемого, исследу-

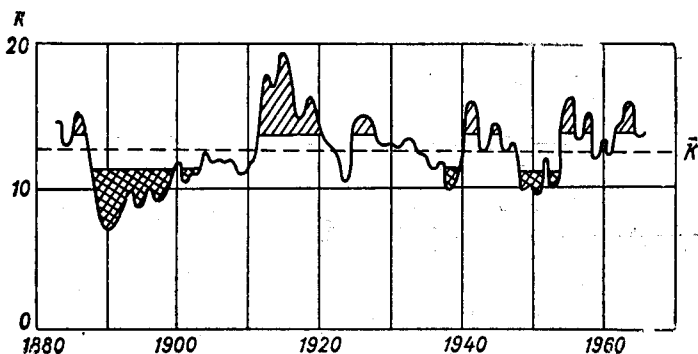


Рис. 6. Характеристика многолетнего режима общей увлажненности междуречья Хопер-Иловля, по А. В. Шнитникову [13].

дуемые ряды следует считать связными вследствие имеющей место цикличности. Реальность каждого из пиков (а вместе с тем и циклов) можно оценить по методике, предложенной О. А. Дроздовым [7].

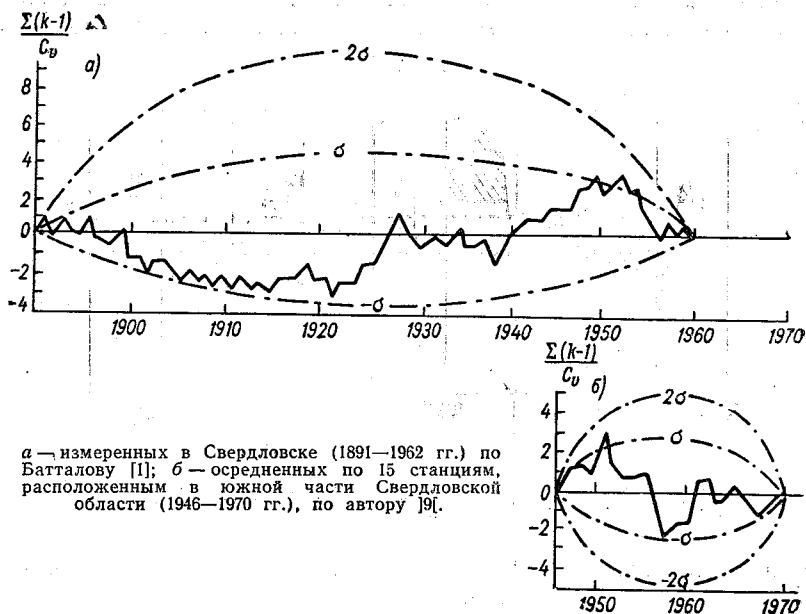
Автором по материалам Ф. З. Батталова [1] были отобраны пункты с наибольшей изменчивостью в периоде апрель—октябрь 1946—1962 гг. (Киев, Одесса, Каменная Степь, Луганск, Ростов-на-Дону, Казань, Свердловск, Целиноград и др.). Для районов, в которые входят названные пункты, были вычислены и построены интегрально-разностные кривые. Для их построения использовались осредненные по площади осадки. Указанные кривые были сопоставлены с кривыми Ф. З. Батталова для соответствующих станций.

На рис. 7 представлены две названные кривые для Свердловска и Свердловской области. Совместный анализ этих кривых показал, что осредненные по площади осадки улавливают все основные особенности временного ряда осадков в периоде апрель—октябрь 1946—1970 гг., выявленные по кривым точечных осадков 72-летнего ряда.

Из всего сказанного можно сделать вывод, что использование осредненных по площади осадков (по крайней мере сравнимого

пространственного масштаба осреднения) для описания временного хода осадков вполне возможно. Ежегодные значения названных характеристик улавливают и довольно мелкие колебания временного ряда, а их средние многолетние значения — только наиболее крупные.

Автор считает своим приятным долгом выразить благодарность Е. И. Кропп, выполнившей расчетные и графические работы.



а — измеренных в Свердловске (1891—1962 гг.) по Батталову [1]; б — осредненных по 15 станциям, расположенным в южной части Свердловской области (1946—1970 гг.), по автору [9].

Рис. 7. Интегрально-разностные кривые сумм осадков за теплый период (апрель — октябрь).

ЛИТЕРАТУРА

1. Батталов Ф. З. Многолетние колебания атмосферных осадков и вычисление норм осадков. Л., Гидрометеоиздат, 1968. 183 с.
2. Брукс К., Карузерс Н. Применение статистических методов в метеорологии. (Пер. с англ.). Л., Гидрометеоиздат, 1963. 416 с.
3. Бudyko М. И., Дроздов О. А. О применении осреднения в климатологических исследованиях.— Метеорология и гидрология, 1966, № 10, с. 3—6.
4. Гедееонов А. Д. О 80-летнем цикле температуры воздуха на северном полушарии.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1969, № 1, с. 85—90.
5. Дроздов О. А., Орлова В. В., Шверц А. А. К вопросу об оптимальной длительности периода осреднения при климатологических исследованиях.— Тр. ГГО, 1965, вып. 181, с. 14—45.
6. Дроздов О. А. Некоторые вопросы получения норм осадков методом интегрально-разностных кривых.— Тр. ГГО, 1968, вып. 227, с. 110—115.
7. Дроздов О. А. О возможности климатических прогнозов на основании учета цикличности, обусловленной космическими и земными факторами.— Тр. ГГО, 1971, вып. 274, с. 3—26.

8. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР. Л., Гидрометеиздат, 1971. 158 с.
9. Ефремова Н. И. О пространственной статистической структуре атмосферных осадков, осредненных по большим площадям.—Тр. ГГО, 1970, вып. 258, с. 63—73.
10. Ефремова Н. И. О методике вычисления ежегодных значений месячных сумм атмосферных осадков, средних для больших площадей.—См. наст. сб.
11. Костин С. И. К вопросу о современном изменении климата на Русской равнине.—Тр. ГГО, 1971, вып. 274, с. 27—34.
12. Максимов И. В. О 80-летнем цикле колебаний климата. ДАН СССР. Новая серия, 1952, т. 86, с. 917—920.
13. Шнитников А. В. Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности. Очерки. Л., «Наука», 1969. 246 с.
14. Веапонт R. T. A criterion for selection of length of record for a moving arithmetic mean for hydrologic data.—Tr. Amer. Geophys. Union, april 1957, vol. 38, No. 2.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ВЛАГООБЕСПЕЧЕННОСТИ НА ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР

В последнее время при характеристике климатических условий в задачах как общей, так и прикладной климатологии наряду с традиционной оценкой средних все большее место занимают такие показатели, как вероятность и обеспеченность. В задачах прикладной климатологии эти показатели бывают особенно ценными, когда они увязываются с характеристиками вероятности или обеспеченности хозяйственно важных показателей состояния объекта на основании его зависимости от метеорологических условий. При этом правильнее опираться на временные зависимости состояния объекта от метеорологических условий. При использовании пространственных зависимостей, а также зависимостей, полученных по объединенной выборке, составленной из временных рядов нескольких станций (метод «годо-станций»), возможны ошибки за счет того, что систематические факторы, косвенно отраженные в этих зависимостях, во временных зависимостях имеют случайный характер.

Для оценки средних условий влагообеспеченности сельскохозяйственных культур в агроклиматологии наибольшее распространение получил гидротермический коэффициент Г. Т. Селянинова (ГТК). Вместе с тем, в ряде работ было указано, что для оценки колебаний урожайности из года в год этот показатель не является достаточно точным [6].

Проведенная нами проверка временных и пространственных зависимостей урожая яровой пшеницы от ГТК за май — июль на ЕТС показала, что пространственная зависимость среднего урожая от средних многолетних значений ГТК является довольно тесной ($r \approx 0,68$); временные зависимости урожая яровой пшеницы от ГТК, даже в засушливых районах, выражены значительно хуже (по данным Еланского сортоучастка $r = 0,53$), что не позволяет использовать эти зависимости в прогностических целях, а также для расчета обеспеченности влагой заданного уровня урожаяев. Причина этого кроется в том, что во временных зависимостях ГТК недостаточно полно отражает реальные условия увлажнения, в значительной сте-

пени зависящие от осадков вневегетационного периода, определяющих начальные запасы влаги в почве. При рассмотрении пространственной зависимости средних ГТК отражает косвенно условия вневегетационного периода вследствие устойчивости годового хода осадков [6].

Роль весенних запасов влаги, а следовательно, и осадков вневегетационного периода в формировании урожая особенно велика для озимых культур [8], однако и для ранних яровых величина урожая существенно зависит от осадков вневегетационного периода [2, 4]. По данным Н. Н. Желтой, коэффициент корреляции между средними по области урожаями яровой пшеницы и осадками вегетационного периода, равный для юго-востока ЕТС 0,65, поднимается за счет осадков вневегетационного периода до 0,78 [2]. В со-

Таблица 1

Зависимость урожаев яровой пшеницы от сумм осадков за май — июль и октябрь — апрель

Станция	Год	Суммы осадков за		Урожай, ц/га
		V—VII	X—IV	
Зимовники	1946	56	226	4
Зимовники	1951	67	205	5
Елань	1967	70	230	24
Морозовск	1954	84	88	4
Елань	1956	88	162	15
Целина	1957	81	214	21
Морозовск	1950	93	131	14
Каменная Степь	1954	131	106	10
Елань	1952	141	98	25

ответствии с этим особенно неблагоприятные условия для формирования урожая следует ожидать в годы, когда недостаток осадков в период вегетации накладывается на дефицит осадков вневегетационного периода. Изучение таких условий представляет, очевидно, наибольший практический интерес. С другой стороны, оценка их может быть выполнена довольно точно, поскольку при крайне неблагоприятных метеорологических условиях зависимость урожая от этих последних выражена с наибольшей определенностью и, наоборот, зависимость урожая от других факторов (в частности, от уровня агротехники) ослабляется (показателем этого могут служить близкие значения урожаев, полученные в годы засух в производственных условиях и на государственных сортоиспытательных участках).

Учитывая сказанное, мы попытались выделить градации сочетаний сумм осадков вневегетационного и вегетационного периодов,

приводящие к крайне неблагоприятным условиям в формировании урожая ранних яровых, и рассчитать на основании выделенных градаций вероятность появления указанных условий на ЕТС.

Для решения первой задачи были проанализированы зависимости урожая яровой пшеницы на сортоучастках в южной половине ЕТС от сумм осадков по периодам октябрь — апрель и май — июль,¹ взятых по данным ближайших к сортоучасткам (в пределах 10 км) метеорологических станций. При этом мы сознательно ограничились учетом условий увлажнения вегетационного периода посредством

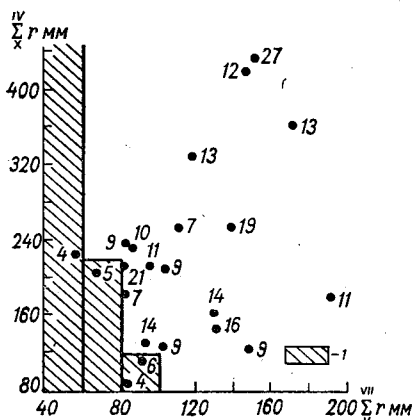


Рис. 1. Зависимость урожая яровой пшеницы (ц/га) от сумм осадков за май — июль и октябрь — апрель по данным сортоучастков в Ростовской области.

1 — сочетания сумм осадков за май — июль и октябрь — апрель, приводящие к крайне неблагоприятным условиям влагообеспеченности ранних яровых зерновых на ЕТС.

ковском сортоучастке сумма осадков за октябрь — апрель составила 226 мм, однако за май — июль выпало только 56 мм осадков, и урожай был получен 4 ц/га, в то время как в том же 1946 г. на Морозовском сортоучастке при меньшей сумме осадков за октябрь — апрель (184 мм), но при осадках за май — июль, равных 81 мм, урожай получился почти вдвое больше — 7 ц/га. Сумма осадков за май — июль, превышающая 100 мм, является достаточной для формирования удовлетворительного урожая вне зависимости от количества осадков за вневегетационный период. Таким образом, сумме осадков вегетационного периода принадлежит определяющая роль в формировании урожая ранних яровых. Однако в случаях, когда сумма осадков за май — июль менее 100 мм, но больше 60 мм, величина урожая в значительной мере зависит от осадков

¹ Для рассматриваемой территории (ЕТС) период с мая по июль наиболее близко соответствует периоду вегетации ранних яровых зерновых.

вневегетационного периода. Сумма осадков за период с октября по апрель, превышающая 220 мм, как правило, обеспечивает удовлетворительный урожай, даже если сумма осадков за май — июль менее 80 мм. В тех же случаях, когда сумма осадков за май — июль превышает 80 мм, достаточными являются осадки за октябрь — апрель уже более 120 мм. В табл. 1 приведены примеры, иллюстрирующие указанную зависимость. На рис. 1 показана зависимость величины урожая от сумм осадков за май — июль и октябрь — апрель по данным группы сортоучастков в Ростовской области.

Установленная зависимость согласуется в общих чертах с зависимостью урожая яровой пшеницы от суммы осадков вневегетационного периода и ГТК за период сев — молочно-восковая спелость, приведенной в работе [2]. В соответствии с полученной зависимостью имеем следующие сочетания сумм осадков ($\sum r$) за периоды октябрь — апрель и май — июль, приводящие к особо неблагоприятным условиям влагообеспеченности:

$$\sum_V^{VII} r \leq 60 \text{ мм}, \quad 60 < \sum_V^{VII} r \leq 80 \text{ мм} \quad \text{при} \quad \sum_X^{IV} r < 220 \text{ мм},$$

$$80 < \sum_V^{VII} r \leq 100 \text{ мм} \quad \text{при} \quad \sum_X^{IV} r < 120 \text{ мм}.$$

На основании выделенных градаций мы рассчитали вероятность неблагоприятных условий влагообеспеченности для 34 станций ЕТС и построили соответствующую карту (рис. 2). При этом были использованы данные об аномалиях месячных сумм осадков в основном за период с 1891 по 1960 г. [3], а также средние месячные суммы осадков, приведенные к показаниям осадкомера.

Следует заметить, что учет последних лет, в особенности 1972 г., может несколько изменить положение отдельных изолиний, однако общая картина распределения вероятности неблагоприятных условий влагообеспеченности ранних яровых на ЕТС, по-видимому, сохранится. Анализ полученной карты показывает, что наиболее часто неблагоприятные условия влагообеспеченности наблюдаются в юго-восточной части ЕТС и на юге Украины. Особенно велика вероятность их в западной части Крыма ($\approx 0,5$) и на крайнем юго-востоке ЕТС, где указанные условия наблюдаются почти ежегодно. Мы не смогли отразить на карте изменения вероятности в горных районах. Это связано как с отсутствием необходимых данных, так и с тем, что специфические условия горных районов не позволяют без специального исследования распространять на них зависимости, полученные на равнине. Следует иметь в виду, однако, что увеличение атмосферных осадков под влиянием горных массивов уменьшает вероятность неблагоприятных условий влагообеспеченности (например, в Симферополе эта вероятность составляет 0,12 против 0,30 на севере Крыма и 0,50 в западной его части).

Полученная карта более точно отражает реальные условия влагообеспеченности по сравнению с картой вероятности засух, приведенной в работе [7], при построении которой не были учтены условия увлажнения вневегетационного периода. Рассчитанные нами значения вероятностей могут служить дополнительным агроклима-

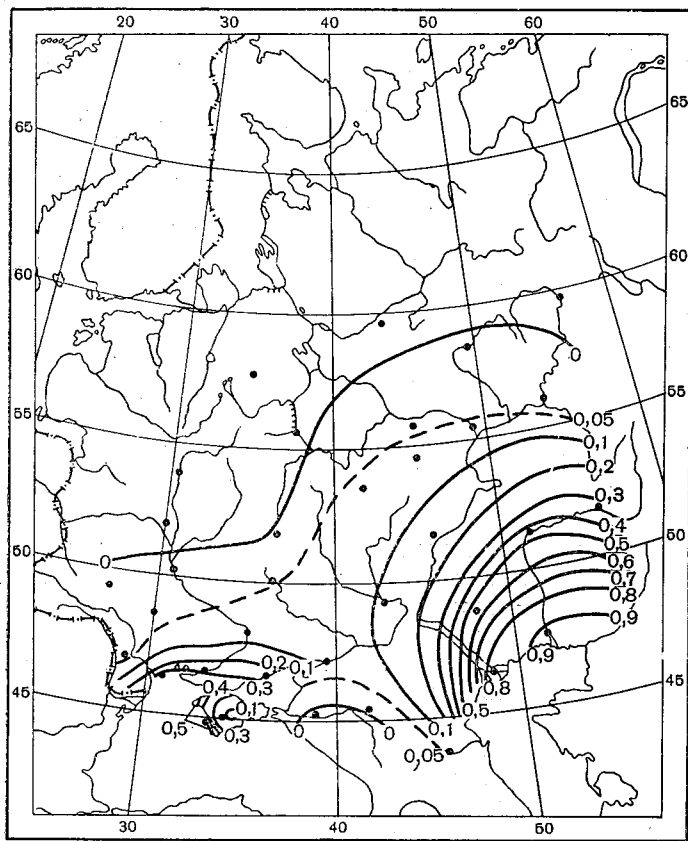


Рис. 2. Вероятность (в долях единицы) неблагоприятных условий влагообеспеченности ранних яровых на ЕТС.

гическим показателем, характеризующим условия формирования урожаев ранних яровых зерновых культур на ЕТС.

Если для ранних яровых решающую роль в формировании урожая на ЕТС играют условия влагообеспеченности с мая по июль, то для поздних яровых (кукуруза, подсолнечник, просо и др.), а также для корнеплодов и клубнеплодов на величине урожая не могут не сказаться условия второй половины лета.

В качестве критерия для оценки степени благоприятствования климатических условий во второй половине лета для произрастания сельскохозяйственных культур мы выбрали урожай картофеля. Это связано с двумя обстоятельствами. Во-первых, картофель является наиболее распространенной и наиболее ценной культурой после зерновых и, в отличие от поздних яровых, имеет большой ареал распространения, что позволяет произвести сравнительную оценку условий почти для всей территории ЕТС. Во-вторых, в отличие от поздних яровых, а также от сахарной свеклы, анализу зависимости урожая которых от метеорологических условий посвящено большое количество работ, по картофелю таких работ немного [1, 5, 9], и вопрос о зависимости урожая картофеля от различных агрометеорологических показателей нельзя признать до конца выясненным. В связи с этим оценка зависимости урожая картофеля от метеорологических условий представляет определенный интерес.

Для анализа указанной зависимости, как и в случае яровой пшеницы, мы воспользовались данными об урожае картофеля на участках государственной сортоиспытательной сети (как более однородных по агротехнике) и результатами метеорологических наблюдений на ближайших (в пределах 10 км) метеорологических станциях.

Временная зависимость урожая картофеля от показателей влагообеспеченности и температурного режима рассмотрена нами для шести станций, расположенных в различных природных зонах ЕТС. В качестве показателей влагообеспеченности взяты сумма осадков, ГТК, а также отношение суммы осадков к сумме средних суточных дефицитов влажности воздуха $Md = \frac{\sum r}{\sum d}$. Все показатели рассчитывались для периода июнь — август, приблизительно соответствующего периоду интенсивного клубнеобразования, и для периода июнь — август, соответствующего основному периоду вегетации картофеля. Оценка температурного режима производилась с помощью сумм температур выше 10° ($\sum t > 10^\circ$), которые для рассматриваемых периодов почти однозначно связаны со средними суточными температурами. Были рассчитаны также коэффициенты корреляции урожая картофеля с суммой средних суточных дефицитов $\sum d$.

Результаты расчетов, приведенные в табл. 2, показывают, что в северных районах ЕТС зависимость урожая от рассмотренных показателей слабая, значения показателей в этих районах близки к оптимальным, о чем свидетельствует также сравнительно небольшая изменчивость урожаев.¹ Но уже начиная с линии Горький — Рязань становятся значимыми: прямая зависимость урожая от показателей влагообеспеченности и обратная зависимость от сумм температур и сумм дефицитов влажности воздуха. При продвижении на юг обе зависимости усиливаются, коэффициенты корреляции достигают довольно высоких значений (0,7—0,8). К сожалению,

¹ Увеличение изменчивости урожаев картофеля на Крайнем Севере, как показано в работе [1], связано с зависимостью урожаев от сроков посадки и общей продолжительности вегетационного периода.

Коэффициенты временной корреляции между урожаем картофеля
и показателями влагообеспеченности и температурного режима

Станция	Сорт	Число лет	Среднее квадратическое отклонение	Σr		ГТК		Md		$\Sigma t > 10^\circ$		Σd	
				VI-VIII	VII-VIII	VI-VIII	VII-VIII	VI-VIII	VII-VIII	VI-VIII	VII-VIII		
Сыктывкар	Имандра	20	72	0,16	0,10	0,02	0,03	-0,01	0,00	0,26	0,19	0,20	0,16
Белогорка	Берлинген	19	55	-0,17	-0,11	-0,14	-0,09	-0,14	-0,18	-0,01	-0,05	0,16	0,11
Горький	Эпрои	20	70	0,36	0,42	0,39	0,48	0,35	0,46	-0,28	-0,51	-0,44	-0,50
Рязань	Лорх	23	77	0,46	0,28	0,50	0,37	0,46	0,36	-0,34	-0,36	-0,46	-0,41
Тамбов	Лорх	15	55	0,50	0,71	0,50	0,75	0,40	0,71	-0,09	-0,40	-0,16	-0,50
Ртищево	Ульяновский	18	89	0,58	0,73	0,63	0,77	0,65	0,79	-0,53	-0,58	-0,59	-0,70
Ртищево	Лорх	16	92	0,49	0,48	0,58	0,58	0,56	0,48	-0,52	-0,68	-0,47	-0,66

ввиду отсутствия данных нам не удалось исследовать зависимость урожая картофеля от метеорологических условий для районов южнее Ртищева. Однако есть все основания предполагать, что в этих районах указанная зависимость выражена еще сильнее. Из табл. 2 видно, что коэффициенты корреляции с рассматриваемыми показателями, вычисленные за июль — август, как правило, существенно выше, чем при расчете показателей за июнь — август, причем наиболее высокие коэффициенты корреляции дает ГТК за июль — август.

Нами были рассчитаны также коэффициенты множественной корреляции урожая с ГТК и $\Sigma t > 10^\circ$, и урожая с ГТК и Σd за июль — август (табл. 3). При этом наиболее тесная зависимость получена при одновременном учете ГТК и $\Sigma t > 10^\circ$. На основании установлен-

Таблица 3

Коэффициенты корреляции урожая картофеля с ГТК и $\Sigma t > 10^\circ$ (1), с ГТК и Σd (2) за июль — август

Станция	Сорт	1	2
Горький	Эпрон	0,54	0,52
Рязань	Лорх	0,45	0,45
Тамбов	Лорх	0,76	0,75
Ртищево	Ульяновский	0,78	0,80
Ртищево	Лорх	0,71	0,66

ной зависимости ГТК и $\Sigma t > 10^\circ$ за июль — август могут служить для сравнения степени благоприятствования метеорологических условий в различные годы для формирования урожая картофеля, а также для расчета обеспеченности заданного уровня урожаев. При этом средняя квадратическая ошибка расчета урожая по уравнению множественной регрессии для различных пунктов составляет 35—65 ц/га.

Поскольку для сравнительной оценки степени благоприятствования климатических условий на различных территориях правильнее использовать пространственные зависимости между средним урожаем за длительный период времени и климатическими показателями, мы попытались установить такую зависимость. Для этой цели были использованы данные по средним урожаям картофеля за 1955—1962 гг., расчет климатических показателей производился на основании климатических норм ближайших к сортоучасткам метеорологических станций. При этом наряду с показателями, использованными во временных зависимостях, для оценки климатических условий были взяты радиационный баланс R и показатель $K = L \Sigma r / R$ (L — скрытая теплота испарения). Отсутствие данных об урожае на юге и юго-востоке ЕТС не позволило проанализировать указанную зависимость в должной мере. Коэффициенты корреляции, полученные

Коэффициенты пространственной корреляции между урожаем картофеля и метеорологическими показателями на БТС

Годы	Группа сортов	Число станций	Среднее квадратическое отклонение	Σr		ГТК		Md		K	
				VI-VIII	VII-VIII	VI-VIII	VII-VIII	VI-VIII	VII-VIII	VI-VIII	VII-VIII
1955—1962 гг. (в среднем)	Ранне-спелые	27	34	0,13	0,15	0,29	0,37	0,36	0,36	0,34	0,38
1955—1962 гг. (в среднем)	Средне-поздние	20	44	0,26	0,28	0,18	0,32	0,18	0,19	0,28	0,27
1961 г.	Ранне-спелые	32	96	0,50	0,53	0,55	0,56	0,58	0,56	0,55	0,57

Годы	Группа сортов	Число станций	Среднее квадратическое отклонение	$\Sigma t > 10^\circ$		Σd		R	
				VI-VIII	VII-VIII	VI-VIII	VII-VIII	VI-VIII	VII-VIII
1955—1962 гг. (в среднем)	Ранне-спелые	27	34	-0,59	-0,59	-0,39	-0,37	-0,53	-0,57
1955—1962 гг. (в среднем)	Средне-поздние	20	44	-0,31	-0,31	-0,17	-0,16	-0,21	-0,17
1961 г.	Ранне-спелые	32	96	-0,56	-0,54	-0,53	-0,49	-0,53	-0,47

по имеющимся данным (табл. 4), довольно низки. Однако, если учесть, что для рассматриваемой территории средние климатические условия близки к климатическим условиям Рязани, а изменчивость их по территории почти в 3 раза меньше временной изменчивости метеорологических показателей в Рязани, то следует признать, что даже эти неполные данные говорят о большей тесноте пространственных зависимостей по сравнению с временными (табл. 2, 4). Показательно, что в 1961 г., для которого мы имели данные по отдельным сортоучасткам на юго-востоке ЕТС и в котором при средних метеорологических условиях, близких к климатическим условиям Рязани, изменчивость по территории также близка к временной изменчивости в Рязани, коэффициенты корреляции оказались намного выше соответствующих коэффициентов корреляции для Рязани.

Приведенные данные показывают, что наибольшей устойчивостью обладают коэффициенты корреляции урожая с ГТК за июль — август, при этом они близки по величине к наибольшему из полученных коэффициентов корреляции. С другой стороны, при сравнительной характеристике климатических условий в пространстве на ЕТС ГТК отражает косвенно и условия температурного режима (коэффициент корреляции между ГТК за июль — август и $\Sigma t > 10^\circ$ за июль — август составляет $-0,84$ по средним многолетним данным и $-0,97$ по данным 1965 г.). Учитывая сказанное, при сравнительной оценке условий формирования урожая картофеля на различных территориях следует отдать предпочтение ГТК перед другими показателями, рассмотренными в работе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Власова В. А. Агрометеорологические условия формирования всходов картофеля и влияние сроков их появления на урожай клубней на Крайнем Севере Европейской территории СССР.— Тр. ГМЦ, 1969, вып. 52, с. 110—116.
2. Желтая Н. Н. О влиянии метеорологических условий на урожай ранних яровых зерновых культур в юго-восточной части Европейской территории РСФСР.— Тр. ГМЦ, 1968, вып. 14, с. 24—36.
3. Карты месячных и годовых сумм осадков в отношении к многолетним средним северного полушария. Вып. 1—2. Изд. ГГО, 1964—1965, с. 1—328.
4. Кириличева К. В. Зависимость урожая яровой пшеницы от весенних запасов влаги в почве.— Тр. ГМЦ, 1969, вып. 52, с. 103—109.
5. Никифорова А. Т. Опыт изучения связи урожайности картофеля с климатическими условиями места возделывания.— Тр. НИИАК, вып. 6, 1958, с. 64—78.
6. Сапожникова С. А. Опыт агроклиматического районирования территории СССР.— В кн.: «Вопросы агроклиматического районирования СССР». М., Изд. МСХ СССР, 1958, с. 14—37.
7. Селянинов Г. Т. Принципы агроклиматического районирования СССР.— В кн.: «Вопросы агроклиматического районирования СССР». М., Изд. МСХ СССР, 1958, с. 7—13.
8. Уланова Е. С. Основы метода долгосрочных агрометеорологических прогнозов средней областной урожайности озимой пшеницы сортов Безостая 1 и Мироновская 808.— Тр. ГМЦ, 1970, вып. 69, с. 3—19.
9. Шелудякова Р. М. О роли погодных условий в формировании урожая картофеля.— Тр. УкрНИГМИ, 1970, вып. 90, с. 84—92.

Н. И. ЕФРЕМОВА

О МЕТОДИКЕ ВЫЧИСЛЕНИЯ ЕЖЕГОДНЫХ ЗНАЧЕНИЙ МЕСЯЧНЫХ СУММ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ, СРЕДНИХ ДЛЯ БОЛЬШИХ ПЛОЩАДЕЙ

Введение. Специальными исследованиями показано [35, 36], что использование метеорологических данных в долгосрочном прогнозе погоды эффективно только в том случае, если в них содержатся сведения о крупномасштабных процессах. Данные об атмосферных осадках в отдельных точках, доставляемые стандартной наземной сетью наблюдений, не удовлетворяют этому требованию. Это объясняется большой пространственно-временной изменчивостью осадков, крайней нерегулярностью их выпадения во времени, большой случайностью их распределения в пространстве, малыми геометрическими размерами очагов отдельных дождей, дискретностью полей осадков, большими погрешностями линейной интерполяции, даже средних многолетних значений. Для решения ряда практических и научных задач необходимы характеристики осадков, средние (из ряда пунктов) для достаточно больших площадей. Из общих соображений ясно, что погрешность средних по площади должна быть меньше точечных данных. Если осреднение по площади выполнено с учетом специфики данной конкретной задачи, то в данном случае оно является средством концентрации информации, повышения ее надежности, а также служит фильтром, отбрасывающим несущественные мелкомасштабные особенности поля осадков.

Рассмотрение основных вопросов методики вычисления значений месячных сумм осадков, характерных для больших площадей, предназначенных, в первую очередь, для использования в качестве объекта долгосрочного прогноза и одновременно удовлетворяющих требованиям других практических задач, и составляет цель настоящей работы.

Данная тема была поставлена по инициативе проф. М. И. Юдина в связи с разработкой в Главной геофизической обсерватории под его руководством методики долгосрочного физико-статистического метода прогноза погоды.

1. **Пространственно-временная изменчивость осадков и возможность ее учета данными сетевых наблюдений.** Не останавливаясь на физических условиях образования и выпадения осадков, отметим, только, что особенности распределения осадков в пространстве зависят от многих определяющих факторов: в первую очередь, от преобладающего типа циркуляции, характера рельефа (высота подъема местности, экспозиция склонов по отношению к влагонесущим ветрам, шероховатость местности) и других свойств подстилающей поверхности, особенностей режима ветра и т. д. Влияние этих факторов на распределение средних многолетних значений осадков хорошо изучено и достаточно точно определено количественно.

Так, в работе [14] по данным Л. П. Кузнецовой приведены оценки влияния рельефа, шероховатости и лесистости местности на общий баланс влаги территории. Территорию, на которой проявляется влияние возвышенности на осадки, можно разделить на три области: зону увеличения осадков на возвышенности (по своим размерам соответствующую приблизительно протяженности этой возвышенности с запада на восток, с вертикальным плювиометрическим градиентом, равным для теплого периода в среднем 11% на каждые 100 м высоты), область предвосхождения (заметную, например, на расстоянии 20—50 км от подножия склона Валдайской возвышенности и на 75—100 км от Уральских гор) и дождевую тень (которая по интенсивности меньше орографического максимума, но больше его по протяженности). В целом территория, занятая этими областями, может в несколько раз превышать протяженность возвышенности в направлении преобладающего переноса. Общий баланс орографических осадков в области влияния возвышенности близок к нулевому (он положительный в зоне достаточного и избыточного увлажнения и нулевой или отрицательный в зоне недостаточного увлажнения).

На долю очень важного фактора изрезанности местности, т. е. ее шероховатости, приходится $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{2}$ общего эффекта возвышенности. Воздействие лесистости территории на осадки таково, что она увеличивает их на 2—4% на каждые 10% площади, занятой лесом.

В этой же работе по данным разных авторов приведены оценки влияния водоемов, больших городов, изменчивости горизонтальной скорости ветра. Над большими водоемами наблюдается уменьшение осадков, которое оценивается в 10—20% годовой суммы над сушей; над небольшими водоемами, величиной порядка 100 км², это уменьшение составляет менее 10%. Большие города увеличивают осадки на 5—10%. Такое увеличение отмечено, например, в районе Москвы, т. е. на площади около 40 тыс. км². Хорошо известна зависимость распределения в пространстве горизонтальной скорости ветра и количества осадков. Одной из первых их зеркальность была объяснена и показана Т. В. Покровской [30].

Вначале на основании обобщения микросиноптических [19], а затем радиолокационных наблюдений [20] было показано, что боль-

шая пространственная неоднородность присуща даже полю обложных осадков хорошо выраженных теплых фронтов [33].

В зоне хорошо выраженных холодных фронтов осадки распределяются в пространстве не сплошной зоной, а узкими полосами шириной от сотен метров до нескольких десятков километров, состоящих из отдельных очагов. Очаги эти имеют преимущественно форму эллипса и часто очень невелики по площади. Минимальные их размеры составляют 2—3 км² (иногда только сотни квадратных метров), причем наибольшую повторяемость имеют очаги площадью до 10 км² [19, 31]. У частично деформированных фронтов дискретность зоны осадков, ее «пятнистость», больше, чем у активных фронтов, причем, как показано в работе [3], термонестрота подстилающей поверхности увеличивает пятнистость осадков.

Указанные размеры очагов, казалось бы, противоречат преимущественно фронтальному происхождению летних осадков (на ЕТС почти 90% летних осадков являются фронтальными). В то же время известно, что именно в летнее время над большей частью ЕТС и Средней Азии вследствие интенсивного нагревания материка происходит активный фронтолиз, т. е. размывание фронтов. В результате этого большая часть фронтов проходит эту территорию уже частично деформированными в поле облачности и осадков или «сухими». (Количество «сухих» фронтов над центральными районами ЕТС в зависимости от вида фронта составляет 35—47% их общего числа [28], на территории Украины около 50% [25], а над Казахстаном увеличивается до 51—83% [2].)

Из сказанного ясно, что явление дождя по своим геометрическим размерам следует относить к самым малым объектам мезомасштабных метеорологических процессов.

Поскольку существующая в настоящее время стандартная осадкомерная сеть устроена таким образом, что средние расстояния между пунктами наблюдений (на ЕТС они обычно равны 100—200 км) существенно превышают характерные масштабы погодных явлений, то она практически не в состоянии характеризовать территорию в целом, а превращается в набор отдельных станций, характеризующих, по существу, только место установки прибора [12].

Известно, что показания даже рядом стоящих осадкомеров (на расстоянии 200—500 м) могут значительно отличаться друг от друга, иногда на десятки процентов [12]. Количество осадков на площади, например 1 км², по данным Э. И. Маховева [23], может отличаться от показания в опорной точке в отдельных случаях на 50%. На площади 300 км² (Нижедевицкая стоковая станция), по данным того же автора [23], изокорреляты осадков на площади и в точке изменяются от 1 в центре области до 0,3—0,5 на периферии.

О соотношении осадков в точке и на площадях разной величины позволяют судить так называемые коэффициенты редукции, или коэффициенты неравномерности, представляющие отношение равнообеспеченных осадков на площади и в точке

$$K = H_F / H_0. \quad (1)$$

В работах [8, 23, 29] показано, что характер распределения осадков на площади зависит от вида дождя, его интенсивности, продолжительности, географических особенностей района. Для дождей со слоем ≥ 20 мм на территории Велико-Анадольской стоковой станции (с плотностью сети 1 прибор на 65 км^2 и расстоянием между приборами 0,2—0,5 км) З. П. Петровой [29] получены, например, следующие коэффициенты неравномерности:

Площадь, км^2	25	50	100	200	500	1000	2000	4000
Коэффициент неравномерности	0,94	0,93	0,92	0,90	0,87	0,83	0,76	0,59

Аналогичные сведения имеются и для некоторых других районов.

В то же время сведения о пространственной неоднородности полей месячных сумм осадков весьма ограничены, да и те относятся лишь к очень небольшим районам. Так, например, в работе М. П. Леонова [21] по данным, полученным на полигоне УкрНИГМИ площадью 3750 км^2 , приводятся средние значения горизонтального плювиометрического градиента месячных полей летних осадков, равные 1—3,5 мм/км, иногда достигающие 15 мм/км. Однако распространить эти данные на большие территории и другие географические районы не представляется возможным из-за ограниченности материала по объему и территории, для которых они получены.

Более распространенным количественным показателем неоднородности распределения осадков по площади является коэффициент вариации [5]

$$C_v = \frac{\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^m (\bar{p} - p_i)^2}{m-1}}}{\bar{p}} \cdot 100\%, \quad (2)$$

где m — число пунктов наблюдений на территории данного района; p_i — количество осадков в одном из пунктов; \bar{p} — среднее для района количество осадков, найденное из показаний m пунктов.

Так, например, эмпирические значения этого коэффициента, вычисленные А. Г. Булавко [5] для семи районов Белоруссии и затем осредненные для этой территории, будут следующие:

Месяц	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
C_v %	19	20	23	24	21	19	13

Практически интересно знать величину ошибки, допускаемой при необходимости распространения данных об осадках в точке на некоторое расстояние. Теоретически этот вопрос был разработан О. А. Дроздовым совместно с А. А. Шепелевским [13]. Позже Дроздовым были определены вероятные относительные ошибки ($\pm f(\rho)$ %) линейной интерполяции (по двум станциям на третью,

в середине отрезка) норм летних осадков для центральных областей [11]:

ρ км	0	25	50	100	200
$f(\rho)$ %	8	17	18	26	27

Для юго-восточных районов, характеризующихся наибольшей пространственно-временной изменчивостью осадков, они в 1,5—2 раза, а для отдельных ежегодных значений в 3—4 раза больше приведенных.

Таким образом, точность линейной интерполяции даже норм осадков такова, что она не может быть применена для решения весьма многих практических задач, связанных с расчетом осадков.

В то же время из общих соображений ясно, что погрешность средней по площади в большинстве случаев должна быть существенно меньше ошибки линейной интерполяции.

2. **Определение в общем виде рациональной (для вычисления средних по площади характеристик осадков) плотности сети.** Задача об определении количеств осадков в пределах района методически, в общем виде для средних многолетних значений решена Дроздовым [14]. Он показал, что для этой цели прежде всего необходимо правильно учесть климатический фон, т. е. зависимость осадков от физико-географических факторов (количественная оценка наиболее важных из них приведена выше).

Задача же об определении характеристик осадков в пределах района для ежегодных значений может быть решена лишь статистически, поскольку нестационарность циркуляционного фактора, главного из обуславливающих осадки, общеизвестна, что вызывает изменение, по сравнению со средним многолетним, удельного веса других факторов, оказывающих влияние на характер распределения осадков в пространстве, т. е. искомые характеристики осадков могут быть определены только как «общий уровень» (по определению М. А. Омшанского [27], на основании совокупности) одновременных наблюдений в ряде пунктов района. Этот уровень определяется атмосферными процессами крупного масштаба, их интенсивностью; отклонения же частных значений (наблюдений в отдельных пунктах) от «общего уровня» определяются случайными местными воздействиями, не зависящими от интенсивности этого уровня.

Важный вопрос об определении наиболее рационального масштаба пространственного осреднения, т. е. величины района, должен определяться требованиями задачи. Можно утверждать, что задать величину района только из метеорологических соображений не представляется возможным. Исходя из принятой в настоящее время формы оперативного обслуживания гидрометеорологической информацией (в том числе и прогнозами) народного и, в частности, сельского хозяйства по экономико-административному делению в качестве района можно принять административно-территориальную единицу (область). Наиболее характерные размеры таких районов 40—60 тыс. км².

При определении количеств осадков, средних для заданных районов, очень важен правильный учет особенностей погоды, т. е. отклонений от нормы (аномалий). В первом приближении эти величины могут быть интерполированы, но при этом точность результата будет в высокой степени зависеть от густоты сети наблюдений, принятой для обработки [14]. Выбор плотности сети должен, очевидно, определяться пространственными масштабами исследуемого объекта, его пространственно-временной изменчивостью, «чувствительностью» методов анализа и особенно прогноза к ошибкам в начальных данных [10].

По-видимому, единственным практически целесообразным способом учесть эти разнородные требования может быть попытка оценить их влияние суммарно. Одним из возможных является прием, использованный Ф. Ф. Давитая [9]. Он установил величину корреляции урожая яровой пшеницы (в степной зоне ЕТС) с осадками (за период посев — колошение). Связь оказалась весьма значительной, превосходящей, по мнению Давитая, все известные в этой области коэффициенты корреляции. Интересный и несколько неожиданный результат объясняется тем, что Давитая использовал в качестве характеристик осадков данные не отдельных, пусть весьма надежных пунктов, а средние из определенного числа пунктов для каждого района, распределяющиеся в пространстве более закономерно по сравнению с точечными данными. Интересно, что уровень названной связи в высокой степени зависит от числа пунктов, использованных для расчета, иначе говоря, среднего расстояния между ними, т. е. плотности сети. Результаты расчетов Давитая приведены в табл. 1.

Число пунктов в районе	Среднее расстояние между пунктами, км	Коэффициент корреляции
1	45	$0,605 \pm 0,0036$
2	30	$0,695 \pm 0,0039$
3	20—25	$0,896 \pm 0,022$
6 и более	15 и менее	$0,933 \pm 0,028$

Для определения в общем виде целесообразной для нашей задачи плотности сети удобно воспользоваться приемом, аналогичным рассмотренному выше подходу Давитая [9].

Обычный коэффициент корреляции двух случайных величин равен [24]

$$r(x, y) = \frac{\overline{xy} - \bar{x}\bar{y}}{\sigma_x \sigma_y}, \quad (3)$$

где x, y — коррелируемые величины; σ_x, σ_y — их средние квадратические отклонения. Его квадрат соответствует отношению числа

факторов n , общих для этих величин, ко всему числу действующих факторов N [24]:

$$r^2 = \frac{n}{N}. \quad (4)$$

Ниже приведены для ряда значений r соответствующие им величины n/N :

r	0,40	0,50	0,60	0,70	0,75	0,80	0,85	0,90	0,95
n/N	0,16	0,25	0,36	0,49	0,56	0,64	0,72	0,81	0,90

Поскольку искомые характеристики осадков предназначаются главным образом для целей долгосрочного прогноза погоды, необходимо иметь в виду, что доля общих факторов не должна быть очень низкой, иначе, как следует из приведенных данных, корреляция между данными соседних районов будет мала и надежной картины изменения осадков по территории не получится. В то же время эта доля не должна быть и чрезмерно велика, так как тогда корреляция будет излишне велика, данные соседних районов будут практически повторять друг друга. Примем для определенности 50%-ную долю общности факторов достаточной. Тогда плотность сети, при которой осадки смежных районов связаны коэффициентом корреляции 0,7, следует считать целесообразной для нашей задачи.

Кроме сказанного о коэффициенте корреляции как показателе общности действующих факторов, необходимо учитывать его эффективность, например, в случае приведения по уравнению регрессии [24]

$$y - \bar{y} = r \frac{\sigma_x}{\sigma_y} (x - \bar{x}), \quad (5)$$

ошибка которого равна [24]

$$\sigma = \sigma_y \sqrt{1 - r^2}, \quad (6)$$

где σ — ошибка уравнения регрессии.

Для каждого значения r даны [24] следующие соответствующие ему отношения (σ_y/σ) ошибок обычной (неприведенной) средней и средней, приведенной по уравнению регрессии (5):

r	0,20	0,40	0,50	0,60	0,70	0,75	0,80	0,85	0,90	0,95
σ_y/σ	1,02	1,09	1,16	1,25	1,40	1,51	1,67	1,90	2,29	3,20

Произведя такое приведение с использованием коэффициента корреляции 0,7, получаем выигрыш, равный 40%, в то время как коэффициенты корреляции $r \leq 0,4$ оказываются в этом смысле неэффективными.

Далее чрезвычайно важно иметь в виду, что значение коэффициента корреляции, установленного эмпирически, может существенно отличаться от его истинного значения, что может в ряде случаев привести к существенному изменению первоначальных выводов.

В общем случае (для бесвязного ряда) ошибка коэффициента корреляции равна [24]

$$\sigma_r = \frac{1-r^2}{\sqrt{n-1}}, \quad (7)$$

где n — число пар наблюдений. Для выборки малого объема и высоких значений r (для бесвязного ряда) она равна [32]

$$\sigma_{r \text{ м. в.}} = \frac{1-r^2}{\sqrt{n-1}} \sqrt{1 + \frac{11r^2}{2n} + \frac{75r^2}{2n^2}}. \quad (8)$$

Для малых значений r разница между значениями σ_r и $\sigma_{r \text{ м. в.}}$ невелика и вполне можно пользоваться более простой формулой (7). Ошибка же осредненного коэффициента корреляции $\sigma_{\bar{r}}$ оценивается несколько иначе, а именно по формуле

$$\sigma_{\bar{r}} = \frac{\sigma_r}{\sqrt{h}} = \frac{\sigma_r}{\sqrt{mn}}, \quad (9)$$

где $h=mn$ — число реализаций, m — число коэффициентов корреляции, n — число лет.

Тогда пределы колебания эмпирического коэффициента корреляции, например, 95%-ные доверительные границы, находят как

$$r - 1,96 \sigma_r < \bar{r} < r + 1,96 \sigma_r, \quad (10)$$

$$r - 1,96 \sigma_{r \text{ м. в.}} < \bar{r} < r + 1,96 \sigma_{r \text{ м. в.}}, \quad (11)$$

или

$$r < 1,96 \sigma_{\bar{r}} < \bar{r} < r + 1,96 \sigma_{\bar{r}}. \quad (12)$$

Однако известно, что при малом числе наблюдений и сравнительно высокой корреляции кривая распределения эмпирического коэффициента корреляции становится скошенной, а его основная ошибка — непоказательной. В этом случае истинное значение эмпирического коэффициента корреляции принято оценивать, вводя преобразование Р. А. Фишера, в котором r заменяется величиной

$$z = \frac{1}{2} \ln \frac{1+r}{1-r}, \quad (13)$$

имеющей нормальное распределение [24]. Обычно значение величины z определяют по специальным таблицам. Ее погрешность равна

$$\sigma_z^2 = \frac{1}{n-3}. \quad (14)$$

Тогда, находя для предельных величин $\bar{z} \pm 1,96 \sigma_z$ соответствующие им значения r , определяем истинные границы колебаний r . Так, например, для эмпирического коэффициента $r=0,7$, найденного для $n=20$, $0,3852 < z < 1,3949$, тогда истинное значение r находится в границах $0,37 < \bar{r} < 0,87$. Видим, что нижняя граница $r=0,7$ (при $n=20$) такова, что использование его в этом случае для приведения

по формуле (5) неэффективно, а доля общих смежных районов осадкообразующих факторов уменьшается до 15%.

3. О способах осреднения осадков по площади. Рассмотрим вопрос о возможных способах осреднения осадков по площади. В практике гидрологических расчетов [22] известно несколько таких способов: изогнет, квадратов, арифметического осреднения (простого и взвешенного). Первые два из названных удобны и целесообразны при использовании данных очень густой сети, например специальных ливнемерных кустов или метеорологических полигонов. Для получения ежегодных значений осадков, средних по площади районов, на территории, исчисляемой миллионами квадратных километров, в качестве исходных данных можно использовать, разумеется, только стандартные сетевые наблюдения. В этом случае арифметическое осреднение является единственным практически приемлемым способом. Если площадь района S , необходимая плотность сети d определены тем или иным образом, а в соответствии с этим установлено число пунктов m , необходимое для расчета, то характерное для данного района количество осадков равно

$$\bar{h} = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m h(x_i, y_i), \quad (15)$$

где $h(x_i, y_i)$ — количество осадков в одном из пунктов данного района, i — номер пункта (изменяется внутри района от 1 до m).

Рассмотренный способ справедлив, когда пункты на территории рассматриваемого района размещены идеально равномерно (или приблизительно равномерно). В противном случае необходимо производить вычисление взвешенного среднего, равного

$$\bar{h}_{вз} = \sum_{i=1}^m k_i h_i = \frac{1}{F} \sum_{i=1}^m f_i h_i, \quad (16)$$

где F — площадь района; f_i — площадь, приходящаяся на один пункт; $k_i = \frac{1}{F} f_i$ — весовой коэффициент, т. е. вес, с которым данный пункт входит во взвешенную среднюю. Площадь же, тяготеющая к каждому пункту, определяется, например, методом многоугольников [22].

4. Определение конкретного значения рациональной для нашей задачи плотности сети. Для определения конкретного значения целесообразной для нашей задачи плотности сети в пределах однородной климатической зоны, в условиях равнинного рельефа (на территории преимущественно Ростовской области) были построены два смежных равновеликих квадрата со стороной, равной 250 км, из расчета, чтобы площадь квадратов соответствовала наиболее характерным размерам административных областей. На территории каждого из квадратов было отобрано по 15 пунктов с непрерывным однородным и общим периодом наблюдений (1928—1938, 1946—1964 гг.).

Предполагалось, что существует более или менее тесная корреляционная связь между значениями осадков как внутри квадратов,

так и вне их. Месячные суммы осадков, средние для каждого квадрата, вычислялись как простые арифметические средние для четырех вариантов плотности сети: 15, 10, 5 и 1 станция на квадрат. Изреживание сети каждый раз производилось таким образом, чтобы оставшиеся пункты оказывались равномерно размещенными по территории квадратов. Коррелировались между собой месячные суммы осадков, средние для этих квадратов одноименных вариантов плотности сети. Оказалось, что корреляция приближается к заданной величине 0,7 при 10 станциях на квадрат. Ее значения для всех месяцев следующие:

Месяц	IV	V	VI	VII	VIII	IX
r	0,68	0,66	0,77	0,65	0,68	0,62

В этом случае среднее расстояние между пунктами наблюдений равно 80 км, а плотность сети в среднем составляет один пункт на 5000 км². Именно эту плотность следует признать в качестве рациональной для нашей задачи.

5. Исходный материал (для вычисления ежегодных значений месячных сумм осадков, средних для районов) и его обработка. В качестве районов были приняты в соответствии с изложенными выше соображениями административно-территориальные единицы (это преимущественно административные области). Физико-географические и климатические особенности выделенных районов были внимательно изучены. Особенно тщательно учитывались условия увлажнения. Для этой цели принималось во внимание агроклиматическое районирование [1], выполненное на основе расчета гидро-термического показателя увлажнения Г. Т. Селянинова, равного

$$K = \frac{10p}{\sum t}, \quad (17)$$

где $\sum t$ — сумма температур за период со среднесуточными температурами выше 10°, p — количество осадков за тот же период. Районы, значительные по площади и неоднородные по указанным условиям, делились на части (подрайоны). Всего на земледельческой территории ЕТС и Казахстана было выделено 98 таких районов и подрайонов. Характерные размеры районов 40—60 тыс. км².

Если рациональную для нашей задачи плотность сети считать равной, как было показано выше, $d = 5000$ км²/1 пункт, то для каждого района легко установить число пунктов, необходимое для выполнения вычислений:

$$m = S d, \quad (18)$$

где S — площадь района, d — плотность сети.

В качестве расчетного периода были приняты послевоенные годы наблюдений с 1946 г. и по настоящее время, когда плотность стандартной осадкомерной сети стала устойчивой и достаточно высокой. Здесь уместно подчеркнуть, что в ранние годы она была значительно ниже и неустойчивая во времени. Так, например, если число

пунктов наблюдений, которое можно использовать для расчета осадков, средних для Ростовской области в 1928 г., составляет 60% от их числа в 1946 г., то в 1900 г. оно равно лишь 10%.

Рассмотрим некоторые особенности методики измерения осадков. В начале принятого расчетного периода осадки измерялись дождемером, обладающим рядом инструментальных погрешностей. В конце 50-х годов на сети Гидрометслужбы СССР этот прибор был повсеместно заменен осадкомером, также не свободным от ошибок измерений. Замена прибора внесла определенную неоднородность в ряд осадков. Однако, как показано специальными исследованиями [34], для жидких осадков ошибка, вводимая этой неоднородностью, не превышает 5%. В исследовании М. И. Будыко и О. А. Дроздова [4] показано, что «остаточная» неоднородность в ряду осадков вследствие суммарного воздействия всех особенностей существующей методики измерения достигает 10%. Иными словами, именно эту последнюю величину следует считать практически возможным пределом точности расчета осадков. С этой точки зрения, погрешностью, вносимой заменой прибора в ряд жидких осадков, можно вполне пренебречь.

В результате исследований погрешностей осадкомера, интенсивно проводившихся в последние годы, величина одной из них, а именно погрешности за счет смачивания внутренней поверхности приемного сосуда, вносимой в каждое измерение осадков, установлена совершенно определенно [26]. С 1966 г. в текущие наблюдения за осадками вводится специальная поправка на смачивание. Это приближает значения осадков, измеренных осадкомером, к истинным, однако вносит дополнительную неоднородность в ряд наблюдений, тем более что размеры этих поправок к наблюдениям за старые годы (ранее 1966 г.) пока неизвестны. Использование таких неоднородных данных приведет к скачку прогностических связей. Во избежание этого в прогностических задачах данные осадков в настоящее время используют измеренные (не исправленные поправкой на смачивание) значения.

Основной исходный материал (выписки отдельных станций за 1946—1964 гг.), прошедший необходимый первичный и критический контроль, а также проверенный на климатологическую однородность в местных УГМС, был любезно предоставлен в наше распоряжение начальниками отделов климата этих УГМС. Позже массив данных регулярно пополнялся с помощью сотрудников Бюро расчетов и справок этих же УГМС.

Для нашей задачи отбиралось внутри каждого района заданное число наиболее надежно работающих станций и постов с непрерывным (с 1946 г.) рядом наблюдений, равномерно расположенных на территории районов. Средние для района количества осадков вычислялись как простые арифметические средние (из фактического числа пунктов данного района) по формуле (15).

Строго говоря, выражение (15) справедливо для идеально равномерной сети. Разумеется, расположение пунктов реальной сети наблюдений не удовлетворяет этому требованию. Поэтому, на пер-

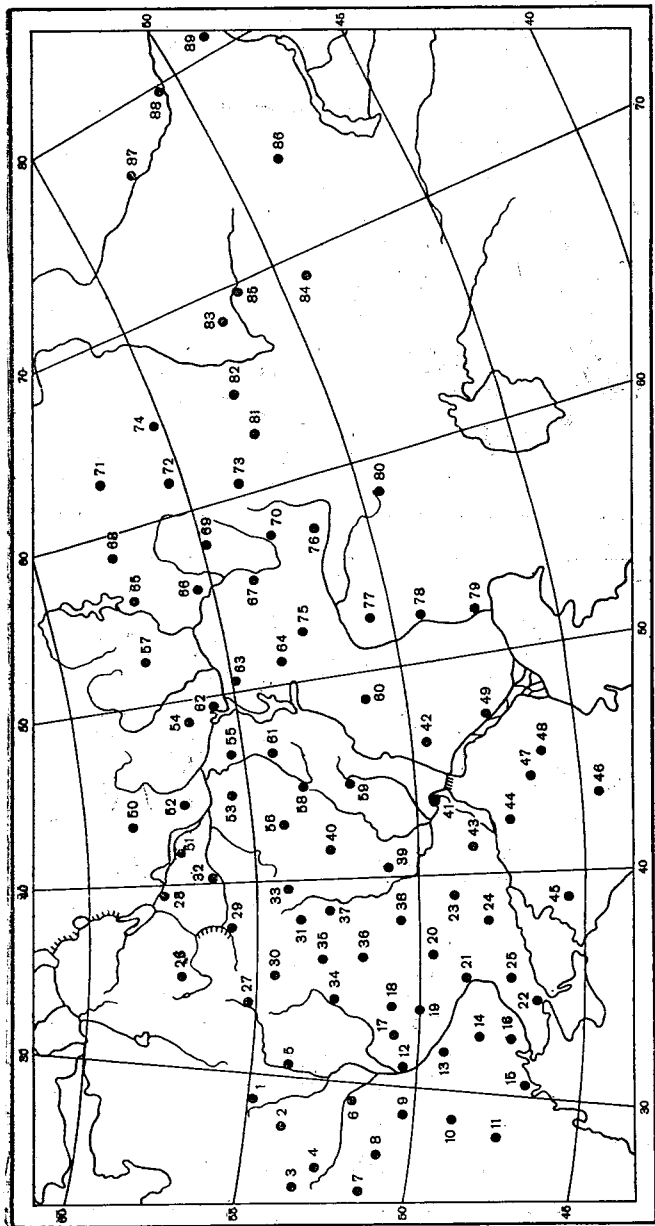


Рис. 1. Схематическое положение центров районов.
 Цифры 1—89—номера районов, полный список которых приводится в приложении.

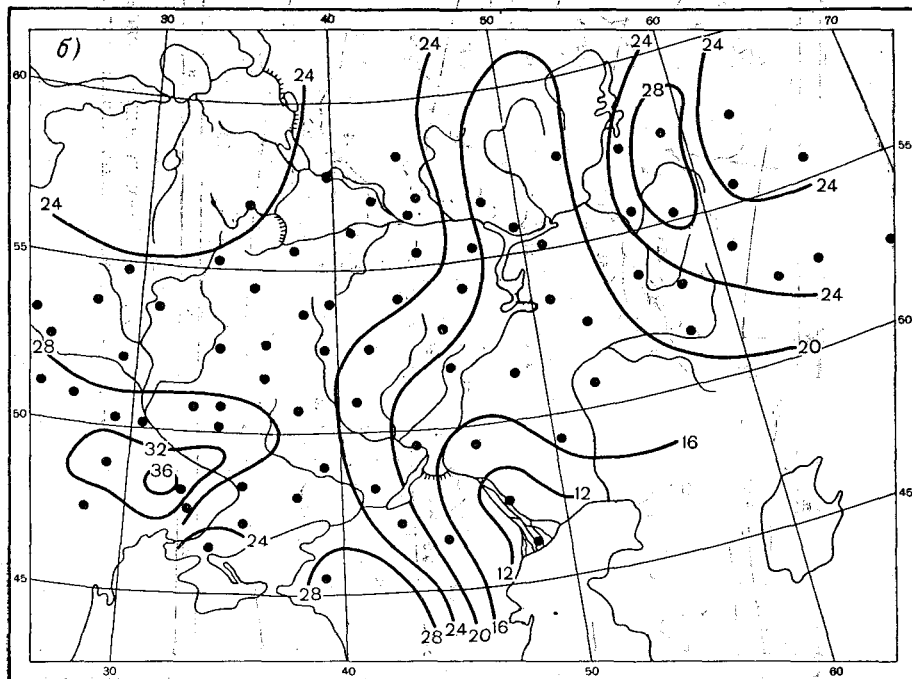
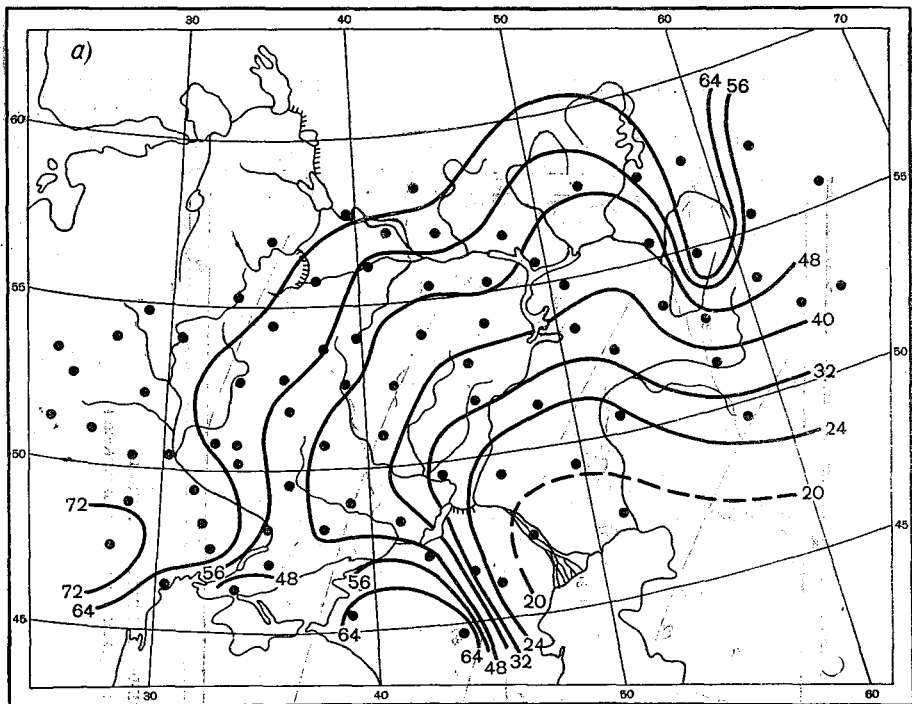


Рис. 2. Средние многолетние значения сумм осадков (мм), средних для районов.
Июнь 1946—1970 гг.

a — норма, *б* — среднее квадратическое отклонение.

вый взгляд, кажется совершенно необходимым производить взвешенное осреднение по формуле (16), т. е. с учетом веса, приписываемого каждому пункту, в зависимости от величины площади, к нему тяготеющей. Однако, как показывают специальные расчеты [7], если расстояния между пунктами наблюдений малы по сравнению с размером области осреднения, что именно и имеет место для наших районов, то точность взвешенной средней почти не отличается от простой арифметической средней. Это подтверждается и количественными оценками, выполненными автором. Подробно этот вопрос будет рассмотрен в другой работе.

По изложенной методике были вычислены ежегодные значения месячных сумм осадков, средних для каждого из 89 районов на ЕТС и в Казахстане за расчетный период (апрель — октябрь 1946—1970 гг.). Для вычисления названных характеристик использовано около 700 пунктов наблюдений. Общая площадь, освещенная этими данными, равна почти 4,6 млн. км², из них на ЕТС приходится 3,5 млн. км², на Казахстан — 1,1 млн. км².

Список районов, их площадь, название пункта, ближайшего к геометрическому центру района, число пунктов наблюдений, использованных для расчета, фактическая плотность сети приводятся в приложении. Список метеорологических станций и постов не помещен из-за недостатка места. Схематическое расположение центров районов дано на рис. 1.

В приложении в качестве фактической плотности сети принята площадь, приходящаяся на один пункт наблюдений, в тысячах квадратных километров. Легко видеть, что для районов Юго-Востока ЕТС и значительного числа районов Казахстана она, являясь предельно возможной, меньше оптимальной, равной 5000 км²/1 пункт. Следует подчеркнуть, что для некоторых других практических задач плотность сети в этих районах окажется еще менее приемлемой.

Использование характеристик осадков, рассчитанных по данной методике, позволило автору установить некоторые особенности пространственной статистической структуры осадков [16, 17]. Для примера на рис. 2 приведены карты норм и средних квадратических отклонений для июня. Найденные значения параметров пространственных автокорреляционных функций позволили рассчитать по методу Р. Л. Кагана [18] теоретические средние квадратические погрешности замены осредненных по площади сумм осадков данными одной точки в центре района [17].

Рассмотрим, как связаны в пространстве осредненные по площади суммы осадков. На рис. 3 представлены в качестве примера значения среднего коэффициента корреляции осредненных по площади сумм осадков для каждого из районов с суммами осадков для прилегающих к нему районов. На большей части ЕТС в мае указанный коэффициент корреляции достигает 0,7 и слегка превышает это значение. Напомним, что пространственная связь между значениями осадков в отдельных точках обрывается уже на малых расстояниях [12]. На юго-востоке ЕТС и в Казахстане эта связь

значительно ниже, что является результатом, по-видимому, не только меньшей надежности исходных данных (вследствие несоответствия плотности сети требованиям задачи), но и региональных особенностей атмосферных процессов.

Для сравнения приведем рассчитанные автором данные о корреляции месячных сумм осадков, средних для районов Л. А. Витель-

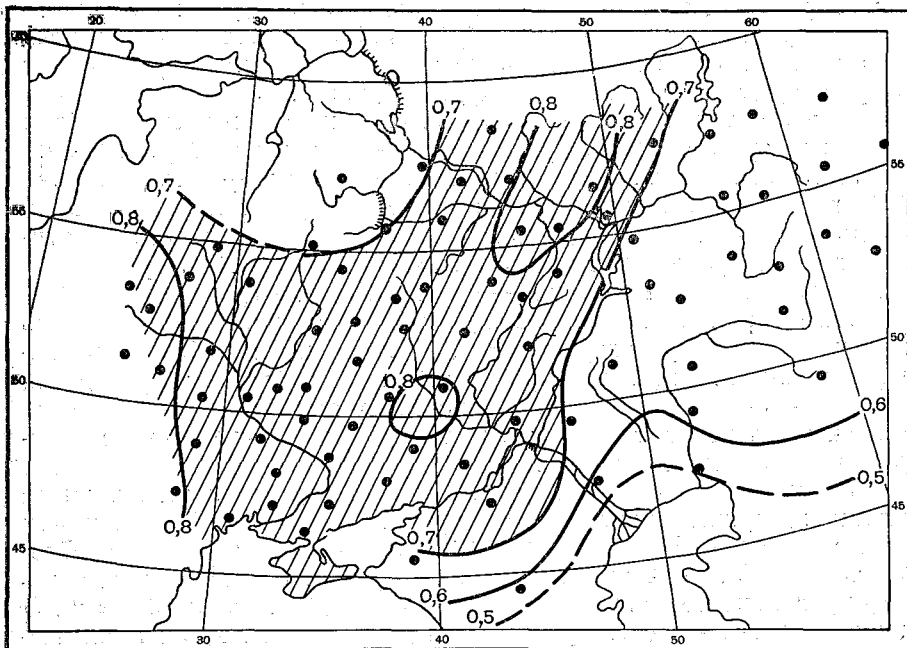


Рис. 3. Средний коэффициент корреляции осредненных по площади сумм осадков (каждого из районов со всеми смежными с ним районами).
Май 1946—1967 гг.

са [6]. Так, например, в мае для районов 7а и 7б ее среднее (за 70 лет) значение равно 0,35, а для районов 8а и 8б — 0,33. Такие сравнительно невысокие значения объясняются меньшей плотностью сети, использованной для расчетов.

Автором показано [17], что различие между средними по площади и точечными характеристиками осадков в зоне достаточного увлажнения велико, в зоне неустойчивого увлажнения оно является существенным, т. е. эти характеристики осадков оказываются принадлежащими к разным статистическим совокупностям.

Вычисленные по данной методике характеристики осадков успешно используются в физико-статистическом методе долгосрочного прогноза осадков, разработанного в ГГО под руководством проф. М. И. Юдина [35].

В заключение автор выражает признательность Е. И. Кропп, выполнившей расчетные и графические работы.

Список районов

№ района	Район	Пункт наблюдений, ближайший к геометрическому центру района	Площадь района, тыс. км ²	Число пунктов наблюдений	Площадь, приходящая на один пункт, тыс. км ²
1	Витебская обл.	Полоцк	40,1	7	5,7
2	Минская обл.	Минск	53,9	7	7,7
3	Гродненская обл.	Лида	25,2	5	5,0
4	Брестская обл.	Ивацевичи	32,7	7	4,7
5	Могилевская обл.	Могилев	23,7	5	5,7
6	Гомельская обл.	Василевичи	40,4	7	5,8
7	Волынская обл.	Ковель	20,0	5	4,0
8	Ровенская обл.	Деражно	20,3	5	4,0
9	Житомирская обл.	Володарск-Волынский	29,8	5	6,0
10	Винницкая обл.	Винница	26,7	6	4,4
11	Молдавская ССР	Кишинев	33,7	6	5,6
12	Киевская обл.	Киев	23,9	5	4,6
13	Черкасская обл.	им. Шевченко	21,0	4	5,2
14	Кировоградская обл.	Кировоград	24,2	4	6,0
15	Одесская обл.	Одесса	33,2	6	5,5
16	Николаевская обл.	Вознесенск	24,9	6	4,1
17	Черниговская обл.	Нежин	31,5	6	5,2
18	Сумская обл.	Конотоп	24,2	5	4,8
19	Полтавская обл.	Миргород	23,6	7	4,1
20	Харьковская обл.	Змиев	31,6	6	5,3
21	Днепропетровская обл.	Лошкаревка	32,0	8	4,0
22	Херсонская обл.	Аскания-Нова	27,1	6	4,5
23	Луганская обл.	Лисичанск	26,7	5	5,4
24	Донецкая обл.	Алексеево-Орловка	28,5	7	4,1
25	Запорожская обл.	Пришиб	27,0	5	5,4
26	Калининская обл.	Торжок	84,2	16	5,4
27	Смоленская обл.	Смоленск	49,8	8	6,2
28	Ярославская обл.	Тутаев	36,3	10	3,6
29	Московская обл.	Москва	47,0	11	4,3
30	Калужская обл.	Калуга	29,9	6	5,0
31	Тульская обл.	Тула	25,7	6	4,3
32	Владимирская обл.	Владимир	29,0	5	5,8
33	Рязанская обл.	Шилово	32,6	11	3,0
34	Брянская обл.	Почеп	34,9	6	5,8

№ района	Район	Пункт наблюдений, ближайший к геометрическому центру района	Площадь района, тыс. км ²	Число пунктов наблюдений	Площадь, приходя- щаяся на один пункт, тыс. км ²
35	Орловская обл.	Орловка	24,7	7	3,5
36	Курская обл.	Фатеж	29,8	5	6,0
37	Липецкая обл.	Верхний Студенец	24,1	6	4,0
38	Белгородская обл.	Новый Оскол	27,1	7	3,9
39	Воронежская обл.	Лиски	52,4	10	5,2
40	Тамбовская обл.	Волчок	34,3	7	4,9
41	Волгоградская обл. (запад)	Фролово	86,1	14	6,2
42	Волгоградская обл. (восток)	Средняя Ахтуба	28,0	5	5,6
43	Ростовская обл. (север)	Шахты	57,5	14	4,1
44	Ростовская обл. (юг)	Зимовники	52,5	10	5,2
45	Краснодарский край	Тимашевская	83,6	18	4,6
46	Ставропольский край	Благодарная	80,6	14	5,8
47	Калмыцкая АССР (запад)	Элиста	25,7	2	12,8
48	Калмыцкая АССР (восток)	Юста	41,0	7	5,8
49	Астраханская обл.	Харабали	44,1	9	4,9
50	Костромская обл.	Екимцево	60,2	10	6,0
51	Ивановская обл.	Иваново	23,9	4	6,0
52	Горьковская обл. (север)	Красные Баки	32,5	5	6,5
53	Горьковская обл. (юг)	Сергач	42,3	7	6,0
54	Марийская АССР	Йошкар-Ола	23,2	4	5,8
55	Чувашская АССР	Канаш	18,3	5	3,7
56	Мордовская АССР	Саранск	26,2	5	5,2
57	Удмуртская АССР	Ижевск	42,1	7	6,0
58	Пензенская обл.	Пенза	43,2	7	6,2
59	Саратовская обл. (запад)	Аткарск	44,3	6	7,4
60	Саратовская обл. (восток)	Ершов	55,9	9	6,2
61	Ульяновская обл.	Карлиньское	37,3	6	6,2
62	Татарская АССР (север)	Арск	28,3	5	5,6
63	Татарская АССР (юг)	Утяшкино	39,7	6	6,6
64	Куйбышевская обл.	Сарбай	53,7	9	6,0
65	Пермская обл. (юг)	Пермь	65,6	13	5,1
66	Башкирская АССР (север)	Бирск	34,0	6	5,7
67	Башкирская АССР (юг)	Раевский	54,3	7	7,7
68	Среднеуральский район А	Шамары	37,1	6	5,3
69	Среднеуральский район Б	Кропачево	51,8	9	5,8
70	Южно-Уральский район	Каникольск	16,2	3	5,4
71	Свердловская обл. (юг)	Реж	51,4	8	6,4

№ района	Район	Пункт наблюдений, ближайший к геометри- ческому центру района	Площадь района, (тыс. км ²)	Число пунктов наблде- ний	Площадь, приходя- щаяся на один пункт, (тыс. км ²)
72	Челябинская обл. (север)	Аргаяш	27,0	5	5,4
73	Челябинская обл. (юг)	Южно-Уральск, з/свх	57,2	10	5,7
74	Курганская обл.	Курган	71,0	15	4,7
75	Оренбургская обл. (запад)	Ново-Сергиевка	83,8	14	6,0
76	Оренбургская обл. (восток)	Орск	38,1	6	6,3
77	Уральская обл. (север)	Уральск	53,7	6	9,0
78	Уральская обл. (юг)	Фурманово	97,5	3	32,5
79	Гурьевская обл. (север)	Тополи	116,5	5	23,2
80	Актюбинская обл.	Кумсай	164,4	12	13,7
81	Кустанайская обл. (северо- запад)	Джетыгара	62,0	2	31,0
82	Кустанайская обл. (северо- восток)	Кушмурун	63,2	4	15,8
83	Северо-Казахстанская обл.	Явленка	44,3	4	11,1
84	Кокчетавская обл.	Володарское	78,1	13	6,0
85	Целиноградская обл.	Джалтыр	103,2	7	14,7
86	Карагандинская обл.	Карагалы	61,8	4	15,5
87	Павлодарская обл. (восток)	Павлодар	130,0	5	26,0
88	Семипалатинская обл. (север)	Семипалатинск	20,8	4	5,2
89	Семипалатинская обл. (юг)	Жангиз-Тобе	109,9	7	15,7

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас сельского хозяйства СССР. М., ГУГК, 1960. 309 с.
2. Абашинов В. Н. Поля облачности и осадков в циклонических областях над Северным Казахстаном.—Тр. КазНИГМИ, 1969, вып. 37, с. 162—175.
3. Богатырь Л. Ф., Ромов А. И. О влиянии мезомасштабной термостраты подстилающей поверхности на летние конвективные осадки.—Тр. УкрНИГМИ, 1966, вып. 61, с. 106—113.
4. Будишко М. И., Дроздов О. А. О применении осреднения в климатологических исследованиях.—Метеорология и гидрология, 1966, № 10, с. 3—6.
5. Булавко А. Г. Об использовании наблюдений дождемерной сети при расчетах водного баланса.—Сб. работ по гидрологии, 1965, № 5, с. 39—43.
6. Вителес Л. А. Вспомогательный синоптический метод фонового прогноза.—Метеорология и гидрология, 1946, № 4, с. 47—55.
7. Гандин Л. С. О планировании сети климатологических станций.—Тр. ГГО, 1968, вып. 228, с. 5—29.
8. Голубев В. С., Зотимов Н. В., Зыков Н. А. Некоторые результаты исследования жидких осадков в районе Валдайской возвышенности.—Тр. ГГИ, 1965, вып. 123, с. 5—14.
9. Давитая Ф. Ф. О густоте дождемерной сети для целей земледелия.—Метеорология и гидрология, 1946, № 5, с. 54—58.
10. Добрышман Е. М. Требования к точности и частоте гидрометеорологической информации.—Метеорология и гидрология, 1968, № 11, с. 40—45.
11. Дроздов О. А. Метод построения сети метеорологических станций в равнинной местности.—Тр. ГГО, 1936, вып. 12, с. 10—12.

12. Дроздов О. А. О некоторых особенностях полей метеорологических элементов (температура, давление, ветер, осадки).— Тр. ГГО, 1950, вып. 19 (81), с. 102—121.
13. Дроздов О. А., Шепелевский А. А. Теория интерполяции в стохастическом поле метеорологических элементов и ее применение к вопросам метеорологических карт и рационализации сети.— Тр. НИУ ГУГМС, 1946, сер. 1, вып. 13, с. 65—115.
14. Дроздов О. А., Кузнецова Л. П., Нечаев И. Н. К вопросу об определении характеристик осадков в пределах района.— Тр. ГГО, 1965, вып. 181, с. 121—136.
15. Ефремова Н. И. О структуре месячных сумм осадков в степях юго-востока Европейской территории СССР.— Тр. ГГО, 1965, вып. 181, с. 137—166.
16. Ефремова Н. И. О пространственной статистической структуре атмосферных осадков, осредненных по большим площадям.— Тр. ГГО, 1970, вып. 258, с. 88—109.
17. Ефремова Н. И. О погрешностях месячных сумм атмосферных осадков, средних для больших площадей.— Тр. ГГО, 1971, вып. 274, с. 88—102.
18. Каган Р. Л. Некоторые вопросы интерпретации осадкомерных данных.— Тр. ГГО, 1967, вып. 208, с. 64—75.
19. Касаткин И. И. Классификация дождей.— Метеорологический вестник, 1925, № 3, с. 56—59.
20. Котов Н. Ю. Радиолокационное измерение количества ливневых осадков на больших площадях.— Тр. ГГО, 1964, вып. 159, с. 3—34.
21. Леонов М. П. Предварительные результаты исследования обложных осадков по данным густой осадкомерной сети.— Тр. УкрНИГМИ, 1965, вып. 47, с. 30—50.
22. Линслей Р. К., Колер М. А., Паулюс Д. Л. Н. Прикладная гидрология. Л., Гидрометеиздат, 1962. 737 с.
23. Маховер Э. М. О распределении летних осадков на малых площадях.— Тр. Курской ГМО, 1960, вып. 1, с. 66—73.
24. Митропольский А. К. Техника статистических вычислений. М., Физматгиз, 1961. 480 с.
25. Мишутин Д. А. Некоторые данные об атмосферных фронтах степной части Украины.— Тр. УкрНИГМИ, 1956, № 5, с. 225—228.
26. Нечаев И. Н. Потери осадков на смачивание осадкомеров и методика корректировки годовых сумм и норм осадков.— Тр. ГГО, 1965, вып. 175, с. 76—86.
27. Омшанский М. А. Деформация шкал метеорологических элементов и ее практическое применение.— Тр. ГГО, 1935, вып. 4, с. 74—89.
28. Петриченко И. А., Бачурина А. А., Давыдова О. А. Статистические данные о фронтах, обуславливающих и не обуславливающих выпадение осадков различной интенсивности в летний период на Европейской территории СССР.— Тр. ГМЦ, 1970, вып. 68, с. 22—32.
29. Петрова З. П. Закономерности распространения дождевых осадков по площади.— Тр. ГГИ, 1959, вып. 68, с. 86—113.
30. Покровская Т. В. К вопросу о «пятнистости» в распределении осадков.— Изв. ГГО, 1935, № 2—3, с. 3—9.
31. Прихотько Г. Ф., Курейко И. А., Шошин В. М. Некоторые характеристики осадков на опытной площадке экспериментального метеорологического полигона.— Тр. УкрНИГМИ, 1967, вып. 67, с. 39—44.
32. Романовский А. И. Математическая статистика. М.—Л., ГОНТИ, 1938. 527 с.
33. Ромов А. И. О мезоструктуре фронтальных осадков.— Метеорология и гидрология, 1965, № 6, с. 19—22.
34. Швер Ц. А. Исследование результатов наблюдений по дождемеру и осадкомеру. Л., Гидрометеиздат, 1965. 170 с.
35. Юдин М. И. О принципиальных вопросах физико-статистической методики долгосрочных прогнозов погоды большой заблаговременности. Тр. ГГО, 1968, вып. 201, с. 3—7.
36. Яглом А. М. Статистические методы экстраполяции метеорологических полей.— Тр. ВНМС, 1963, т. 2. М.—Л., Гидрометеиздат, с. 221—234.

Л. А. ВИТЕЛЬС, С. В. КАСОГЛЕДОВА

МЕСЯЧНЫЕ, СЕЗОННЫЕ И ГОДОВЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ БАРИКО-ЦИРКУЛЯЦИОННОГО РЕЖИМА ЕВРОПЕЙСКОГО ЕСТЕСТВЕННОГО СИНОПТИЧЕСКОГО РАЙОНА В 1965—1970 ГГ.

В 1965 г. были изданы таблицы характеристик барико-циркуляционного режима за 1900—1964 гг.¹ Это издание содержало 75 таблиц месячных, сезонных и годовых величин, отражающих общий характер циркуляционного режима на акватории Северной Атлантики (от 40° з. д.) и территории Евразии до 110° в. д., т. е. на протяжении первого естественного синоптического района Мультиановского.

Табличные данные подсчитывались на основании индексов ежедневных синоптических карт по системе Л. А. Вительса с районированием, принятым в синоптическом каталоге. Схема районов и принципы индексации с необходимыми пояснениями даны во введении к изданию. Во введении имеются также некоторые указания к практическому применению таблиц.

Как показала практика, характеристики барико-циркуляционного режима с успехом используются в научных исследованиях и в оперативной работе по составлению долгосрочных метеорологических и гидрологических прогнозов. В соответствии с запросами ряда организаций в Главной геофизической обсерватории им. Воейкова непрерывно продолжается индексация ежедневных синоптических карт и составляются итоговые таблицы месячных, сезонных и годовых характеристик барико-циркуляционного режима. Для индексации используются синоптические карты Ленинградского бюро погоды за 03 ч гринвичского времени.

В настоящей статье продолжается публикация таблиц характеристик барико-циркуляционного режима за годы, прошедшие после 1964 г. В целях преемственности построение таблиц и их нумерация

¹ Л. А. Вительс. Месячные, сезонные и годовые характеристики барико-циркуляционного режима Европейского естественного синоптического района. 1900—1964 гг. Л., Гидрометеоздат, 1965.

аналогичны изданию 1965 г. с тем только отличием, что однотипные таблицы теперь объединены общими заголовками.

Вся работа по составлению ежедневных индексов и подготовке сводных таблиц проводилась С. В. Касогледовой под общим наблюдением Л. А. Вительса.

Таблица 1

Среднее многолетнее число дней с антициклонической циркуляцией (N_A) за 1900—1959 гг.

Месяц	Р а й о н							
	1	2	3	4	5	6	7	8
I	7,4	7,3	11,7	13,9	16,8	18,4	18,5	23,4
II	8,2	6,7	11,4	13,1	14,2	15,6	18,8	21,4
III	10,5	9,2	11,8	14,6	15,3	17,7	19,5	23,4
IV	10,5	11,5	12,4	13,5	18,4	15,6	18,3	21,8
V	15,4	14,4	11,6	16,3	18,5	18,1	19,0	18,8
VI	13,6	15,0	11,8	13,0	20,9	20,2	16,6	14,8
VII	10,9	17,2	12,6	13,5	24,8	23,4	16,0	11,9
VIII	9,7	15,8	13,1	13,9	23,0	22,8	19,5	15,7
IX	8,8	10,9	9,0	13,2	19,1	21,8	21,1	19,1
X	9,4	9,4	8,1	14,0	17,4	19,0	21,2	21,2
XI	7,8	8,3	9,4	13,8	17,2	16,5	21,5	21,5
XII	6,6	8,6	12,6	13,4	16,3	17,1	20,3	23,2
Год	118,8	134,3	135,5	166,2	221,9	226,2	230,3	236,2

Число дней с антициклонической циркуляцией

Год	Месяц												За год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	

Таблица 2

Район 1 (N_A^1)

1965	8	21	17	8	15	8	13	9	5	8	13	3	123
1966	9	6	2	9	7	9	7	12	7	7	6	2	83
1967	7	2	1	9	7	6	5	5	5	2	0	6	55
1968	5	14	7	10	19	7	28	18	9	12	11	13	153
1969	6	7	9	8	18	4	7	5	4	5	10	5	88
1970	6	9	6	12	7	14	8	7	3	4	6	12	94

Таблица 3

Район 2 (N_A^2)

1965	9	9	9	9	15	13	12	19	17	12	10	10	144
1966	10	12	10	23	16	17	19	10	8	14	0	9	148
1967	15	7	7	6	18	9	11	18	7	14	5	15	132
1968	12	1	2	14	14	3	13	5	17	11	16	10	118
1969	6	1	10	14	21	25	20	17	10	2	0	7	133
1970	17	10	5	20	13	19	18	20	17	4	16	15	174

Таблица 4

Район 3 (N_A^3)

1965	10	13	6	18	9	9	9	6	3	1	17	12	113
1966	8	14	14	20	6	8	16	5	3	5	9	19	127
1967	7	1	8	8	9	10	18	23	6	2	11	2	105
1968	18	10	0	5	4	3	6	15	13	6	10	11	101
1969	14	21	5	7	9	13	20	10	11	16	2	8	136
1970	4	8	15	10	9	11	13	15	15	10	4	4	118

Таблица 5

Район 4 (N_A^4)

1965	9	2	4	25	19	11	8	13	16	8	9	2	126
1966	19	10	3	12	15	18	9	12	1	11	12	6	128
1967	7	8	0	9	13	10	10	7	12	3	11	3	93
1968	6	11	5	13	13	14	11	17	15	11	17	12	145
1969	17	21	20	11	12	16	10	18	5	13	0	16	159
1970	14	11	7	9	15	26	9	16	2	0	6	5	120

Год	Месяц												За год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	

Таблица 6

Район 5 (N_A^5)

1965	13	18	6	27	15	18	24	24	18	11	12	19	205
1966	3	3	24	6	21	19	31	11	18	11	25	24	196
1967	10	10	16	28	10	24	17	19	20	15	29	22	220
1968	25	9	25	8	15	20	24	28	7	3	4	12	180
1969	10	14	11	18	12	22	25	18	27	13	26	30	226
1970	2	22	31	17	20	22	23	23	12	21	18	17	228

Таблица 7

Район 6 (N_A^6)

1965	10	22	20	18	19	18	18	26	11	30	10	15	217
1966	16	13	22	15	22	21	16	24	28	7	17	11	212
1967	15	21	19	16	12	20	25	24	15	19	17	16	219
1968	15	9	19	16	13	21	20	17	13	26	17	14	200
1969	16	10	16	20	11	21	29	15	22	31	11	14	216
1970	10	8	5	16	21	24	24	17	27	26	20	20	218

Таблица 8

Район 7 (N_A^7)

1965	24	11	27	21	21	24	21	28	25	25	11	12	250
1966	17	16	19	23	24	24	24	22	29	26	27	20	271
1967	10	20	26	15	21	17	28	18	22	25	19	8	229
1968	8	18	18	19	20	15	7	23	19	24	28	18	217
1969	29	23	24	19	17	8	21	17	23	20	15	22	238
1970	20	14	19	22	15	24	31	14	24	20	21	20	244

Таблица 9

Район 8 (N_A^8)

1965	28	25	29	27	25	20	25	22	17	22	19	25	284
1966	27	21	25	25	25	15	16	25	27	25	23	28	282
1967	24	19	26	27	20	17	4	18	21	23	30	26	255
1968	27	27	17	19	15	3	8	19	19	22	18	24	218
1969	26	21	25	22	11	15	9	21	30	11	26	30	247
1970	26	26	26	27	22	20	19	16	20	23	25	24	274

Таблицы 10—21. Число дней с антициклонической циркуляцией
(*N_A*) по восьми синоптическим районам

Год	Район							
	1	2	3	4	5	6	7	8

Таблица 10

Январь

1965	8	9	10	9	13	10	24	28
1966	9	10	8	19	3	16	17	27
1967	7	15	7	7	10	15	10	24
1968	5	12	18	6	25	15	8	27
1969	6	6	14	17	10	16	29	26
1970	6	17	4	14	2	10	20	26

Таблица 11

Февраль

1965	21	9	13	2	18	22	11	25
1966	6	12	14	10	3	13	16	21
1967	2	7	1	8	10	21	20	19
1968	14	1	10	11	9	9	18	27
1969	7	1	21	21	14	10	23	21
1970	9	10	8	11	22	8	14	26

Таблица 12

Март

1965	17	9	6	4	6	20	27	29
1966	2	10	14	3	24	22	19	25
1967	1	7	8	0	16	19	26	26
1968	7	2	0	5	25	19	18	17
1969	9	10	5	20	11	16	24	25
1970	6	5	15	7	31	5	19	26

Таблица 13

Апрель

1965	8	9	18	25	27	18	21	27
1966	9	23	20	12	6	15	23	25
1967	9	6	8	9	28	16	15	27
1968	10	14	5	13	8	16	19	19
1969	8	14	7	11	18	20	19	22
1970	12	20	10	9	17	16	22	27

Год	Район							
	1	2	3	4	5	6	7	8

Таблица 14

Май

1965	15	15	9	19	15	19	21	25
1966	7	16	6	15	21	22	24	25
1967	7	18	9	13	10	12	21	20
1968	19	14	4	13	15	13	20	15
1969	18	21	9	12	12	11	17	11
1970	7	13	9	15	20	21	15	22

Таблица 15

Июнь

1965	8	13	9	11	18	18	24	20
1966	9	17	8	18	19	21	24	15
1967	6	9	10	10	24	20	17	17
1968	7	3	3	14	20	21	15	3
1969	4	25	13	16	22	21	8	15
1970	14	19	11	26	22	24	24	20

Таблица 16

Июль

1965	13	12	9	8	24	18	21	25
1966	7	19	16	9	31	16	24	16
1967	5	11	18	10	17	25	28	4
1968	28	13	6	11	24	20	7	8
1969	7	20	20	10	25	29	21	9
1970	8	18	13	9	23	24	31	19

Таблица 17

Август

1965	9	19	6	13	24	26	28	22
1966	12	10	5	12	11	24	22	25
1967	5	18	23	7	19	24	18	18
1968	18	5	15	17	28	17	23	19
1969	5	17	10	18	18	15	17	21
1970	7	20	15	16	23	17	14	16

Год	Район							
	1	2	3	4	5	6	7	8

Таблица 18

Сентябрь

1965	5	17	3	16	18	11	25	17
1966	7	8	3	1	18	28	29	27
1967	5	7	6	12	20	15	22	21
1968	9	17	13	15	7	13	19	19
1969	4	10	11	5	27	22	23	30
1970	3	17	15	2	12	27	24	20

Таблица 19

Октябрь

1965	8	12	1	8	11	30	25	22
1966	7	14	5	11	11	7	26	25
1967	2	14	2	3	15	19	25	23
1968	12	11	6	11	3	26	24	22
1969	5	2	16	13	13	31	20	11
1970	4	4	10	0	21	26	20	23

Таблица 20

Ноябрь

1965	13	10	17	9	12	10	11	19
1966	6	0	9	12	25	17	27	23
1967	0	5	11	11	29	17	19	30
1968	11	16	10	17	4	17	28	18
1969	10	0	2	0	26	11	15	26
1970	6	16	4	6	18	20	21	25

Таблица 21

Декабрь

1965	3	10	12	2	19	15	12	25
1966	2	9	19	6	24	11	22	28
1967	6	15	2	3	22	16	8	26
1968	13	10	11	12	12	14	18	24
1969	5	7	8	16	30	14	22	30
1970	12	15	4	5	17	20	20	24

Таблицы 22—33. Отклонение от нормы месячного числа дней с антициклонической циркуляцией (ΔN_A)

Год	Район								
	1	2	3	4	5	6	7	8	
Таблица 22									
								Январь	
1965	+1,7	+1,9	-2,4	-5,2	-3,9	-8,8	+4,8	+4,6	
1966	+1,6	+2,7	-3,7	+5,1	-13,8	-2,4	-1,5	+3,6	
1967	-0,4	+7,7	-4,7	-6,9	-6,8	-3,4	-8,5	+0,6	
1968	-2,4	+4,7	+6,3	-7,9	+8,2	-3,4	-10,5	+3,6	
1969	-1,4	-1,3	+2,3	+3,1	-6,8	-2,4	+10,5	+2,6	
1970	-1,4	+9,7	-7,7	+0,1	-14,8	-8,4	+1,5	+2,6	
Таблица 23									
								Февраль	
1965	+13,5	+2,5	+2,2	-11,3	+3,6	+5,5	-7,4	+3,5	
1966	-2,2	+5,3	+2,6	-3,1	-11,2	-2,6	-2,8	-0,4	
1967	-6,2	+0,3	-10,4	-5,1	-4,2	+5,4	+1,2	-2,4	
1968	+5,8	-5,7	-1,4	-2,1	-5,2	-6,6	-0,8	+5,6	
1969	-1,2	-5,7	+9,6	+7,9	-0,2	-5,6	+4,2	-0,4	
1970	+0,8	+3,3	-3,4	-2,1	+7,8	-7,6	-4,8	+4,6	
Таблица 24									
								Март	
1965	+7,0	-0,1	-5,5	-10,7	-10,5	+2,8	+6,8	+5,3	
1966	-8,5	+0,8	+2,2	-11,6	+8,7	+4,3	-0,5	+1,6	
1967	-9,5	-2,2	-3,8	-14,6	+0,7	+1,3	+6,5	+2,6	
1968	-3,5	-7,2	-11,8	-9,6	+9,7	+1,3	-1,5	-6,4	
1969	-1,5	+0,8	-6,8	+5,4	-4,3	-1,7	+4,5	+1,6	
1970	-4,5	-4,2	+3,2	-7,6	+15,7	-12,7	-0,5	+2,6	
Таблица 25									
								Апрель	
1965	-2,6	-3,4	+5,4	+11,2	+8,6	+3,7	+2,8	+4,6	
1966	-1,5	+11,5	+7,6	-1,5	-12,4	-0,6	+4,7	+3,2	
1967	-1,5	-5,5	-4,4	-4,5	+9,6	+0,4	-3,3	+5,2	
1968	-0,5	+2,5	-7,4	-0,5	-10,4	+0,4	+0,7	-2,8	
1969	-2,5	+2,5	-5,4	-2,5	-0,4	+4,4	+0,7	+0,2	
1970	+1,5	+8,5	-2,4	-4,5	-1,4	+0,4	+3,7	+5,2	
Таблица 26									
								Май	
1965	+0,1	+0,1	-2,4	+2,6	-2,9	+0,8	+1,7	+6,1	
1966	-8,4	+1,6	-5,6	-1,3	+2,5	+3,9	+5,0	+6,2	
1967	-8,4	+3,6	-2,6	-3,3	-8,5	-6,1	+2,0	+1,2	
1968	+3,6	-0,4	-7,6	-3,3	-3,5	-5,1	+1,0	-3,8	
1969	+2,6	+6,6	-2,6	-4,3	-6,5	-7,1	-2,0	-7,8	
1970	-8,4	-1,4	-2,6	-1,3	+1,5	+2,9	-4,0	+3,2	

Год	Район							
	1	2	3	4	5	6	7	8

Таблица 27

Июнь

1965	-5,4	-1,6	-3,6	-2,0	-3,3	-2,2	+8,2	+5,1
1966	-4,6	+2,0	-3,8	+5,0	-1,9	+0,8	+7,4	+0,2
1967	-7,6	-6,0	-1,8	-3,0	+3,1	-0,2	+0,4	+2,2
1968	-6,6	-12,0	-8,8	+1,0	-0,9	+0,8	-1,6	-11,8
1969	-9,4	+10,0	-1,2	+3,0	+1,1	+0,8	-8,6	+0,2
1970	+0,4	+4,0	-0,8	+13,0	+1,1	+3,8	+7,4	+5,2

Таблица 28

Июль

1965	+2,1	-5,2	-3,6	-5,5	-0,8	-5,4	+5,0	+13,1
1966	-3,9	+1,8	+3,4	-4,5	+6,2	-7,4	+8,0	+4,1
1967	-5,9	-6,2	+5,4	-3,5	-7,8	+1,6	+12,0	-7,9
1968	+17,1	-4,2	-6,6	-2,5	-0,8	-3,4	-9,0	-3,9
1969	-3,9	+2,8	+7,4	-3,5	+0,2	+5,6	+5,0	-2,9
1970	-2,9	+0,8	+0,4	-4,5	-1,8	+0,6	+15,0	+7,1

Таблица 29

Август

1965	-0,7	+3,2	-7,1	-0,9	+1,0	+3,2	+8,5	+6,3
1966	+2,3	-5,8	-8,1	-1,9	-12,0	+1,2	+2,5	+9,3
1967	-4,7	+2,2	+9,9	-6,9	-4,0	+1,2	-1,5	+2,3
1968	+8,3	-10,8	+1,9	+3,1	+5,0	-5,8	+3,5	+3,3
1969	-4,7	+1,2	-3,1	+4,1	-5,0	-7,8	-2,5	+5,3
1970	-2,7	+4,2	+1,9	+2,1	0	-5,8	-5,5	+0,3

Таблица 30

Сентябрь

1965	-3,8	+6,1	-6,0	+2,8	-1,1	-10,8	+3,9	-2,1
1966	-1,8	-2,9	-6,0	-12,2	-1,1	+6,2	+7,9	+7,9
1967	-3,8	-3,9	-3,0	-1,2	+0,9	-6,8	+0,9	+1,9
1968	+0,2	+6,1	+4,0	+1,8	-12,1	-8,8	-2,1	-0,1
1969	-4,8	-0,9	+2,0	-8,2	+7,9	+0,2	+1,9	+10,9
1970	-5,8	+6,1	+6,0	-11,2	-7,1	+5,2	+2,9	+0,9

Таблица 31

Октябрь

1965	-1,4	+2,6	-7,1	-6,0	-6,4	+11,0	+3,8	+0,8
1966	-2,4	+4,6	-3,1	-3,0	-6,4	-12,0	+4,8	+3,8
1967	-7,4	+4,6	-6,1	-11,0	-2,4	0	+3,8	+1,8
1968	+2,6	+1,6	-2,1	-3,0	-14,4	+7,0	+2,8	+0,8
1969	-4,4	-7,4	+7,9	-1,0	-4,4	+12,0	-1,2	-10,2
1970	-5,4	-5,4	+1,9	-14,0	+3,6	+7,0	-1,2	+1,8

Год	Район							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Таблица 32								Ноябрь
1965	+5,2	+1,7	+7,6	-4,8	-5,2	-6,5	-10,5	-2,5
1966	-1,8	-8,3	-0,4	-1,8	+7,8	+0,5	+5,5	+1,5
1967	-7,8	-3,3	+1,6	-2,8	+11,8	+0,5	-2,5	+8,5
1968	+3,2	+7,7	+0,6	+3,2	-13,2	+0,5	+6,5	-3,5
1969	+2,2	-8,3	-7,4	-13,8	+8,8	-5,5	-6,5	+4,5
1970	-1,8	+7,7	-5,4	-7,8	+0,2	+3,5	-0,5	+3,5

Год	Район							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Таблица 33								Декабрь
1965	-3,6	+1,4	-0,6	-11,4	+2,7	-2,1	-8,3	+1,8
1966	-4,6	+0,4	+6,4	-7,4	+7,7	-6,1	-0,3	+4,8
1967	-0,6	+6,4	-10,6	-10,4	+5,7	-1,1	-12,3	+2,8
1968	+6,4	+1,4	-1,6	-1,4	-4,3	-3,1	-2,3	+0,8
1969	-1,6	-1,6	-4,6	+2,6	+13,7	-3,1	+1,7	+6,8
1970	+5,4	+6,4	-8,6	-8,4	+0,7	+2,9	-0,3	+0,8

Таблицы 34—37. Сезонное число дней с антициклонической циркуляцией

Год	Район							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Таблица 34								Зима (XII предшествующего года, I, II)
1964/65	36	24	36	18	54	45	58	81
1965/66	18	32	34	31	25	44	45	73
1966/67	11	31	27	21	44	47	50	71
1967/68	25	28	30	20	56	40	34	80
1968/69	26	17	46	50	36	40	70	71
1969/70	20	34	20	41	54	32	56	82
Таблица 35								Весна (III—V)
1965	40	33	33	48	48	47	69	81
1966	18	49	40	30	51	59	66	75
1967	17	31	25	22	54	47	62	73
1968	36	30	9	31	48	48	57	51
1969	35	45	21	43	41	47	60	58
1970	25	38	34	31	68	42	56	75
Таблица 36								Лето (VI—VIII)
1965	30	44	24	32	66	62	73	67
1966	28	46	29	39	61	61	70	56
1967	16	38	51	27	60	69	63	39

Год	Район							
	1	2	3	4	5	6	7	8
1968	53	21	24	42	72	58	45	30
1969	16	62	43	44	65	65	46	45
1970	29	57	39	51	68	65	69	55
Таблица 37				Осень (IX—XI)				
1965	26	39	21	33	41	51	61	58
1966	20	22	17	24	54	52	82	55
1967	7	26	19	26	64	51	66	74
1968	32	44	29	43	14	56	71	40
1969	19	12	29	18	66	64	58	67
1970	13	37	29	8	51	73	65	68

Таблицы 38—41. Отклонение от нормы сезонного числа дней с антициклонической циркуляцией

Год	Район							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Таблица 38				Зима (XII предшествующего года, I, II)				
1964/65	+16	+1	+0,4	-24	+7	-7	0	+12
1965/66	-4	+9	-2	-9	-22	-7	-13	+5
1966/67	-11	+8	-9	-19	-3	-4	-8	+3
1967/68	-9	+5	-6	-20	+9	-11	-24	+12
1968/69	+4	-6	+10	+10	-11	-11	+12	+3
1969/70	-2	+10	-16	+1	+7	-19	-2	+14
Таблица 39				Весна (III—V)				
1965	+4	-3	-2	+3	-5	+7	+11	+16
1966	-18	+14	+4	-15	-1	+8	+9	+11
1967	-19	-4	-11	-22	+2	-4	+5	+9
1968	-0,4	-5	-27	-13	-4	-4	+0,2	-13
1969	-1	+10	-15	-1	-11	-4	+3	-6
1970	-11	+2	-2	-13	+16	-9	-1	+11
Таблица 40				Лето (VI—VIII)				
1965	-4	-4	-14	-8	-4	-4	+21	+24
1966	-6	-2	-8	-1	-8	-5	+18	+14
1967	-18	-10	+14	-13	-9	+3	+11	-3
1968	+19	-27	-14	+2	+3	-8	-7	-12
1969	-18	+14	+3	+4	-4	-1	-6	+3
1970	-5	+9	+2	+12	-1	-1	+17	+13

Год	Район							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Таблица 41		Осень (IX—XI)						
1965	0	+10	-6	-8	-13	-6	-3	-4
1966	-6	-7	-10	-17	+0,3	-5	+18	+13
1967	-19	-3	-8	-15	+10	-6	+2	+13
1968	+6	+15	+2	+2	-40	-1	+7	-3
1969	-7	-17	+2	-23	+12	+7	-6	+5
1970	-13	+8	+2	-33	-3	+16	+1	+6

Таблица 42. Отклонения от нормы годового числа дней с антициклонической циркуляцией

Год	Район							
	1	2	3	4	5	6	7	8
	Норма							
	119	134	136	166	222	226	230	236
1965	+9	+10	-23	-40	-17	-9	+20	+48
1966	-36	+14	-9	-38	-26	-14	+41	+46
1967	-64	-2	-31	-73	-2	-7	-1	+19
1968	+34	-16	-35	-21	-42	-26	-13	-18
1969	-31	-1	0	-7	+4	-10	+8	+11
1970	-25	+40	-18	-46	+6	-8	+14	+38

Таблицы 43—50. Число дней с мощными антициклонами (n_0) по месяцам и за год

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Таблица 43													Район 1
1965	1	15	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	20
1966	3	—	—	1	—	—	2	—	—	—	4	—	10
1967	1	2	—	—	1	—	—	—	—	—	—	2	6
1968	1	—	1	3	2	—	—	2	—	2	1	3	15
1969	1	1	1	—	—	—	—	—	1	—	2	—	6
1970	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	7	9
Таблица 44													Район 2
1965	4	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	2	7
1966	2	2	—	—	1	—	—	—	—	1	—	3	12
1967	—	—	—	—	7	—	—	1	—	—	—	—	8
1968	—	—	—	—	—	—	—	—	3	—	—	—	3
1969	—	—	1	7	—	—	—	1	—	—	—	—	9
1970	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Таблица 45												Район 3	
1965	3	4	3	5	—	—	—	—	—	—	3	6	24
1966	1	8	2	4	—	—	—	—	—	1	—	15	31
1967	—	—	—	4	4	—	—	2	1	—	4	—	15
1968	10	1	—	1	—	—	—	—	1	—	3	3	19
1969	8	9	1	4	—	—	—	—	2	4	—	3	31
1970	—	3	7	1	2	—	—	—	—	2	1	3	19
Таблица 46												Район 4	
1965	4	—	1	4	1	—	—	—	—	—	2	1	13
1966	12	1	—	—	1	—	—	—	—	3	3	5	25
1967	2	3	—	1	2	—	—	—	—	—	1	—	9
1968	2	3	1	—	2	—	—	1	5	3	8	—	25
1969	12	18	10	1	3	—	—	1	—	—	—	4	49
1970	2	2	4	—	2	—	—	—	1	—	1	1	13
Таблица 47												Район 5	
1965	2	9	—	4	—	1	—	—	—	—	1	1	18
1966	—	—	3	—	—	—	6	—	1	1	11	1	23
1967	2	6	6	3	4	1	—	—	—	—	3	11	36
1968	7	3	9	—	1	—	—	—	—	—	—	1	21
1969	3	5	2	3	1	—	4	—	—	1	4	10	33
1970	—	8	6	4	2	2	—	—	—	4	3	4	33
Таблица 48												Район 6	
1965	3	4	6	—	—	—	—	—	1	3	—	1	18
1966	2	—	4	2	—	—	—	—	—	—	—	—	6
1967	6	5	6	—	—	—	—	—	—	—	5	7	29
1968	4	—	2	—	—	—	—	—	—	3	1	—	10
1969	3	1	—	3	—	—	2	—	—	3	—	1	13
1970	1	—	1	—	—	—	—	—	1	2	—	7	12
Таблица 49												Район 7	
1965	9	1	3	3	—	—	—	—	—	—	—	—	16
1966	2	—	1	1	—	—	—	—	—	5	13	4	26
1967	1	10	2	—	2	—	—	—	—	—	4	1	20
1968	—	5	3	2	—	—	—	—	—	6	4	3	23
1969	7	7	3	—	—	—	—	—	—	2	3	2	24
1970	3	4	8	—	—	—	—	—	—	3	2	5	25
Таблица 50												Район 8	
1965	15	12	19	1	—	—	—	—	—	4	9	19	79
1966	18	11	6	8	—	—	—	—	2	5	12	22	84

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
1967	14	18	7	4	2	—	—	—	2	—	19	17	83
1968	11	17	3	7	—	—	—	—	—	9	11	15	73
1969	15	14	13	3	—	1	—	—	8	1	18	22	95
1970	16	13	14	7	1	—	—	—	2	9	17	20	99

Т а б л и ц ы 51—58. Число дней с глубокими циклонами (n_9) по месяцам и за год

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
-----	---	----	-----	----	---	----	-----	------	----	---	----	-----	-----

Таблица 51

Район 1

1965	19	5	10	14	6	8	—	11	9	14	11	21	128
1966	13	12	18	5	10	3	3	1	10	6	15	27	123
1967	12	24	28	11	8	8	2	3	13	24	20	18	171
1968	19	7	20	8	4	—	1	2	8	8	11	13	101
1969	8	7	8	8	—	1	4	2	18	16	17	16	105
1970	13	11	11	7	7	4	4	4	17	17	19	12	126

Таблица 52

Район 2

1965	9	6	9	—	—	—	3	—	1	3	2	5	38
1966	8	—	2	—	—	—	—	1	10	1	6	6	34
1967	2	8	11	8	—	7	1	1	8	5	5	6	62
1968	2	14	7	5	—	2	2	—	1	—	1	4	38
1969	—	3	3	3	—	—	—	—	4	7	11	6	37
1970	3	8	—	—	—	—	1	—	1	9	7	13	42

Таблица 53

Район 3

1965	6	3	2	4	4	—	2	2	2	8	—	6	39
1966	5	1	—	—	8	8	4	7	10	9	7	—	59
1967	10	8	3	13	5	2	—	2	13	19	5	11	91
1968	2	2	15	6	—	5	6	2	4	6	4	7	59
1969	—	1	2	4	1	2	2	2	5	—	5	4	28
1970	3	3	—	2	2	4	3	6	1	11	11	7	53

Таблица 54

Район 4

1965	8	8	2	1	2	—	6	1	1	8	9	16	62
1966	5	5	11	—	1	—	—	2	13	8	—	8	53
1967	5	7	7	6	2	4	—	1	5	11	2	14	64
1968	5	8	15	4	2	1	—	1	3	9	1	2	51
1969	—	2	5	6	2	—	—	1	3	6	19	2	46
1970	6	10	6	—	2	1	3	—	5	7	9	2	51

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
-----	---	----	-----	----	---	----	-----	------	----	---	----	-----	-----

Таблица 55													Район 5
1965	8	4	11	—	6	2	—	1	2	5	6	6	51
1966	21	24	1	17	1	2	—	—	3	9	1	2	81
1967	12	9	2	—	7	—	—	1	4	5	—	7	47
1968	3	9	1	5	3	—	—	2	1	11	12	7	54
1969	—	—	8	3	1	1	9	1	—	3	1	1	28
1970	22	1	—	4	—	—	—	1	3	4	3	3	41

Таблица 56													Район 6
1965	5	—	5	1	—	—	—	—	4	—	9	8	32
1966	4	4	1	2	—	—	—	—	—	3	3	6	23
1967	1	2	3	—	2	—	—	1	3	3	4	1	20
1968	3	3	1	1	—	—	—	1	2	—	2	6	19
1969	6	4	—	1	—	—	—	1	—	—	4	3	19
1970	2	2	4	—	—	—	—	—	—	—	4	1	13

Таблица 57													Район 7
1965	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
1966	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2
1967	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	2
1968	6	—	2	—	—	—	—	—	—	1	—	1	10
1969	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	1	—	2
1970	—	1	—	—	—	—	—	1	—	1	2	1	6

Таблица 58													Район 8
1965	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2
1966	—	1	—	—	2	—	—	—	—	1	—	—	4
1967	1	—	—	—	—	—	3	—	1	2	—	—	7
1968	—	1	2	1	1	—	2	—	—	—	—	—	7
1969	—	—	—	—	3	—	3	—	—	2	1	—	9
1970	1	—	1	—	—	—	—	—	—	1	1	2	6

Таблицы 59—62. Сезонное число дней с мощными антициклонами (№)

Год	Район							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Таблица 59								
Зима (XII предшествующего года, I, II)								
1964/65	20	5	12	5	16	9	15	44
1965/66	3	6	15	14	1	3	2	48
1966/67	3	3	15	10	9	11	15	54
1967/68	3	—	11	5	21	11	6	45
1968/69	5	—	20	30	9	4	17	44
1969/70	—	—	6	8	18	2	9	51

Год	Район							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Таблица 60	Весна (III, IV, V)							
1965	4	1	8	6	4	6	6	20
1966	1	1	6	1	3	6	2	14
1967	1	7	8	3	13	6	4	13
1968	6	—	1	3	10	2	5	10
1969	1	8	5	14	6	3	3	16
1970	—	—	10	6	12	1	8	22

Год	Район							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Таблица 61	Лето (VI, VII, VIII)							
1965	—	—	—	—	1	—	—	—
1966	2	—	—	—	6	—	—	—
1967	—	1	2	—	1	—	—	—
1968	2	—	—	1	—	—	—	—
1969	—	1	—	1	4	2	—	1
1970	—	—	—	—	2	—	—	—

Год	Район							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Таблица 62	Осень (IX, X, XI)							
1965	—	—	3	2	1	4	—	13
1966	4	1	1	6	13	—	18	19
1967	—	—	5	1	3	5	4	21
1968	3	3	4	16	—	4	10	20
1969	3	—	6	—	5	3	5	27
1970	2	—	3	2	7	3	5	28

Таблицы 63—66. Сезонное число дней с глубокими циклонами (n_s)

Год	Район							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Таблица 63	Зима (XII предшествующего года, I, II)							
1964/65	44	26	12	24	14	6	2	1
1965/66	46	13	12	26	51	16	2	1
1966/67	63	16	18	20	23	9	—	1
1967/68	44	22	15	27	19	7	7	1
1968/69	28	7	8	4	7	16	1	—
1969/70	40	17	10	18	24	7	1	1
Таблица 64	Весна (III, IV, V)							
1965	30	9	10	5	17	6	—	1
1966	33	2	8	12	19	3	—	2
1967	47	19	21	15	9	5	—	—
1968	32	12	21	21	9	2	2	4

Год	Район							
	1	2	3	4	5	6	7	8
1969	16	6	7	13	12	1	—	3
1970	25	—	4	8	4	4	—	1

Таблица 65

Лето (VI, VII, VIII)

1965	19	3	4	7	3	—	—	—
1966	7	1	19	2	2	—	—	—
1967	13	9	4	5	1	1	—	3
1968	3	4	13	2	2	4	—	2
1969	7	—	6	1	11	1	1	3
1970	12	1	13	4	1	—	1	—

Таблица 66

Осень (IX, X, XI)

1965	34	6	10	18	13	13	—	—
1966	31	17	26	21	13	6	—	—
1967	57	18	37	18	9	7	1	4
1968	27	2	14	13	24	2	1	2
1969	51	22	10	28	4	4	1	3
1970	53	17	23	21	10	4	3	2

Таблицы 67—70. Сезонные индексы интенсивности антициклонической (JA) и циклонической (JZ) циркуляции

Год	Район															
	1		2		3		4		5		6		7		8	
	JA	JZ	JA	JZ	JA	JZ	JA	JZ	JA	JZ	JA	JZ	JA	JZ	JA	JZ

Таблица 67

Зима (XII предшествующего года, I, II)																
1964/65	5,07	5,51	4,82	4,64	5,57	3,40	4,00	4,32	4,39	4,08	4,00	2,51	4,41	2,13	5,32	2,00
1965/66	6,00	5,04	5,40	4,14	5,65	3,04	4,42	4,00	2,78	5,53	2,84	4,06	3,17	1,86	5,82	2,13
1966/67	4,80	5,60	4,00	4,31	5,39	3,90	5,14	3,68	3,71	4,46	3,66	2,97	5,05	1,33	6,00	1,69
1967/68	3,21	4,85	2,50	4,30	1,92	1,57	3,69	4,24	4,34	5,04	2,72	3,03	2,32	2,68	5,50	2,29
1968/69	4,36	4,44	1,00	2,73	3,78	5,50	5,65	3,00	4,50	4,76	3,54	3,89	4,86	2,52	5,67	1,25
1969/70	3,00	4,71	2,83	3,58	3,42	2,89	3,71	3,94	4,42	5,57	3,00	2,98	4,04	1,26	5,63	2,12

Таблица 68

Весна (III, IV, V)																
1965	3,18	4,67	4,00	2,62	4,00	3,04	3,00	2,89	3,27	4,10	3,00	3,08	3,24	1,94	3,90	2,89
1966	2,89	4,23	2,91	2,52	3,88	2,78	2,56	2,68	3,18	4,20	3,24	2,19	2,60	1,16	3,65	2,25
1967	3,12	4,86	4,90	4,69	3,88	3,62	3,23	3,36	4,20	3,62	3,00	2,61	2,85	1,75	4,15	3,11
1968	3,88	4,54	3,00	3,88	3,17	3,73	3,26	4,02	3,82	3,26	3,38	1,77	2,97	1,94	3,38	2,23
1969	3,12	4,00	4,14	3,92	4,69	2,67	4,67	4,03	3,88	3,30	2,57	1,86	2,94	1,77	4,11	2,28
1970	3,43	3,83	2,23	1,85	3,96	2,25	3,70	2,71	3,14	2,88	2,94	2,14	3,24	1,58	2,11	1,92

Таблица 69

Лето (VI, VII, VIII)																
1965	1,75	3,74	1,18	2,50	1,86	2,79	2,05	3,07	2,80	2,95	1,36	1,58	1,20	1,82	1,25	2,13
1966	2,67	2,88	2,11	2,17	2,05	3,63	1,96	4,52	3,39	2,11	1,42	1,56	1,15	1,84	1,08	2,50
1967	2,40	2,93	2,19	2,79	2,05	2,92	1,44	2,10	2,92	2,00	1,43	1,37	1,32	1,27	1,67	2,48
1968	3,07	3,03	1,00	2,59	1,76	3,32	2,68	2,62	2,95	2,12	2,86	1,60	2,50	1,63	1,77	1,90
1969	2,00	2,51	1,77	1,52	2,08	3,06	2,21	2,55	3,25	3,78	2,69	1,41	1,70	1,54	1,59	2,41
1970	2,22	3,21	1,11	2,59	3,46	3,39	2,00	2,82	3,13	1,69	1,75	1,29	1,06	2,19	1,17	2,27

Таблица 70

Осень (IX, X, XI)																
1965	2,14	4,37	3,33	3,00	4,12	2,80	3,22	4,10	2,90	3,64	3,36	3,51	2,69	1,38	3,78	2,23
1966	3,50	4,57	2,67	4,67	3,33	4,26	4,28	3,98	4,11	3,68	2,11	2,78	3,04	1,33	3,96	2,54
1967	1,00	5,04	2,25	4,66	4,00	4,78	3,09	3,83	3,17	4,10	2,86	4,12	2,88	1,58	4,17	4,00
1968	3,19	4,54	3,88	2,17	4,11	3,24	3,72	3,60	3,00	4,39	3,08	2,33	4,00	1,50	4,35	1,47
1969	4,00	5,33	2,00	5,06	4,33	3,81	2,33	4,51	3,32	4,25	3,13	2,58	3,31	2,00	4,60	3,28
1970	2,00	5,00	2,13	4,48	2,86	3,86	2,11	3,63	3,55	3,80	2,62	3,28	2,78	2,77	4,15	2,00

Т а б л и ц ы 71—74. Сезонные индексы J_0 (процент мощных антинейтронов) и J_9 (процент глубоких циклонов)

Год	Район															
	1		2		3		4		5		6		7		8	
	J_0	J_9	J_0	J_9	J_0	J_9	J_0	J_9	J_0	J_9	J_0	J_9	J_0	J_9	J_0	J_9

Таблица 71

Зима (XII предшествующего года, I, II)

1964/65	74	86	71	67	86	40	45	58	48	54	36	16	52	9	79	14
1965/66	100	74	75	36	88	27	58	54	7	86	16	50	17	6	94	7
1966/67	60	89	43	50	50	45	71	43	28	66	34	29	71	—	100	8
1967/68	24	68	—	51	15	40	38	68	45	68	16	22	15	21	83	14
1968/69	45	55	—	26	52	64	88	21	50	62	29	44	71	12	92	—
1969/70	—	64	17	42	43	28	29	53	45	86	18	16	35	3	82	12

Таблица 72

Весна (III, IV, V)

1965	18	62	39	20	44	22	19	18	11	44	19	24	18	—	40	11
1966	12	52	10	10	38	20	6	21	7	54	18	12	8	3	30	12
1967	12	76	64	66	50	45	23	36	28	38	21	15	15	—	33	—
1968	38	62	—	48	17	36	16	46	27	26	12	4	15	12	22	13
1969	12	44	57	46	62	13	58	38	29	30	14	4	18	—	43	17
1970	14	41	—	—	40	10	30	17	14	25	6	9	32	—	9	8

Таблица 73

Лето (VI, VII, VIII)

1965	—	36	—	9	—	7	—	15	2	14	—	—	—	—	—	—
1966	17	12	—	4	—	39	—	8	1	7	—	—	—	—	—	—
1967	—	18	7	23	5	17	—	10	3	4	—	5	—	—	—	6
1968	69	86	—	12	—	24	4	5	—	12	—	4	—	—	—	6
1969	—	11	4	—	—	17	3	5	10	41	7	4	—	—	4	9
1970	—	21	—	4	38	30	—	12	8	6	—	—	3	5	—	—

Таблица 74

Осень (IX, X, XI)

1965	—	57	—	22	—	16	11	43	4	36	14	39	—	—	35	—
1966	29	53	33	60	33	53	43	48	37	38	14	21	41	—	42	10
1967	—	70	—	62	38	68	10	44	7	43	14	42	12	5	45	43
1968	19	54	36	83	44	27	35	34	—	55	15	19	50	7	50	—
1969	41	96	—	71	50	37	57	57	12	50	7	21	17	9	63	16
1970	20	72	—	59	14	46	22	32	23	40	5	29	12	23	46	12

Таблица 75. Сезонные индексы атлантической циркуляции
($I_{атл}$, I_Z^1 и I_A^5)

Год	Зима (XII предшествующего года, I, II)			Год	Весна			Лето			Осень		
	I_Z^1	I_A^5	$I_{атл}$		I_Z^1	I_A^5	$I_{атл}$	I_Z^1	I_A^5	$I_{атл}$	I_Z^1	I_A^5	$I_{атл}$
1964/65	5,51	4,39	9,90	1965	4,67	3,27	7,94	3,74	2,80	6,54	4,37	2,90	7,27
1965/66	5,04	2,78	7,82	1966	4,23	3,18	7,41	2,88	3,39	6,27	4,57	4,11	8,68
1966/67	5,60	3,71	9,31	1967	4,86	4,20	9,06	2,93	2,92	5,85	5,04	3,17	8,21
1967/68	4,85	4,34	9,19	1968	4,54	3,82	8,36	3,03	2,95	5,98	4,54	3,00	7,54
1968/69	4,44	4,50	8,94	1969	4,00	3,88	7,88	2,51	3,25	5,76	5,33	3,32	8,65
1969/70	4,71	4,42	9,13	1970	3,83	3,14	6,97	3,21	3,13	6,34	5,00	3,55	8,55

СОДЕРЖАНИЕ

Б. И. Сазонов. Энергетика атмосферных процессов и космические лучи	3
Е. В. Воробьева, С. Б. Дмитриева. Пространственная структура прогностических связей в вековом и 11-летнем циклах геомагнитной возмущенности	18
Б. И. Сазонов. Аномалии магнитного поля Земли и тропосферная циркуляция	35
В. Ф. Логинов. Тропосферноэффективные индексы солнечной активности	43
М. А. Верещагин. О роли горизонтального градиента средней температуры в формировании пространственной неоднородности интенсивности макротурбулентного переноса тепла	57
О. А. Балалла, Т. В. Варбанец. Некоторые особенности режима сильного ветра (≥ 15 м/с) в северо-западной части побережья Черного моря	63
Л. Г. Полозова. Предполагаемый ход средней месячной температуры воздуха на территории СССР в период 1971—2000 гг.	69
О. А. Дроздов. Влияние хозяйственной деятельности человека на влагооборот	83
Г. Н. Чичасов. О связи термического режима весен в Северном Казахстане с атмосферной циркуляцией	104
Г. Н. Чичасов. О связи между датами наступления устойчивого перехода средних суточных температур воздуха через 0, 5, 10, 15° весной в Северном Казахстане	116
Л. А. Кудрявцева. Некоторые синоптические условия возникновения обильных осадков над центральными районами Урала и Западной Сибири	122
Н. И. Ефремова. О некоторых особенностях режима осадков на Европейской территории СССР в связи с колебаниями климата	136
В. М. Мирвис. Климатические факторы влагообеспеченности на Европейской территории СССР	150
Н. И. Ефремова. О методике вычисления ежегодных значений месячных сумм атмосферных осадков, средних для больших площадей	160
Л. А. Вительс, С. В. Касогледова. Месячные, сезонные и годовые характеристики барикоциркуляционного режима Европейского естественного синоптического района в 1965—1970 гг.	179

Труды ГГО, вып. 316

Общая и синоптическая климатология

Редактор Г. И. Слабкович
Техн. редактор М. И. Брайнина
Корректор Г. С. Макарова

Сдано в набор 2/V 1973 г. Подписано к печати 18/XII 1973 г. М—11514. Формат 60×90^{1/16} бум. тип. № 1. Печ. л. 12,75. Уч.-изд. л. 14,08. Тираж 830 экз. Индекс МЛ-258. Заказ № 607. Цена 99 коп. Гидрометеоздат, 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Сортавальская книжная типография Управления по делам издательств, полиграфии и книжной торговли Совета Министров Карельской АССР. Сортавала, Карельская, 42

Энергетика атмосферных процессов и космические лучи. Сазонов Б. И.
Труды ГГО, 1974, вып. 316, с. 3—17.

Обсуждаются энергетические возможности протонов высокой энергии в стимулировании обращения потенциальной энергии атмосферы в энергию кинетическую.

До сих пор поток энергии, вносимый высокоэнергичными протонами в атмосферу Земли, механически сравнивался с потоком лучистой энергии, поступающей от Солнца, после чего делалось заключение, что он так же малозначим для циркуляции атмосферы, как поток энергии от звезд, Луны или поток, поступающий из недр Земли. При этом не учитывалось следующее:

1. Поток энергии, вносимый заряженными частицами высоких энергий в атмосферу Земли, принципиально отличен от других (лучистых) потоков энергии тем, что почти вся его энергия может быть передана частицам воздуха через упругие соударения для наведения некоторого упорядоченного движения в воздухе.

2. Лучистые потоки энергии для той же цели должны пройти через малоэффективную тепловую машину, какой является атмосфера Земли, прежде чем эта энергия перейдет во внутреннюю, внутренняя — в потенциальную, потенциальная — в кинетическую. Таким образом, потоки лучистой энергии в основной своей части расходуются для обогрева Земли и лишь ничтожная энергия идет на генерацию кинетической энергии зональной и меридиональной составляющих циркуляции.

3. Для создания агеострофической составляющей меридиональной компоненты циркуляции, которая в конечном итоге определяет характер циркуляции и погоду, требуются притоки энергии порядка 10^{-4} Вт/м². С учетом возможных уплотнений потоком протонов в магнитных полях Космоса и Земли такая энергия может вноситься в атмосферу Земли протонами космических лучей.

Табл. 1. Илл. 6. Библ. 23.

Пространственная структура прогностических связей в вековом и 11-летнем циклах геомагнитной возмущенности. Воробьева Е. В., Дмитриева С. Б.
Труды ГГО, 1974, вып. 316, с. 18—34.

Для фаз векового и 11-летнего циклов геомагнитной возмущенности K_p рассматривается пространственная структура основанных на 2-летней цикличности прогностических связей.

Показано, что для отдельных фаз цикла характерно изменение знака связи на обратный на всем пространстве Евразии и Северной Атлантики. Выявлены районы наибольших изменений связей, вызываемых сменой фаз цикла. Внутри одного цикла связи более тесные. Делается вывод о целесообразности учета в практике долгосрочного прогнозирования тенденции изменений прогностических зависимостей, связанных со сменой циклов K_p , что позволит повысить обеспеченность методов и успешность долгосрочных прогнозов.

Табл. 1. Илл. 6. Библ. 19.