

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

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

ТРУДЫ

ВЫПУСК 354

ОБЩАЯ И СИНОПТИЧЕСКАЯ
КЛИМАТОЛОГИЯ

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

Ленинградский
Гидрометеорологический ин-т
БИБЛИОТЕКА
Л-д 195186 Малоохтинский пр., 98

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
ЛЕНИНГРАД • 1975

С48082

Сборник содержит статьи о циклических колебаниях различной продолжительности в поле температуры, осадков и их генезисе. Обсуждается возможность использования закономерностей колебаний и связи с солнечной активностью в долгосрочных и сверхдолгосрочных прогнозах погоды.

Сборник представляет интерес для климатологов, работников службы погоды и гелиогеофизиков.

The publication comprises papers on cyclic variations of different duration in the field of temperature, precipitation, and their genesis. The problems are also discussed on possible use of variations regularities and their relationship with solar activity in long-range and extra long-range weather forecasts.

The publication is of interest to climatologists, workers of weather service, and helio-geophysicists.

ЦИКЛИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ ОСАДКОВ И ТЕМПЕРАТУРЫ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ В СВЕРХДОЛГОСРОЧНЫХ ПРОГНОЗАХ, В ФОРМИРОВАНИИ КОТОРЫХ ВОЗМОЖНО УЧАСТИЕ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ

При анализе влияний солнечной активности на климат имеет смысл исследовать спектр циклов колебаний температуры и количества осадков для установления того, насколько подобные циклы превалируют по частоте или амплитуде над общим фоном частот колебаний, вызываемых всеми остальными факторами.

К таким циклам относятся: известный 11-летний (точнее, 11-летний в более ранние и около 10 лет в более поздние годы), его обертон 5 $\frac{1}{2}$ -летний цикл, нередко встречающийся в режиме метеорологических величин (формирование обертона может происходить как в земных условиях, так и определяться самими процессами на Солнце). Сюда же относятся Хелловский 22-летний цикл (двойной 11-летний) магнитных явлений, которому соответствуют местами большие амплитуды колебаний температуры и осадков (первое было подмечено еще Г. И. Вильдом), и вековой 80—90-летний цикл. Циклы, близкие к вековым, наблюдаются в полях температуры, осадков и в характеристиках атмосферной циркуляции. Вообще говоря, наличие в рядах одного или нескольких вышеупомянутых циклов еще не доказывает их солнечное происхождение. Л. А. Вительс показал, что подобные циклы могут возникать и под действием других факторов, в том числе и не солнечных [1]. Поэтому особое внимание следует обращать на фазировку процесса. Если предполагается участие Солнца в формировании того или иного геофизического цикла, то фазы колебаний гео- и гелиогеофизических характеристик должны быть связаны. Если же между этими колебаниями нарастает разница фаз, что соответствует несовпадению средних периодов колебаний солнечных импульсов и геофизического элемента, то когда она превысит четверть длины волны, геофизический цикл должен затухать или скачком восстановить свое соответствие фазе солнечного фактора;

исключение составляет изменение знака связи, характерное для циклов, связанных с Солнцем, которое не сказывается на четкости проявлений показателей связи, зависящих от модуля аргумента. Если нарастание разности фаз вообще не сказывается на колебаниях геофизического элемента, то их связь с Солнцем становится сомнительной и скорее всего должна быть отвергнута. Поэтому в дальнейшем, особое внимание будет обращать на сохранение разности фаз в предполагаемых гелиогеофизических связях.

Работы по выявлению подобных циклов в средних месячных температурах принадлежат Е. С. Рубинштейн и Л. Г. Полозовой [2, 3, 4, 5], А. Д. Гедеонову и Б. И. Сазонову [6]. Суть всех этих работ можно свести к следующему: 11-летний цикл в колебаниях температур проявляется лишь в немногих районах (Сибирь, Северная Америка, о. Мадейра и некоторые другие). Эти колебания достаточно хорошо согласуются по фазе с 11-летним солнечным циклом, с характерным для подобных связей изменением знака связи в определенные моменты на обратный. Статистические испытания подобных связей показывают их достаточную устойчивость и существенное отличие от случайных совпадений. В отношении векового цикла Полозовой установлено [3], что циклы подобной длительности лучше всего выражены в высоких и некоторых районах субтропических широт (последние в обратной фазе по отношению к первым). По данным Полозовой и Сазонова, центрами потеплений и похолоданий в вековом цикле оказывается Гренландия, что соответствует гипотезе Сазонова о роли магнитного поля вблизи его полюсов, в распределении корпускул высоких энергий, передающих импульсы солнечной активности в земную атмосферу. От Гренландии волны тепла и холода (по крайней мере в годовом усреднении) распространяются во все стороны, запаздывая по фазе и убывая по амплитуде, с чем и связано противостояние фаз колебаний в высоких и субтропических широтах. Это несколько противоречит наличию двух отдельных зон больших амплитуд векового цикла в высоких и субтропических широтах. Правда, различие амплитуд в районах Гренландии и Новой Земли настолько мало, что при слабой освещенности последнего района трудно окончательно определить дислокацию центра потепления.

Если говорить о фазировке современного потепления в вековом цикле в высоких широтах, то его максимум примерно соответствует восходящей ветви солнечного цикла. Максимум потепления зимой наблюдался преимущественно в 30-х, а летом в 50-х годах.

С учетом установленной К. Я. Кондратьевым и Г. А. Никольским связи солнечной активности с солнечной постоянной [7, 8] сделана попытка распространить рассмотрение хода солнечной постоянной на два последних столетия. При этом оказалось, что все крупные потепления и похолодания за это время удовлетворительно согласовались с экстраполированным ходом солнечной постоянной, хотя масштабы подобных изменений не всегда совпадают. К сожалению, эта связь остается гипотетической. Во-первых, сами авторы

работы [7], как и ранее Ангстрем, получили свою зависимость на сравнительно малом материале, причем, ряд наблюдений последних лет был искажен побочными влияниями (вулканизмом, термоядерными испытаниями), и нерепрезентативные данные приходилось отбрасывать, во-вторых, физическая природа этой связи остается неясной. Как из физических соображений, так и по материалам спутниковых наблюдений создается впечатление, что эффект уменьшения радиации возникает в самой атмосфере из-за изменений прозрачности ее верхних слоев, фактическое же излучение Солнца в количественном отношении остается почти постоянным. Еще более странные результаты в этой связи получены А. Н. Любарским [21]. Погодичный ход этой связи в пределах 11-летнего цикла оказывается обратным, т. е. с увеличением солнечной постоянной температура северного полушария уменьшается, и лишь осредненные характеристики показывают прямую связь. Но как раз в рамках 11-летнего цикла Кондратьев и Никольский установили форму связи солнечной постоянной с числами Вольфа. Как может температура с ростом облучения падать, и почему в вековом и 11-летнем циклах получается разный эффект, непонятно. Хотя это не опровергает окончательно возможность экстраполяции солнечной постоянной, но создает большие трудности интерпретации этого явления.

Колебания температуры по ряду причин (влияние льдов и течений, большой путь солнечных лучей через атмосферу) больше всего сказываются в высоких широтах (вероятно, всего северного полушария).

Поскольку фронтальная деятельность связана с градиентом температуры, основной холодильник с большими колебаниями температур из года в год находится в Арктике, то вековой ход оказывается заметно связанным не только с межширотными градиентами, но и с самими температурами высоких широт. Влияние солнечной активности на осадки (если оно имеется) должно проявляться в значительной мере через полярные льды, что подтверждается работой Н. И. Яковлевой [9]. Сложность опосредования факторов колебаний осадков приводит к тому, что связи с солнечной активностью могут оказаться даже более завуалированными, чем в колебаниях температуры.

Применяя метод, введенный в [10], оценки относительной частоты появления циклов данной длительности внутри обширных районов и «действия» циклов (произведения вероятности циклов на их среднюю амплитуду), получены суммарные спектрограммы вероятности циклов и их действий по следующим частям земного шара: 1) территория СССР; 2) Западная Европа и Средиземное море; 3) Африка к югу от 25° с. ш.; 4) Восточная Азия (Китай, п-ов Корея, Япония); 5) Гренландия, Канада, США; 6) Мексика, Центральная Америка, Вест-Индия.

Рассмотрим суммарные характеристики основных циклов осадков на территории северного полушария, которые могут оказаться связанными с солнечной активностью.

Цикл длительностью $5\frac{1}{2}$ лет (5—6 лет) хорошо выражен на территории Северной Америки (преимущественно в правобережных районах) и в зарубежной Азии. В последнем районе вблизи экватора лучше выражен цикл длительностью 4—5 лет. На северном побережье Южной Америки амплитуда цикла 5—6 лет велика, но проявление цикла ограничивается небольшими компактными областями. Во всех других районах он относительно редок.

Цикл длительностью 11 лет (от 10 до 11 лет) четко выражен в Африке (уступая по частоте и амплитуде лишь циклу длительностью 7—8 лет), в Южной Азии (уступая 5—6- и особенно 4—5-летнему). Его следы заметны также в Китае, Корее и Японии. Он довольно часто встречается в Западной Европе (однако, уступает 4—5-летнему) и реже на территории СССР. Здесь, однако, лучше выражены циклы 9—10 и особенно 6—7 лет.

Главный максимум повторяемости цикличности в области относительно высоких частот в СССР и Юго-Западной Азии приходится на несолнечную частоту — 14—15 лет. В восточных районах северного полушария Старого Света подобный цикл также выделяется, хотя не столь резко. Применение автокорреляции исключает возможность объяснения распадением 22-летнего цикла на 14 и 8-летние колебания, так как в последнем случае он не выделялся бы столь резко на коррелограмме.

Связь осадков Экваториальной Африки с 11-летним циклом солнечной активности отмечалась многими авторами. Еще В. Ю. Визе [11] отмечал подобную связь в колебании уровня озера Виктория, зависящего от осадков своего бассейна. На нем же впервые было показано исчезновение гелиогеофизической связи. Позднее оказалось, что эта связь не исчезла, а изменила знак. Как показано В. И. Дугиновым [13], например, в Аккре не только обнаруживаются четкие связи осадков с 11-летним циклом (и по амплитудам и по фазе), но не получается обращения этой связи в 20—30-е годы; что несколько необычно для этого типа связи. Само обращение связи там, где оно есть, В. И. Дугинов объясняет сдвигом областей атмосферной циркуляции определенного типа.

В Америке цикл длительностью около 11 лет выражен сравнительно слабо и наблюдается преимущественно вблизи восточного побережья, но довольно распространен цикл несколько большей длительности (12—13 лет). Циклы 12—13 лет появляются в отдельных узких зонах вытянутых вдоль широты в западной части материка: 1) в южной части Аляски и прилегающей к ней территории Канады; 2) вблизи границы Канады и США; 3) вблизи границы США и Мексики.

На побережьях Карибского моря, в северной части Южной Америки и за ее пределами циклы 9—10 и 12—13 лет встречаются попеременно. Видимо, различие в длинах циклов лежит в пределах ошибок их определения.

Циклы в интервале 20—22 года хорошо выражены в СССР и в Южной Азии (в последнем районе они преимущественно более короткие). В северной Индии, Восточной Азии и в Ираке они

также выражены, но более слабо. В Африке циклы колеблются в более широком временном диапазоне. В Западной Европе подобные циклы встречаются редко. В СССР, передней Азии и в Африке повторяемость этой группы циклов имеет два близких максимума частот: в СССР 21—22 и 19—20, в Африке 22—23 и 19—21. Связь этих циклов с солнечной активностью и интенсивностью атмосферной циркуляции для территории СССР исследована Л. А. Кудрявцевой [14, 15, 16]. Показано, что эти циклы формируются за счет дней с крупными осадками, вызываемыми обострением термических контрастов, а в обычных циркуляционных характеристиках плохо выражены. Связь их фазировки с солнечной активностью в основном подтверждается.

В средних частотах вершина «действия» заметна в передней Азии, в интервале 24—25 лет (уступающая, однако, действию циклов 14—15 лет). Этот же цикл выражен и в Южной Азии, но менее резко. В Европе преобладают циклы длительностью 25—40 лет, уступающие по действию только циклам длительностью 50—60 лет.

В области низких частот почти повсеместно преобладают циклы длительностью 50—60 лет. Лишь в передней Азии, где эти частоты слабо выражены, наиболее часты циклы длительностью 40—50 лет, а в Африке слабо выражены циклы 60—80 лет. Совокупность циркуляционных характеристик для территории СССР, приведенная в [10], дала вершины действия в интервале 10—11 лет, 14—15, а также 24—25 лет (выраженная в преобразованиях типов атмосферной циркуляции по Г. Я. Вангенгейму с участием процессов формы W). Последняя, по данным Л. А. Кудрявцевой [14], не когерентна с солнечными циклами, и ей не следует приписывать связь с солнечной активностью, как это делают некоторые авторы. В области низких частот преобладают циклы длительностью 80—100 лет (более близкие к солнечному, чем в большей части низкочастотных циклов осадков).

Таким образом, проявление группы циклов, которое можно связать с солнечной активностью в поле осадков, довольно четкое. Однако, они являются не единственными циклическими колебаниями и даже в среднем не преобладают по действию и амплитуде (в отдельных районах они могут являться преобладающими). Вековые же циклы оказываются короче солнечных, и детальный анализ [18] позволяет в ходе ледовитости северных морей выявить и колебания, связанные с солнечными.

В Америке вековые циклы четко выражены лишь на самом севере (в частности, в южной части Гренландии). Но большая часть этого района не освещена длительными рядами наблюдений и остается нами не исследованной. В остальных частях материка вековые циклы по сравнению с Евразией отличаются меньшей амплитудой. Их длительность также оказывается около 60 лет.

Однако исследование рядов на северо-востоке США за весь период наблюдений (около полутора столетий), позволяет констатировать и более длительные колебания в интервале 80—100 лет

в холодный и 80—120 лет в теплый период. Впрочем, амплитуды их по-прежнему невелики. Интересно, что небольшая амплитуда вековых колебаний осадков по полугодиям не помешала возникновению в США векового хода урожайности, хорошо скоррелированного с вековым ходом крупных дефицитов осадков. Видимо, в вероятности засушливых явлений в отдельные сезоны этот ход лучше выражен, чем в средних величинах; особенности эти связаны с неодновременностью наступления минимумов. По Л. А. Вительсу, в среднем за год и за лето, наименьшая частота дефицитов получилась в 10-е годы в начале весны, осенью — в 20-е и зимой в 90-е годы. В целом минимум осадков в США наблюдался в вековом ходе в те же даты, что и в Европе (30-е годы и начало столетия), и, как показано в [19], обнаруживается, как для векового хода осадков в Евразии, связь с меридиональными градиентами температур.

При картографическом анализе цикличности осадков видно, что циклы, связываемые обычно с Солнцем (22, 11, $5\frac{1}{2}$ лет), проявляются в основном в трех широтных зонах: на севере на широтах $50\text{--}70^\circ$, в средних широтах $30\text{--}50^\circ$ и слабо выраженная полоса во внутритропической зоне. Между этими полосами прослеживается явное исчезновение указанной цикличности, однако, на побережьях Тихого и Атлантического океанов эти зоны сливаются. В этих полосах наблюдаются различия в фазах проявления этой цикличности. В северной полосе также имеется тенденция к раздвоению.

Географическое распределение циклов указанного семейства мы будем рассматривать, опираясь на выделившиеся полосы, начиная с самой северной.

По самому северу Европы (Исландия, Ян-Майен) проявляются, правда, не очень четко, циклы 20—27 лет; 11-летний цикл заметен на западе Исландии и в основном зимой на севере Скандинавии. На севере Европейской территории СССР хорошо выражен 22-летний цикл. Область его проявления сливается на западе со второй подзоной. За Уралом этот цикл распадается на $5\frac{1}{2}$ -летние обертоны, а восточнее до р. Яны пропадает вовсе. На северо-востоке Азии вновь проявляется 11-летняя цикличность, местами с очень большими амплитудами (на коррелограмме 30%). Во второй подзоне 11-летний цикл выражен в Великобритании и Ирландии. В средней Европе это семейство не проявляется и лишь начиная с берегов Балтийского моря сразу возникают 11- и 22-летние циклы с большой амплитудой (последний до 22%). Вблизи 30-го меридиана, в интервале $60\text{--}52^\circ$ с. ш. появляется и $5\frac{1}{2}$ -летний цикл с небольшой амплитудой. Восточнее 11- и 22-летние циклы в этой подзоне исчезают и появляются вновь в бассейне р. Камы. В бассейне Иртыша к ним присоединяется и $5\frac{1}{2}$ -летний, распространяющийся на север до побережья Карского моря. Вдоль среднего и верхнего течения р. Оби эта цикличность прерывается от Красноярска до Нерчинского завода, вновь появляется 11-летний цикл, сопровождаемый в Прибайкалье и $5\frac{1}{2}$ -летним.

В средней зоне 22-летний цикл виден на Пиренейском полуострове и на западе Франции, а также в районе Альп. Местами (особенно в промежуточных районах) виден 11-летний, а на побережьях Бискайского залива — 5 $\frac{1}{2}$ -летний циклы. Восточнее цикличность этой длительности прерывается, вновь появляется на побережьях Черного и Каспийского морей, на Волге (к югу от Саратова), в низовьях Урала и на всей Средней Азии, начиная с бассейна р. Сырдарьи, 5 $\frac{1}{2}$ -летний цикл в этой зоне заметен на северо-восточном и восточном побережьях Черного моря, а также в Тянь-Шане; 11-летний цикл проникает в Иран, а 22-летний — в Аравию до Маската, характеризуя там южную зону. 5 $\frac{1}{2}$ -летний цикл отдельными пятнами появляется в низовьях р. Нил, на побережье Персидского залива и в бассейне р. Инд. Более восточную часть южной зоны, Центральную Азию, оставляем без рассмотрения за отсутствием информации. Южнее этой зоны 22-летний цикл проявляется в Гималаях и в низовьях р. Ганг, 11-летний — в районе Горакхпура и Аллахабада, а также в северо-западной части Индокитайского полуострова. На Дальнем Востоке все зоны сливаются. 22-летний цикл проявляется в полосе от севера Японии, через Корею, нижнее течение р. Хуанхе, восточную часть бассейна р. Янцзы до востока Индокитая. Амплитуда его, однако, невелика. На этом фоне в Индокитае проявляется и 11-летний цикл. 5 $\frac{1}{2}$ -летний цикл возникает на периферии названной полосы, в Японии, средней части Китая, на восточном побережье Индокитая, севернее Филиппин, на западе Калимантана и Сулавеси. Здесь также полоса, начавшаяся в умеренных широтах, входит во внутритропическую зону. В остальных частях внутритропической зоны можно заметить (не везде четкое) проявление 22-летнего цикла. 11-летний цикл на западе Африки виден в районе Батерста и Калабара, а от Гвинейского залива эта область, по-видимому, распространяется на восток, и за водоразделом рек Нила и Конго подтверждается наблюдениями. На Абиссинском нагорье цикл 5 $\frac{1}{2}$ лет. 22-летний цикл вновь появляется в Бенгальском заливе, а на Андаманских островах, в Индонезии появляется уже ранее упомянутый 5 $\frac{1}{2}$ -летний, и 11-летний цикл юго-восточнее на Суматре. В отдельных пунктах вне указанных областей также появляются представители этого семейства, но когда они оторваны от процессов обширной зоны, надежность выявленных циклов оказывается небольшой и их существование требует дополнительных доказательств. В Америке циклы, близкие к солнечным, распространены повсеместно, но 5 $\frac{1}{2}$ - и 10—13-летние циклы встречаются чаще, чем 22-летний, который вообще выражен слабо.

Переходим к анализу вековых (60—80 лет и более) и внутривековых (30—40 лет) циклов, близких к циклам, ранее выявлявшимся Э. Брикнером, А. В. Шнитниковым [12] и др. В одной из предыдущих работ на основании географического распределения циклов различной длительности и их амплитуд было сделано заключение, что во многих случаях внутривековые циклы являются обертонами вековых, что, однако, не исключает возможность и их

самостоятельного появления, особенно во внутритропической зоне, куда вековые циклы практически не распространяются. Характер распределения подобных циклов существенно отличен от других, в создании которых предполагается участие солнечной активности. Происходит это, в первую очередь, потому, что по ряду признаков, особенно по дислокации амплитуд, вековые циклы непосредственно связаны с колебаниями температурного режима Арктики (ледовитостью) и, возможно, с солнечной активностью. По указанной причине заметно различается распределение вековых циклов зимой и летом. В умеренных широтах Евразии, вековые колебания осадков, как правило, более длительны. В субтропической зоне Евразии и Северной Америки иногда вековой цикл может быть более четко выражен в теплый период.

Наибольшие амплитуды внутривековых циклов располагаются преимущественно по периферии областей больших амплитуд вековых циклов, но в отличие от последних, эта цикличность проникает и во внутритропическую зону, нередко сохраняя довольно высокую корреляцию с температурным режимом Арктики. Для циклического процесса с малым числом реализаций не исключено, что корреляция вызвана простым совпадением фаз независимых процессов сходной длительности. Однако, подобных совпадений много, а механизм их влияний (сдвиги циркуляционных зон, изменение меридиональных и зональных градиентов температуры, изменение соотношений между общециркуляционными и муссонными составляющими процессов) часто можно предвидеть. Количественно же эти механизмы изучены недостаточно.

Как уже говорилось, важной особенностью вековых циклов является то, что эти колебания в Старом Свете отличаются большей амплитудой, чем в Северной Америке, кроме юга Гренландии и, возможно, Канадской Арктики. Последний район, однако, длительными наблюдениями почти не освещен. Кроме того, из-за суровости климата осадки наблюдаются не вполне надежно, и поэтому наличие в них больших вековых колебаний может оспариваться. Правда, сходство векового хода в Исландии, на Ян-Майене и в Ивигуте не дает оснований ожидать существенных неточностей в оценке векового хода осадков, что же касается ослабления или даже исчезновения векового хода осадков в более северных районах Гренландии, то это явление, хотя и находит объяснение в том, что эти районы уже удалены от фактической границы льдов, где колебания ледовитости должны сказываться на метеорологическом режиме наиболее сильно, но могло быть вызвано и нарушением однородности рядов наблюдений.

Перейдем к анализу географического распределения вековых и брикнеровских циклов. В холодную часть года наибольшие амплитуды (более 40% на коррелограмме) наблюдаются в двух районах: 1) на правобережье нижней Оби и 2) в южной Гренландии и на Ян-Майене. Длительность этого цикла на севере Сибири около 80 лет, южнее — 55—60 лет (кроме Вилюйска, где цикл получился равным по длительности 80 годам, но здесь достаточно

трудно гарантировать однородность ряда). К западу по данным существующей, недостаточно полной информации амплитуда вековых циклов несколько уменьшается, но вблизи юга Гренландии возрастает вновь. Что происходит в Канадской Арктике сказать трудно, но на севере Аляски амплитуда векового хода осадков существенно уменьшается (с точностью до ошибок, обусловливаемых несовершенством методики измерений осадков).

Амплитуды более 15% доходят на востоке до хребтов Верхоянского, Станового и Джугджура, на юге до Благовещенска и севера Байкала, пересекают Енисей около 60-й параллели, Обь в пределах Алтая, западнее идут вдоль водораздела Казахской складчатой страны, а к северу расположена область амплитуд векового цикла, достигающих 30—40%. Еще западнее изоамплитуда 15% пересекает р. Урал у Уральска, р. Волгу у Саратова и затем поднимается к северу, пересекая р. Сухону восточнее Вологды, Онежское и Ладожское озера, проходит по югу Финляндии и далее через Балтику по южному берегу Северного моря. Внутри этой области имеются области меньшей амплитуды векового цикла. Они тянутся от Ханты-Мансийска до Архангельска и м. Нордкап и от Оренбурга и Тобольска на Исландию и юг Гренландии. Южнее этой области намечается новая полоса повышенных амплитуд: от Азорских островов через Бретань, Париж, Берлин, Варшаву и большую часть Украины. С юга эта полоса ограничивается р. Луарой, северными предгорьями Альп, Карпат, северным побережьем Черного моря, затем эта изоамплитуда поворачивает к Западному Бугу и идет на Калининград. Во всех рассмотренных областях преобладающая длительность векового цикла около 60 лет. Большая длительность этого цикла на северо-западе Сибири была отмечена выше, но наибольшая длительность цикла (более 90—100 лет) получилась для Ташкента, где его амплитуда 31%, и наблюдается обратная фаза. В более восточных районах Тянь-Шаня и на Алтае при той же длительности цикла его амплитуда мала. Области больших амплитуд брикнеровских циклов (30—40 лет) имеются в Алжире и на Адриатическом море, в средней части Европы, в Финляндии, на юге Скандинавии, в Польше, в северо-восточной части Казахстана, в низовьях Амударьи, в Прибайкалье, в бассейнах рек Амура и Усури и в районе Якутска и вообще на периферии проявлений векового цикла, где его амплитуда становится меньше. Отдельные области повышенных амплитуд этого цикла во внутритропической зоне из-за изолированности могут быть взяты под сомнение.

Как уже говорилось выше, на материке Америки вековые циклы имеют сравнительно небольшие амплитуды. На Тихоокеанском побережье циклы от 60 до 150 лет местами достигают по амплитуде 15%, а на северо-востоке США циклы длительностью от 60 до 120 лет имеют амплитуду более 10%. Следы длительных колебаний осадков на севере Канады имеются, но для количественного определения среднего периода и амплитуды наблюдений еще недостаточно. Циклы длительностью 40—50 лет кое-где дают

большую амплитуду, например, на Малых Антильских островах, они превышают 10%, также в средней части Америки и в отдельных пунктах северного побережья Южной Америки. В теплое время года вековые циклы короче и, как правило, выражены слабее, чем в холодное время года. В субтропической зоне центр проявления циклов в теплое время года остается в основном тот же, что и в холодное — к югу от Карского моря (амплитуды более 30%, местами до 50%). На Фарерских островах, Исландии, Ян-Майене и юге Гренландии по-прежнему расположен второй центр больших амплитуд, вероятно не менее мощный, чем первый. Но амплитуды более 15% характерны лишь для севера Евразии. Длина циклов в этой зоне 50—90 лет. Некоторое увеличение амплитуд вековых и брикнеровских циклов получается на юге Скандинавии, в ГДР, ФРГ и Польше (амплитуда до 24%, длина периода 50—60 лет). Этот цикл перемежается с циклом 25—30 лет, имеющим тоже большую амплитуду. Сходная картина получается в Финляндии. Увеличение амплитуды циклов длительностью 40—50 и 25—30 лет заметно в Португалии, Алжире, циклов длительностью 30—40 лет — в Казахской складчатой стране и 80-летнего цикла — в районе озера Зайсан. Во внутритропической зоне циклы длительностью 55—70 лет с амплитудой 16—20% имеют место на севере Калимантана и на Филиппинах. В Америке циклы длительностью от 25 до 40 лет с амплитудой до 18% имеются на Аляске, на Тихоокеанском побережье Канады и в некоторых других районах. Однако большие амплитуды таких колебаний выявлены лишь на отдельных станциях (преимущественно вблизи Мексиканского залива и Карибского моря).

В подавляющем большинстве случаев вековые циклы оказываются значительно короче 80—90 лет и непосредственное влияние Солнца на их возникновение сомнительно. Инерционные процессы в арктических морях, не совпадающие по фазам в различных частях Полярного бассейна, а также несовпадение центров действия вековых циклов в температуре и осадках, объясняют значительное разнообразие проявления вековых циклов в различных районах северного полушария. А сами эти факторы объясняются автоколебаниями, возникающими в системе морских течений, полярных льдов и сопровождающими их особенностями атмосферной циркуляции (см., например [9]), возможно, в какой-то мере регулируемые импульсами солнечной активности. Естественно, что солнечная активность, по-видимому, является лишь одним из факторов, регулирующим течение долговременных процессов и далеко не всегда определяющим окончательную длину цикла. Это хорошо видно на примере ледовитости северной Атлантики за целое 1000-летие, сведенной и опубликованной Кохом и обработанной И. В. Максимовым [20]. Средняя длительность этого цикла определена автором в 83 года, что давало ему основания для сопоставлений с близким по длительности вековым циклом солнечной активности (80 лет). Однако периодограмма, построенная по числам Вольфа с 1749 по 1946 г. и по ледовитости с 1590 по 1930 г., показывает расхожде-

ние в преобладающей длительности цикла уже в 10 лет. Основной период колебаний ледовитости короче 70 лет (хотя довольно часты и 80-летние; и имеется тенденция к появлению цикла 130 лет). Еще более существенные сомнения возникают при анализе самих данных Коха. Из них видно, что с 1540 по 1930 г. было 6 циклов ледовитости средней длительностью около 65 лет, что уже значительно короче солнечного, и если он не менялся по длительности с XX до XVIII в., то расхождение по фазам этих колебаний может достигнуть 90 лет, т. е. фазы одного цикла ледовитости могут попасть на любую фазу солнечного цикла. За более же старый период с 870 до 1540 г. колебания ледовитости были еще короче, хотя иногда между сериями колебаний возникали длительные безледные периоды.

В период с 1450 по 1590 г. было два колебания (средняя длина 70 лет), с 1190 по 1390 г. — четыре колебания (средняя длина 50 лет), с 950 по 1030 г. два колебания (40 лет). В этих условиях сказать трудно, является ли параллелизм хода ледовитости в полярных условиях с вековым циклом чисел Вольфа причинно-следственной связью или случайным совпадением близких по средней длительности циклов. Следовательно, если такая связь и имеется, то влияние солнечной активности на ледовитость является лишь одним из факторов, вызывающим ее колебания и совсем не всегда контролирующим их длительность. Тем более опосредованы связи с солнечной активностью колебаний температуры и осадков. Немудрено также, что циклы последних в основном короче 80-летнего (кроме Западной Сибири и, возможно, некоторых районов Северной Америки).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вительс Л. А. О космической природе двухлетней цикличности. — «Солнечные данные», 1965, № 2, с. 69—75.
2. Рубинштейн Е. С. и Полозова Л. Г. Современные изменения климата. Л., Гидрометеиздат, 1966. 267 с.
3. Полозова Л. Г. О вековом ходе температуры в северном полушарии. — Труды ГГО, 1970, вып. 269, с. 22—35.
4. Полозова Л. Г. Анализ цикличности колебаний средней месячной температуры воздуха в северном полушарии. — Труды ГГО, 1970, вып. 269, с. 36—73.
5. Полозова Л. Г., Сазонов Б. И. О возможной причине современного потепления климата. — Изд. АН СССР, сер. геогр., 1968, № 4, с. 99—105.
6. Геденов А. Д. Изменения температуры воздуха в северном полушарии. Л., Гидрометеиздат, 1973. 146 с.
7. Кондратьев К. Я., Никольский Г. А. Вариации солнечной постоянной по аэротатным исследованиям в 1962—1967 гг. — «Изв. АН СССР, сер. физика атмосферы и океана», 1970, т. 6, № 3, с. 227—238.
8. Дроздов О. А. К вопросу о связи колебаний климата с солнечной постоянной за последние два столетия. — Вестник ЛГУ, 1972, № 2, вып. 4, с. 99—102.
9. Яковлева Н. И. Об автоколебательном характере изменений климата. — «Изв. АН СССР, сер. физика атмосферы и океана», 1969, т. 5, № 11, с. 1212—1214.
10. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР. Л., Гидрометеиздат, 1971. 157 с.

11. Визе В. Ю. Колебания солнечной деятельности и ледовитость арктических морей.— Доклады юбилейной сессии АН СССР. Изд. Главсевморпути, М.—Л., 1945.
12. Шнитников А. В. Внутривековая изменчивость компонентов общей усложненности. Л., «Наука», 1969, 244 с.
13. Дугинов В. И. Особенности режима осадков Западной Африки и их связь с зоной экваториальных западных ветров.— Автореферат диссертации. М., Гидрометцентр СССР, 1971. 24 с.
14. Кудрявцева Л. А. К вопросу об исследовании 20—24-летнего цикла в ходе характеристик атмосферной циркуляции и осадков.— Труды ГГО, 1973, вып. 299, с. 106—115.
15. Кудрявцева Л. А. Цикл 20—24 года в ходе атмосферных осадков и его связь с особенностями атмосферной циркуляции.— Вестник ЛГУ, № 6, сер. геология и география 1, 1973.
16. Кудрявцева Л. А. Цикл 23—24 года в ходе осадков теплого периода над Прибалтикой и центральными районами Европейской территории СССР, его связь с особенностями атмосферной циркуляции и солнечной активностью.— Вестник ЛГУ, № 24, сер. геология и география 4, 1973.
17. Кудрявцева Л. А. Некоторые синоптические условия возникновения осадков над центральными районами Урала и Западной Сибири.— Труды ГГО, 1974, вып. 316, с. 122—135.
18. Дроздов О. А. О возможности климатических прогнозов на основании учета цикличности, обусловленной космическими и земными факторами.— Труды ГГО, 1971, вып. 274, с. 3—26.
19. Бudyко М. И., Винников К. Я. Современное изменение климата.— «Метеорология и гидрология», 1973, № 9, с. 3—13.
20. Максимов И. В. Геофизические силы и воды океана. Л., Гидрометеиздат, 1970. 448 с.
21. Любарский А. Н. К вопросу о реальности вариаций солнечной постоянной в связи с долговременными колебаниями климата.— См. настоящий сб., с. 109—116.

К ВОПРОСУ О СОВМЕСТНОМ АНАЛИЗЕ ЦИРКУЛЯЦИОННЫХ И ГЕЛИОГЕОФИЗИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ ФОРМИРОВАНИЯ ЗАСУХ

В предшествующих работах [4, 5, 6] было указано на значительную обусловленность засух положением года в 11-летнем цикле геомагнитной возмущенности как показателя корпускулярного излучения Солнца. А именно, весенне-летние засухи на Европейской территории СССР (ЕТС), отобранные в каталоге Н. Г. Каменьковой [4], располагаются почти исключительно на восходящей ветви геомагнитного индекса K_p , взятого по каталогу А. И. Оля [3]. Засухи же в Казахстане, отобранные по данным А. С. Утешева [8, 9], группируются на нисходящей ветви K_p . Указанные соотношения статистически совершенно надежны и уже допускают возможность вероятностного прогноза. Так, если общая вероятность засух на ЕТС согласно каталогу Каменьковой составляет 20%, то в годы восходящей ветви она поднимается до 28%, а в годы нисходящей падает до 6%. Обратная зависимость для Казахстана выражается в следующих цифрах: общая вероятность 18%, на восходящей фазе K_p 4%, на нисходящей 42%.

Встает вопрос о повышении этих вероятностей хотя бы для некоторых определенных условий. С этой целью естественно обратиться к использованию циркуляционных показателей. Возможный подход к данному вопросу и рассматривается в настоящей статье. Предварительно рассмотрим некоторые дополнения к ранее полученным данным о засухах и их гелиогеофизических характеристиках.

Засухи в Казахстане в нашей работе 1969 г. определялись по спискам А. С. Утешева, который определял засушливые годы по неурожаям яровой пшеницы со снижением против средней многолетней урожайности на 28% и более. Этот критерий был принят и нами, согласно графикам хода урожайности из года в год (с. 7 [8] и с. 114 [9]). Эти графики являются очень мелкомасштабными, и поэтому мы при отборе засух обращались также к представленным А. С. Утешевым первоисточникам. Указанные графики

построены за период с 1880 по 1939 г. с пропусками 1918, 1919, 1923 гг. Мы могли их использовать с 1887 г. по условиям наличия индексов K_p . Сведения о засухах после 1939 г. взяты нами по Утешеву [9] и по данным, сообщенным Гидрометцентром на 1965 г. Все сказанное относится к списку засух, использованному нами в работе [4], который назовем списком А.

В настоящей статье принят другой список (Б). Он отличается от прежнего только тем, что вместо 1891 г. внесен 1893 г. и исключен 1924 г. При этом нами исправлена опечатка, а именно, вместо 1955 г. следует взять 1945 г. (табл. 44 в [9] и аналогичная таблица в [8], ошибка эта выявляется уже по табл. 53—54 в [9]).

Принципиальные различия списков А и Б заключаются в следующем. Данные А построены по значениям урожайности, средней для всего Северного Казахстана, и представлены в количественном виде графически. Данные Б содержат сведения по западной и восточной половинам Северного Казахстана отдельно (граница — меридиан Петропавловска), но количественных значений урожайности не приводится, сказано только что было существенное снижение урожая.

Разделение обширной территории Северного Казахстана хотя бы на две части представляет большой интерес и с практической и с исследовательской точек зрения. Поэтому нами и был использован список Б. Анализ показал, что засухи в западной и восточной частях по отдельности не увязываются хорошо с ходом K_p , но полная увязка существует для случаев одновременных засух во всем Северном Казахстане.

Соответствие засух списка Б с годами нисходящей фазы K_p еще лучше, чем отмеченное ранее для списка А [4], хотя и то было уже на пределе возможностей обоснования гелиоклиматических связей. В списке А единственным исключением из правила о приуроченности засух в Казахстане только к нисходящей ветви K_p был 1891 г. С переходом к списку Б и это исключение отпадает.

Приводим принятые нами засухи:

1) ЕТС: 1891, 1892, 1906, 1914, **1920, 1921**, 1924, 1936, 1938, 1939, 1946, 1950, **1951, 1957**, 1959, 1968, 1972 гг. Всего 17 случаев.

2) Казахстан (список Б): 1888, 1893, 1900, 1911, **1920, 1921**, 1931, 1932, 1933, 1944, **1951**, 1955, **1957**, 1963, 1965 гг. Всего 15 случаев (жирный шрифт — засухи одновременно на ЕТС и в Казахстане).

3) Одновременные засухи на ЕТС и в Казахстане: 1920, 1921, 1951, 1957 гг. Всего 4 случая (выделенные в пп. 1 и 2), а по списку А еще 1891 и 1924 гг.

Напомним, что в каталог Каменьковой вошли весенне-летние засухи, проявляющиеся в апреле—июне, более поздние засухи в перечень не вошли. Подтверждение весенне-летней засухи в 1968 г. можно найти в [5, 7], засушливость же 1972 г. в подтверждении не нуждается.

При использовании списка засух по Казахстану, например при подыскивании аналогов, следует иметь в виду, что относительно

1944 г. в работах [8, 9] имеются несколько расходящиеся данные — он отнесен к неурожайным в Казахстане в целом, а также в его западной и восточной половинах, вместе с тем указывается, что в центральной части Казахстана увлажнение было достаточным и урожай хорошим. В некоторых источниках указывается, что 1963 г. не был засушливым на западе Казахстана. Это соответствует действительности, но относится только к крайнему западу территории (Актюбинская область), вся остальная площадь западной половины Казахстана была поражена засухой.

Сведения о засушливости 1965 г. имеются в брошюре Е. К. Федорова [10]. Там имеется важное для нас замечание: «Заметный рост

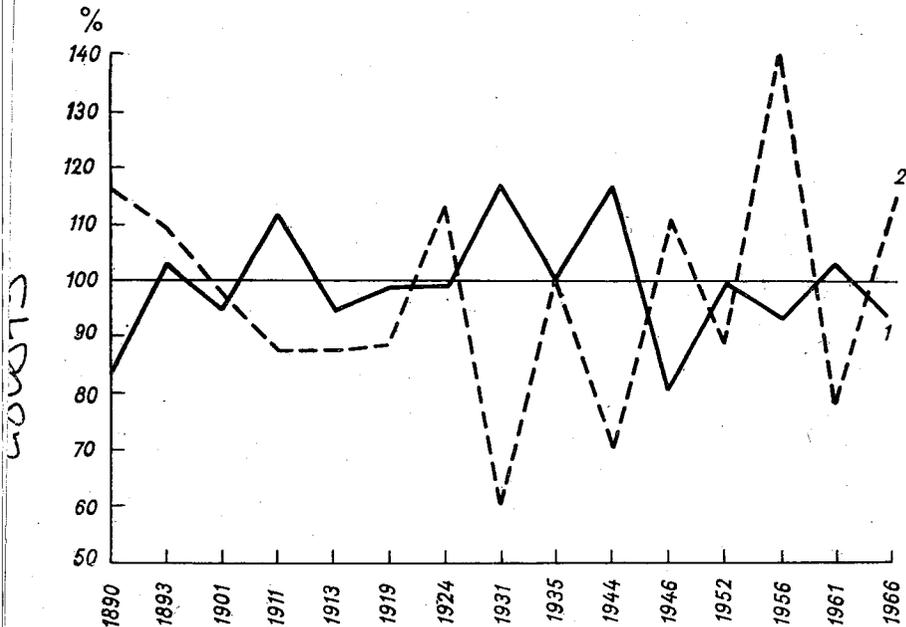


Рис. 1. Среднее количество осадков (в процентах от нормы) в годы восходящей и нисходящей ветвей 11-летнего цикла геомагнитного индекса K_p .
1 — Европейская территория СССР, 2 — Восточный Казахстан.

урожайности, наблюдавшийся в этих районах до 1961 г., сменился спадом в 1962—1965 гг.; начиная с 1966 г. он снова возобновился» (с. 5). Здесь имеются в виду районы Западной Сибири и особенно Северного Казахстана. Указанные как переломные для изменения урожайности, 1961 и 1965 гг. являются годами начала и конца последней нисходящей ветви K_p , т. е. фазы 11-летнего цикла, неблагоприятной для земледелия в Казахстане по причине повышенной засушливости.

Естественно, что зависимость от фазы геомагнитной возмущенности обнаруживается не только в повторяемости засух, но и в величинах атмосферных осадков. Эти величины были подсчитаны как средние для каждой восходящей и каждой нисходящей ветви 11-летних циклов K_p и результаты нанесены на график рис. 1.

По оси абсцисс показаны годы начала каждой ветви: 1890 г. — начало ветви роста, пришедшейся на 1890—1892 гг., 1893 г. — начало ветви спада 1893—1900 г. и т. д. Для ЕТС характерно закономерное чередование повышений и понижений на протяжении всего периода [5]. Для востока Казахстана, по средним данным Семипалатинска и Барнаула, ход кривой близок к зеркальному, кроме интервала 1901—1919 гг.; для запада закономерностей не намечается.

Полученные результаты дали основание к расчету вероятности количества осадков по градациям (норма, дефицит, избыток) отдельно для восходящей и нисходящей ветви индекса K_p . Эти данные вместе с данными по засухам приведены в табл. 1. Градации осадков определялись по принципу равной повторяемости, т. е. в каждую из них вошло $1/3$ всех случаев. В группу «дефицит» отнесена, следовательно, «худшая» треть, т. е. годы с наименьшими осадками. При указанном отборе число дефицитов на ЕТС в 1,6 раза больше, чем число засух, а в Казахстане — в 1,9 раза.

Таблица 1 показывает, что вероятность засух на ЕТС, равная в среднем 20%, в годы восходящей ветви K_p повышается до 28%, а в годы нисходящей ветви падает до 6%. Обратная зависимость для Казахстана выражается в цифрах: при средней вероятности засух, равной 18%, она повышается до 42% на нисходящей фазе и падает до 4% на восходящей фазе. Следовательно, Казахстанские засухи более сконцентрированы во времени, чем разбросанные Европейские, что связано с быстрым протеканием фазы спада K_p по сравнению с фазой роста (отношение 3:5).

Вероятность дефицита осадков на ЕТС в годы восходящей ветви (В) увеличивается до 40% (при средней цифре 33%), а на востоке Казахстана в годы нисходящей ветви (Н) — до 52%. Избыток осадков на ЕТС имеет вероятность 50% в годы Н, а для Восточного Казахстана — 41% в годы В.

Указанные цифры достаточны для учета в долгосрочном прогнозировании, однако не столь значительны, чтобы можно было ограничиваться только ими. Следует учитывать текущую ситуацию и по другим признакам. Одни из них связаны с теми же гелиоклиматическими соотношениями и заключаются в определении вероятности того, насколько возможен период определенной длительности без засухи включая и прогнозируемый год, а следовательно, и в определении вероятности засухи в прогнозируемом году. Важное значение имеет агрометеорологическая информация: состояние снежного покрова, влагообеспеченность почвы, а также состояние озимых посевов.

Однако наибольший интерес в смысле оценки факторов формирования засух имеет анализ характеристик атмосферной циркуляции. Для совмещения их с гелиофизическими указаниями можно рассматривать циркуляционные условия возникновения засух отдельно в годы восходящей и нисходящей ветвей индекса K_p , подобно тому, как это сделано в применении к другому объекту Е. В. Воробьевой и С. Б. Дмитриевой [1].

Таблица 1

Число случаев (лет) с засухой и с различными градациями количества осадков за апрель—июнь на Европейской территории СССР (Е), в Казахстане (К) и на обеих территориях одновременно (ЕК) в годы восходящей (В) и нисходящей (Н) ветвей геомагнитного индекса K_p и общее (О)

	Число лет наблюдений			Число случаев (лет)			Вероятность (%)		
	В	Н	О	В	Н	О	В	Н	О
Засухи									
Е (без ЕК)	53	33	86	13	—	13	25	—	15
Е и ЕК	53	33	86	15	2	17	28	6	20
ЕК	53	33	86	2	2	4	4	6	5
К (без ЕК)	52	31	83	—	11	11	—	36	13
К и ЕК	52	31	83	2	13	15	4	42	18
Градации осадков (Е)									
дефицит	52	30	82	21	6	27	40	20	33
норма	52	30	82	19	9	28	37	30	34
избыток	52	30	82	12	15	27	23	50	33
							100	100	100
Градации осадков (К)									
дефицит	53	33	86	12	17	29	23	52	34
норма	53	33	86	19	9	28	36	27	33
избыток	53	33	86	22	7	29	41	21	33
							100	100	100

Примечание. Период использованных наблюдений: засухи на ЕТС 1887—1972 гг., засухи в Казахстане тот же период с пропусками 1918, 1919, 1923 гг., осадки на ЕТС 1891—1972 гг., осадки в Восточном Казахстане 1887—1972 гг.

Очевидно, в нашем случае при рассмотрении засух на ЕТС следует выделить все годы восходящей ветви K_p , а при рассмотрении засух в Казахстане — все годы нисходящей ветви. В качестве первого приближения к анализу циркуляции при засухах были составлены средние значения числа дней с типами W, E, C по Г. Я. Вангенгейму за месяцы с января по июнь в году засух (1—6) и за два года до засух (месяцы от —1 до —24). В группу засух на ЕТС вошло 13 случаев засух на восходящей ветви, включая и одновременные с Казахстанскими; в группу Казахстанских (нисходящая ветвь) — 12 случаев. По сравнению с данными табл. 1 пришлось исключить первые один-два года из-за отсутствия данных по типам циркуляции.

Ход числа дней с типами циркуляции C, осредненного для указанных 13 случаев Европейских и 12 Казахстанских засух, за время от —24 до +6 месяцев, указан на рис. 2. Аналогичные графики построены также для форм циркуляции W и E. Рисунок 2 показывает, что в течение двух лет, предшествующих засухам, как на

ЕТС, так и в Казахстане, повторяемость циркуляции типа С вообще понижена, понижена она и в первое полугодие лет с засухами на ЕТС. Кривая типа С имеет волнообразный вид, причем фазы колебаний начиная с осени перед годом засух на ЕТС обратны по отношению к засухам в Казахстане. Для некоторых месяцев в промежутке от -24 до $+6$ отклонения числа дней с типами циркуляции по осредненным данным довольно значительны. Можно отобрать эти случаи и проследить, насколько сохраняются соотношения в отдельных годах. Мы пользовались данными не за отдельные месяцы, а в сумме за несколько месяцев. В качестве примера

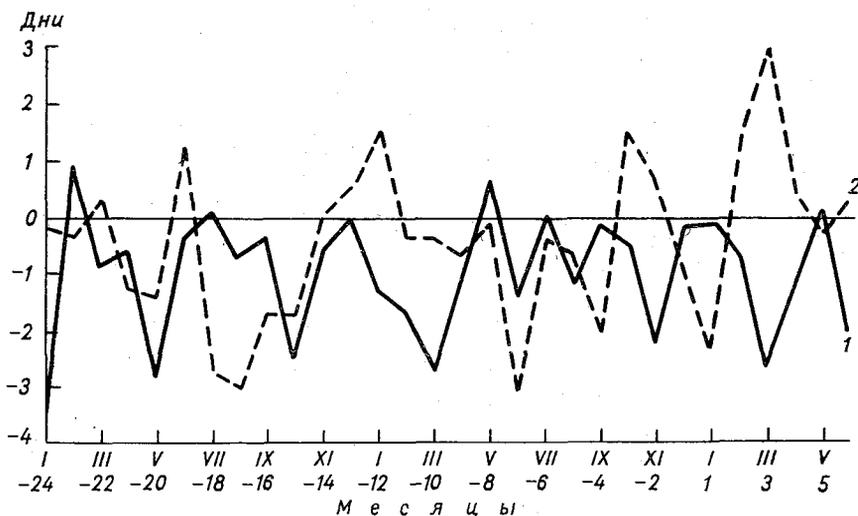


Рис. 2. Среднее число дней с типом циркуляции С (отклонения от нормы).

1 — для группы засушливых лет на Европейской территории СССР, 2 — для группы засушливых лет в Казахстане.

укажем некоторые комбинации для испытания их в качестве прогностических признаков:

- I) W ($-22, -16$), С ($-24, -20, -15$), E ($-22, -20, -15$);
- II) W ($-22, -16$), С ($-24, -20, -15, -10$), E ($-22, -20, -15$);
- III) W ($-22, -16$), С ($-24, -20, -15$), W (-4);
- IV) С ($-18, -17, -16, -15, -6$), W (2).

Первые три группы относятся к засухам на ЕТС (I—III), последняя (IV) — к засухам в Казахстане. Месяцы и типы отобраны по графикам отклонений от нормы (см. рис. 2), но при использовании прогностических групп I—IV мы перешли к самым числам дней с типами циркуляции. Эти числа внутри каждой группы складывались, если они указывали на предстоящую засуху имея отрицательное отклонение от нормы по рис. 2 (например, тип С перед засухой в Казахстане в январе данного года, т. е. за ме-

сяц 1). Если знак соотношения обратный, например для типа С в месяце +3 (март) для засух в Казахстане, то соответствующие числа дней вычитались из общей суммы. Полученная таким образом итоговая сумма и рассматривалась как возможный предиктор, для чего ее значения за каждый год сопоставлялись с отметками наличия или отсутствия засух. Очевидно, при взятом определении предикторов малые итоговые суммы типов циркуляции в группах I—IV могут служить указанием на повышенную вероятность засух, а большие суммы — на пониженную. В некоторой степени такое соотношение действительно имеет место (табл. 2).

Таблица 2

Число лет с засухой и без засухи при значениях предикторов групп I—IV ниже и выше определенных пределов

Группы предикторов	Предел (число дней)	Число лет			Предел (число дней)	Число лет		
		с засухой	без засухи	всего		с засухой	без засухи	всего
I (ЕТС)	—10 и менее	7	5	12	30 и более	—	11	11
II "	0 и менее	9	6	15	20 и более	1	23	24
III "	10 и менее	8	6	14	20 и более	2	27	30
IV (Казахстан)	49 и менее	10	6	16	50 и более	3	12	14

При малых значениях предикторов, указанных в левой части табл. 2, вероятность засух несколько превышает 50%, при больших значениях вероятность засух резко снижается. Последнее соотношение выражено очень четко. Во всяком случае, и те и другие данные могут служить в некоторые годы добавочными прогностическими указаниями при условии, что известна фаза геомагнитного 11-летнего цикла, так как предикторы для ЕТС действительны в годы роста, а для Казахстана — в годы падения индекса K_p . При обратных фазах надобность в предикторах указанного типа отпадает, так как согласно табл. 1 вероятность засух очень мала на ЕТС в годы падения, а в Казахстане — в годы роста K_p , и привлечения показателей циркуляции не требуется.

Описанное применение циркуляционных показателей может быть приложено и к другой их системе. В этой связи отметим, что А. Л. Кац показал очень хорошее согласование характеристик засух на ЕТС с формами атмосферной циркуляции, определенными по его методике [2] при синхронном сопоставлении. Вполне возможно получение и асинхронных связей.

В отношении подготовки засух в Казахстане можно отметить проявление двухлетней цикличности. Это заметно на кривой для Казахстана (см. рис. 2) по данным для января, марта, июня. Специальное рассмотрение этого вопроса также представляло бы интерес.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воробьева Е. В., Дмитриева С. Б. Особенности структуры распределения интенсивности зональной циркуляции в связи с вторжениями корпускулярного потока в магнитосферу.— Труды ГГО, 1973, вып. 299, с. 8—18.
2. Кац А. Л. Необычное лето 1972 года. Л., Гидрометеиздат, 1973. 60 с.
3. Оль А. И. Возмущенность магнитного поля Земли и ее изменения в 11-летнем цикле.— Труды ГГО, 1969, вып. 245, с. 35—48.
4. Покровская Т. В. Синоптико-климатологические и гелиогеофизические долгосрочные прогнозы погоды. Л., Гидрометеиздат, 1969. 254 с.
5. Покровская Т. В. О связи наступления засух на Европейской территории СССР с корпускулярным излучением Солнца.— Труды ГГО, 1973, вып. 299, с. 126—135.
6. Покровская Т. В., Мандель Д. Г. О связи количества осадков на Европейской территории СССР и в Северном Казахстане с геомагнитной активностью и возможность вероятностного прогноза осадков.— Труды I-го Всесоюзного совещания «Солнечно-атмосферные связи в теории климата и прогнозах погоды». Л., Гидрометеиздат, 1974, с. 347—352.
7. Уланова Е. С. Значение майских осадков для урожая озимой пшеницы в степных районах Украины и Северного Кавказа.— «Метеорология и гидрология», 1966, № 5, с. 17—25.
8. Утешев А. С. Засуха и урожай хлебов. Алма-Ата, изд-во «Кайнар», 1965. 60 с.
9. Утешев А. С. Атмосферные засухи и их влияние на природные явления. Алма-Ата, изд-во «Наука» Казахской ССР, 1972. 176 с.
10. Федоров Е. К. Погода и урожай. Л., Гидрометеиздат, 1973. 57 с.

НЕКОТОРЫЕ ПУТИ УВЕЛИЧЕНИЯ ЗАБЛАГОВРЕМЕННОСТИ МЕСЯЧНЫХ И СЕЗОННЫХ ПРОГНОЗОВ ПОГОДЫ

Повышение эффективности метеорологического обеспечения народного хозяйства долгосрочными прогнозами погоды в последние годы уделяется большое внимание. Усилия многих научно-исследовательских учреждений и отдельных ученых сосредоточены в основном на совершенствовании существующих и разработке новых методов месячных и сезонных прогнозов. При этом с целью наиболее полного использования прогностической информации, содержащейся в исходном для прогноза макросиноптическом положении, месячные и сезонные прогнозы разрабатываются с заблаговременностью, близкой к «нулевой».

В то же время повышением заблаговременности этих прогнозов (при сохранении, разумеется, их существующей оправдываемости) можно получить больший эффект за счет увеличения оперативного времени, необходимого потребителю для принятия мер по снижению потерь от неблагоприятных метеорологических условий. Это обстоятельство, в свою очередь, приведет к расширению сферы применения долгосрочных прогнозов погоды и числа их потребителей.

Вопросы увеличения заблаговременности долгосрочных прогнозов погоды разработаны еще слабо. Недостаток внимания к этой важной задаче, в известной степени, объясняется неточным пониманием пределов предсказуемости состояния атмосферы. В настоящее время предел предсказуемости обычно определяется как промежуток времени, в течение которого прогноз индивидуальных процессов (дискретных значений метеоэлементов) дает дополнительную информацию сверх той, которую дает их статистическое описание [6].

Поскольку пределы предсказуемости до последнего времени определялись на основе решений систем уравнений гидротермодинамики, где используется только информация об исходном «мгновенном» состоянии атмосферы, вообще говоря предостаточно полная, то существующие оценки (3—4 недели) следует рассматривать

как оценки снизу. Совершенствование прогностических схем, привлечение новых характеристик исходного состояния атмосферы и космической среды, безусловно, приведет к увеличению этого предела. Если же использовать для описания исходного состояния не результаты наблюдений за отдельные сроки, а осредненные данные, например за декаду или месяц, то предел предсказуемости таких осредненных характеристик будет существенно большим.

Первая попытка увеличить заблаговременность прогноза погоды на месяц принадлежит основоположнику синоптических долгосрочных прогнозов погоды Б. П. Мультановскому. Им было высказано предположение, что погода в ограниченном районе является результатом воздействия центров действия атмосферы [7, 8]. Эта концепция была положена в основу разработанного метода, позволившего впервые увеличить заблаговременность прогнозов до 4—5 месяцев. Иными словами, учет глобального масштаба процессов является одним из путей увеличения предела предсказуемости, а следовательно, и заблаговременности прогнозов.

Этот предел может быть увеличен также путем использования ритмических, циклических проявлений в атмосфере, закономерностей последовательного развития макропроцессов. Существующие методы долгосрочных прогнозов в основном и базируются на этих принципах. Заблаговременность, например, макроциркуляционного метода прогноза, разработанного Г. Я. Вангенгеймом и А. А. Гирсом, доведена до 10 месяцев. В основу его положены процессы глобального масштаба и закономерности их преемственного преобразования [4].

Л. А. Вительс [1], исходя из наличия в атмосфере процессов большого пространственно-временного масштаба и используя в качестве характеристики барико-циркуляционного режима аномальное развитие процессов цикло- и антициклогенеза в 1-м естественном синоптическом районе (ЕСР), разработал метод прогноза месячных сумм осадков и речного стока, увеличив заблаговременность до 4—5 месяцев при успешности, превышающей уровень случайного прогноза.

Примерно до такого же срока увеличена заблаговременность в методе Т. В. Покровской [10], в котором за основную характеристику принята атмосферная циркуляция, выраженная количественно в аномалиях числа дней с типами циркуляции по Г. Я. Вангенгейму. В обоих этих методах принимается во внимание состояние атмосферной циркуляции в определенные «ключевые» месяцы.

Но не все процессы глобального масштаба одинаково информативны. Определяющее значение могут иметь такие глобальные процессы, которые имеют физические предпосылки либо к сохранению информации в течение длительного времени, либо к восстановлению ее через определенные промежутки времени. К ним можно отнести закономерности сопряженности атмосферных процессов различных частей полушария или земного шара. При этом не следует понимать под сопряженностью только непосредственную передачу возмущений в тропосфере из одной части полушария в другую.

Изменение циркуляции над Атлантическим океаном, например, может привести к перестройке поля температуры и циркуляции его поверхностных вод, а это, в свою очередь, к изменениям циркуляции над Евразией. Очевидно, такой опосредствованный процесс сопряженности будет иметь существенно большие временные масштабы по сравнению со временем передачи возмущений в пределах атмосферы.

Исходя из таких представлений в результате выявленных закономерностей сопряженности, несколько лет назад нами были получены простейшие прогностические зависимости, представляющие суть двухлетней цикличности, которые позволили прогнозировать аномалии температуры и осадков над ЕТС и Западной Сибирью с заблаговременностью больше года [2]. При этом большое значение придавалось интенсивности зональной циркуляции в средней тропосфере, потому что, во-первых, она отражает энергетическую сторону глобального процесса циркуляции, во-вторых, учет интенсивности циркуляции в западной части полушария может быть косвенно предусмотрен характер обратной связи океан—атмосфера через длительный промежуток времени.

Кроме того, принималось во внимание и то обстоятельство, что если имеется влияние внешних факторов, в частности солнечной активности, то оно должно прежде всего проявиться вблизи геомагнитного полюса, именно в западной части полушария.

Таким образом, учет опосредованной сопряженности атмосферных процессов может быть использован в целях увеличения заблаговременности месячных и сезонных прогнозов. Подтверждением этого являются асинхронные связи полей облачности над Атлантическим океаном и Европой, полученные недавно Ш. А. Му-саеляном [9].

На основе закономерностей сопряженности атмосферных процессов западной и восточной частей северного полушария и циклических колебаний в интенсивности зональной циркуляции около 10 лет назад был разработан способ прогноза средних месячных аномалий температуры и осадков, позволивший прогнозировать с заблаговременностью более года [2, 3]. По существу, здесь использована двухлетняя цикличность, проявляющаяся в корреляции между предиктором и предиктантом. При этом обнаружили циклы более длительного порядка, а именно 3—4- и 7—9-летние.

С целью выяснения возможности использования этих связей для прогнозов были рассчитаны пространственные и временные корреляционные функции, на данном этапе качественные, опреде-

ляемые по формуле $\rho = \frac{n_+ - n_-}{n_+ + n_-}$, где ρ — качественный коэффи-

циент корреляции, n_+ , n_- — число совпадений и несовпадений знака аномалий предиктора и предиктанта. Обработка проведена по данным сети станций для всех месяцев года со сдвигом в один месяц в интервале времени 3,5 года. Для примера на рис. 1 приведены кривые корреляционных функций для июня по ст. Москва, Оренбург, Целиноград. В ходе всех кривых обнаруживается сходство,

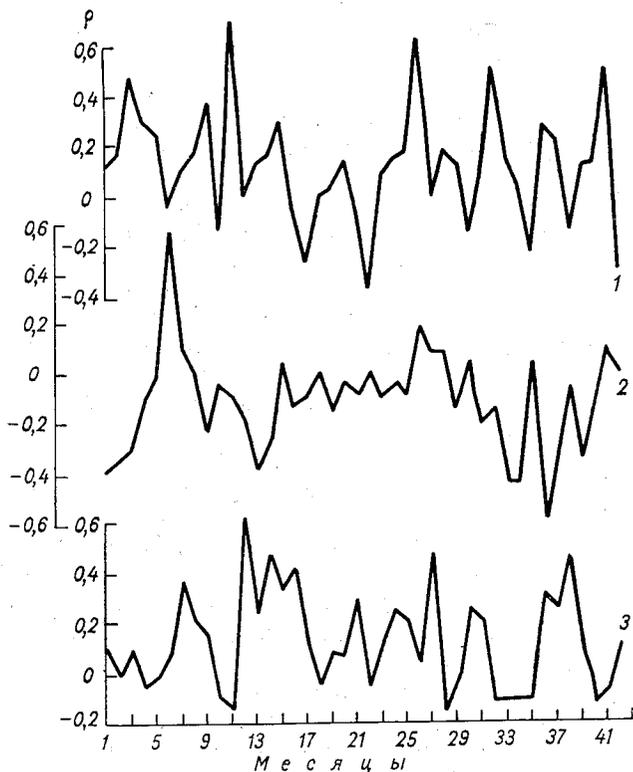


Рис. 1. Корреляционные функции (ρ) аномалий средней месячной температуры. Июнь.

1 — Москва, 2 — Оренбург, 3 — Целиноград.

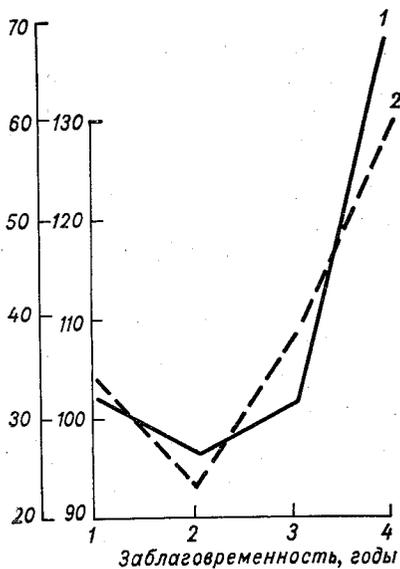


Рис. 2. Число значимых связей (предикторов) для отдельных месяцев в предшествующие 1, 2, 3, 4-й годы.

1) $\rho \geq 2\sigma$, 2) $\rho \geq 3\sigma$.

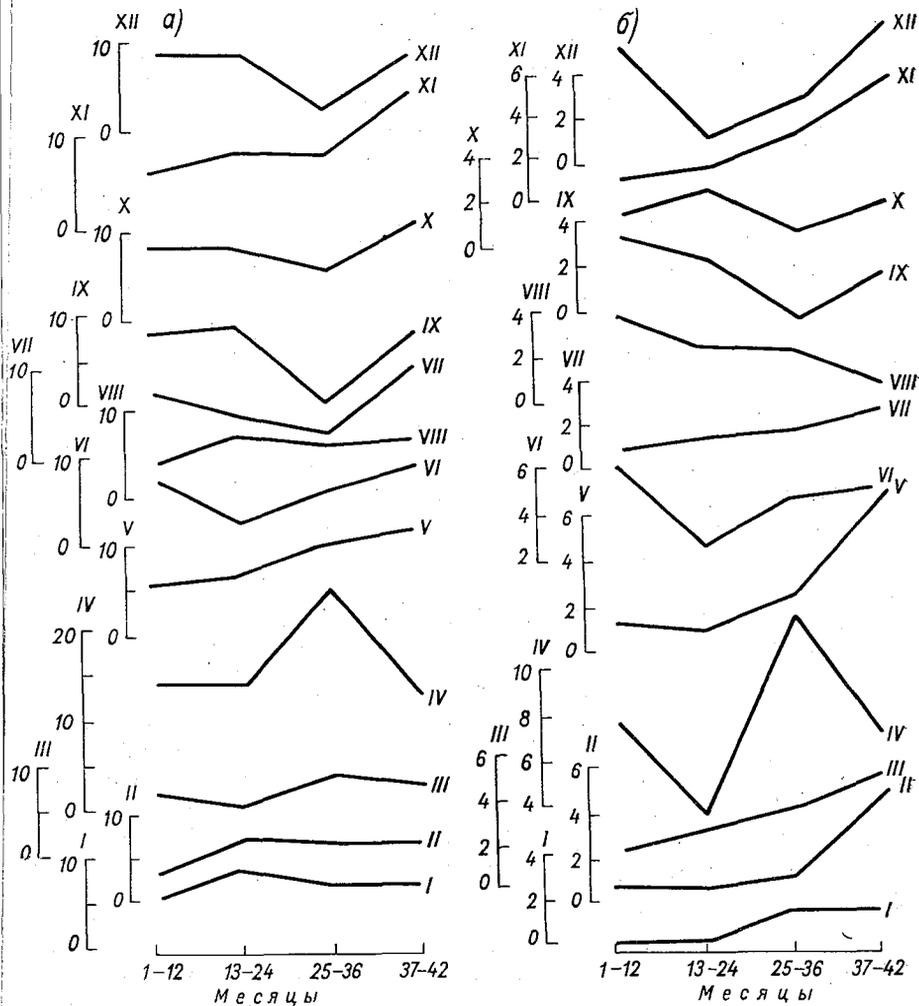


Рис. 3. Число значимых связей (предикторов) в совокупности для всех месяцев.
 а) $p > 2\sigma$, б) $p > 3\sigma$.

закрывающееся в том, что связь с более отдаленными месяцами не только не ослабевает, но и имеется в определенные периоды тенденция к ее усилению. Так, для Москвы ρ превышает $3\sigma_\rho$ в 26, 32, 41 месяцах, а с 26-месячной заблаговременностью $\rho \geq 4\sigma_\rho$, т. е. весьма мала вероятность того, что связь случайная $\left(\sigma_\rho = \frac{1 - \rho^2}{\sqrt{n}}\right)$.

Эта особенность охватывает значительные пространства как в совокупности по всем месяцам, так и по данным отдельных месяцев. Последнее иллюстрируется рис. 2, где приведено число (%) статистически значимых связей в предшествующем первом (1—12), втором (13—24), третьем (25—36) и четвертом (37—42) годах в совокупности по всем станциям. В ряде месяцев число значимых связей меньше в первый предшествующий год, особенно для января, февраля, мая, июля, ноября. Для зимних месяцев (декабрь, январь и февраль) больше значимых связей во втором предшествующем году. Апрель месяц выделяется значительным увеличением числа значимых связей в период от двух до трех лет. Для семи месяцев из двенадцати больше значимых связей в третьем году. В совокупности по всем месяцам распределение числа значимых связей представлено на рис. 3, который дает достаточно четкое представление о том, что информативность принятого предиктора сохраняется в определенные, довольно отдаленные от прогнозируемого, интервалы времени.

Пространственное распределение числа значимых предикторов (указаний) показало, что для вегетационного периода по Казахстану больше всего указаний во второй группе (заблаговременность от 1-го до 2-х лет), и почти отсутствуют надежные указания для прогноза с очень большой заблаговременностью. Указаний из третьей группы (25—36 месяцев) больше всего на юго-востоке ЕТС (Оренбург, Ростов-на-Дону). Из группы 4 (37—42 месяца) больше всего указаний для центральных и западных районов ЕТС. Для юго-востока они отсутствуют совсем. Отсюда следует, что для северо-западных, западных и центральных районов имеется больше оснований для надежного прогноза с заблаговременностью более 3,5 лет, или иначе, для этих районов лучшая прогностическая информация имеется за 3,5—4 года. Для южных районов ЕТС и западной части Казахстана с большей уверенностью можно прогнозировать с заблаговременностью от 2 до 3 лет.

На основании полученных материалов в опытном порядке составлены прогнозы аномалий средней месячной температуры и осадков на вегетационный период 1974, 1975, 1976 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вительс Л. А. О построении долгосрочного гидрометеорологического прогноза на синоптической основе.— Труды III Всесоюзного гидрологического съезда, т. II. Л., Гидрометеиздат, 1959, с. 697—704.
2. Воробьева Е. В. Сопряженность атмосферных процессов в северном полушарии. Л., Гидрометеиздат, 1962. 113 с.

3. Воробьева Е. В. Циклические изменения интенсивности зональной циркуляции в средней тропосфере и их временные вариации.— Труды ГГО, 1967, вып. 211, с. 56—67.
4. Гирс А. А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. Л., Гидрометеониздат, 1974. 487 с.
5. Макаревич Т. Н., Ефимова З. А., Савина Л. К. Долгосрочные прогнозы продолжительности ледовых явлений на Дунае.— Труды ГГИ, 1972, вып. 197, с. 3—24.
6. Монин А. С. Прогноз погоды как задача физики. М., «Наука», 1969. 184 с.
7. Мультиановский Б. П. Влияние центров действия атмосферы на погоду Европейской России в теплое время года. I. Засухи. Геофиз. сб., 1915, т. 2, вып. 3, с. 73—97.
8. Мультиановский Б. П. Основные положения для деления Европейской России на районы по воздействиям полярного центра действия атмосферы.— Изв. ГГО, 1920, № 3, с. 31—35.
9. Мусаелян Ш. А. Использование спутниковой информации об облачности в целях долгосрочного прогноза погоды. М., Гидрометцентр СССР, ГУГМС, 1974, с. 1—33.
10. Покровская Т. В. Синоптико-климатологические и гелиогеофизические долгосрочные прогнозы погоды. Л., Гидрометеониздат, 1969. 255 с.
11. Соколова А. П. Результаты оценки прогнозов месячных сумм осадков с большой заблаговременностью.— Труды ГГО, 1970, вып. 258, с. 110—113.

ГОДОВЫЕ КОЛЕБАНИЯ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ

Существование годовой волны давления над большей частью земного шара до недавнего времени считалось естественным и обычно причины, порождающие эту волну, сводились только к годовому циклу в приходе солнечной радиации.

В последнее время появляются работы [2, 3, 8], в которых авторы ставят под сомнение тот факт, что 12-месячная цикличность объясняется только термическими факторами.

Так, в работе Е. П. Борисенкова и В. Г. Семенова [2] 12-месячную цикличность, обнаруженную впервые в температуре воды Северной Атлантики, авторы не связывают с годовым циклом, поскольку использовались аномалии температуры заведомо исключают годовую ход. По-видимому, при различной изменчивости температуры в разные месяцы года переход к аномалиям не исключает всех проявлений годового хода.

В работе В. И. Бышева [3] исследовались годовые волны атмосферного давления отдельных станций, расположенных в Атлантическом океане, и была установлена синхронность хода атмосферного давления в северном и южном полушариях Земли. Если считать, что существование 12-месячного цикла в режиме изменчивости атмосферного давления обусловлено только годовой волной в режиме солнечной радиации, то оказывается невозможно объяснить общность годового хода атмосферного давления в обоих полушариях, где фазовый сдвиг должен бы составлять около 6 месяцев. Это позволило автору выдвинуть гипотезу о существовании стоячих годовых волн давления по типу сейш, вносящих значительный вклад в амплитуду колебаний давления. В работе [9] авторы также указывают на существование динамического фактора, который наряду с термическим фактором обуславливает годовую ритм поля давления.

В настоящей работе была сделана попытка исследовать 12-месячную цикличность на пространстве северного полушария на основе данных 120 станций и оценить вклад 12-месячной гармоник в общую дисперсию рядов давления.

Исходными материалами служили ряды среднего месячного давления, длина которых колебалась от 400 до 1060 членов.

Для преобразования функции времени в функцию частоты был использован метод Тьюки: спектр вычислялся с помощью преобразования Фурье автоковариационной функции, умноженной на весовую функцию вида $0,5 \left(1 + \cos \frac{\pi\tau}{m} \right)$ [5]. Длина автоковариационной функции принималась равной $1/3$ от длины ряда, а шаг по частоте составлял $0,026 \text{ } 2\pi/\text{месяц}$.

Для исследования 12-месячной волны был использован узкополосный фильтр, вычисленный по методу [11], где весовая функция $h(t)$ задавалась следующими характеристиками:

$$h(t) = \begin{cases} 0 & \omega < \omega_{T_1} \\ \frac{\omega - \omega_{T_1}}{\omega_{C_1} - \omega_{T_1}} & \omega_{T_1} \leq \omega \leq \omega_{C_1} \\ 1 & \omega_{C_1} \leq \omega \leq \omega_{C_2} \\ \frac{\omega - \omega_{T_2}}{\omega_{C_2} - \omega_{T_2}} & \omega_{C_2} \leq \omega \leq \omega_{T_2} \\ 0 & \omega > \omega_{T_2} \end{cases}$$

Таким образом, при частотах $\omega_{C_1} \leq \omega \leq \omega_{C_2}$ амплитуда фильтруемого ряда не должна искажаться, в то время как частоты меньше чем ω_{T_1} , или больше ω_{T_2} фильтром полностью подавлялись.

Для вычисления числового фильтра пропускания полосы около 12 месяцев были использованы следующие частотные параметры (в циклах на месяц):

$$\omega_{T_1} = 1/24,4; \quad \omega_{C_1} = 1/14,7;$$

$$\omega_{C_2} = 1/10,2; \quad \omega_{T_2} = 1/8,0.$$

Характеристика этого фильтра приведена на рис. 1, где коэффициент усиления G показывает степень пропускания фильтром косинусоидальной волны частоты f . Сглаженный этим фильтром числовой ряд позволил оценить спектральную плотность 12-месячной волны в поле давления на пространстве северного полушария. Помимо оценки спектральной плотности производилось разложение в ряд Фурье, что позволило проверить амплитуду и получить фазу 12-месячной волны, а также оценить ширину частотного интервала, в котором заключено годовое колебание давления.

Было установлено, что спектральные кривые, полученные для отдельных станций северного полушария, имеют различную форму — островеершинную (когда вся дисперсия 12-месячной волны приходится на узкий интервал частот, соответствующий периоду от 11,4 до 12,6 месяца) и плоскую (когда вся дисперсия 12-месячной

волны приходится на более широкий интервал частот, соответствующий периоду от 10 до 15 месяцев). Было выяснено, что в большинстве случаев, чем больше вклад 12-месячной гармоник в общую дисперсию ряда, тем меньший интервал частот он занимает.

Как было показано в работе [10], при исследовании давления атлантико-европейского района наряду со значительным вкладом 6-месячной цикличности и рядом других циклов основной выброс в спектральной плотности давления приходится на 12-месячное

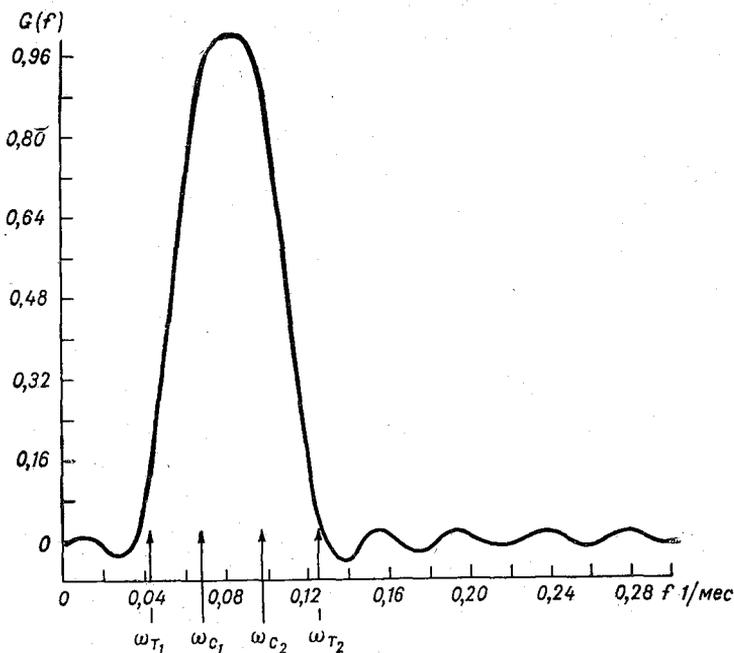


Рис. 1. Частотная характеристика фильтра.

колебание. Естественно можно было ожидать, что на пространстве северного полушария существуют и другие районы, где основная дисперсия рядов давления обусловлена годовой цикличностью.

Рассмотрим вначале общую изменчивость давления на пространстве северного полушария. Величины дисперсий, вычисленные по среднемесячным значениям давления, приведены на рис. 2. Карта была построена по данным 120 более или менее равно расположенным станциям северного полушария (исключение составляют районы, занятые акваториями Тихого и Атлантического океанов и Африканским континентом, где плотность точек была недостаточна, где трудно было найти необходимое число длиннорядных станций).

Из рис. 2 видно, что на общем фоне уменьшения величин дисперсий с севера на юг на пространстве северного полушария на-

блюдаются и замкнутые области, характеризующиеся большей изменчивостью давления. Очаги максимальных изменений давления располагаются в районе Исландии, над Западной и Восточной Сибирью и Алеутскими островами. Небольшое увеличение дисперсии наблюдается над центральными районами Северной Америки. Все вышеперечисленные очаги максимальных изменений давления связаны с так называемыми центрами действия атмосферы северного полушария. Поскольку при построении карты использовались

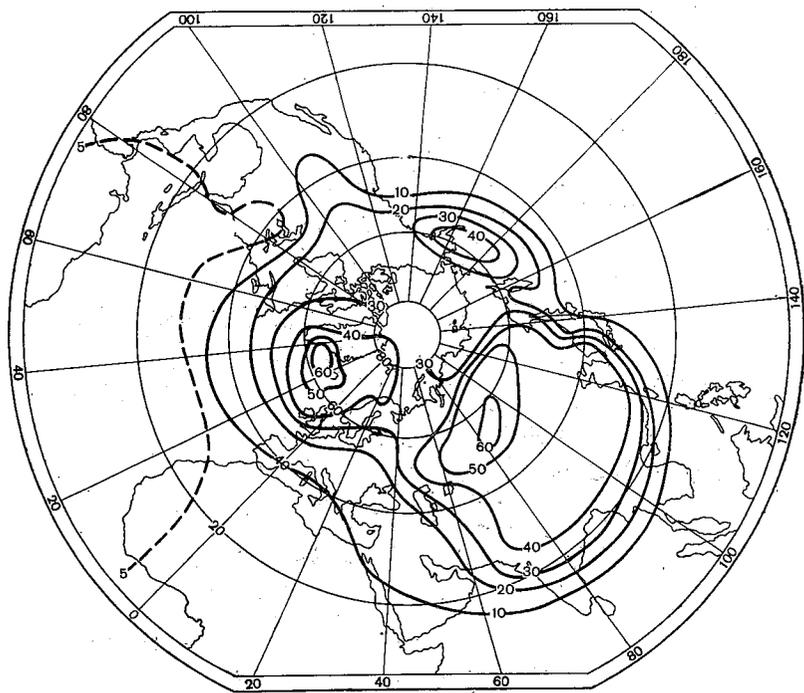


Рис. 2. Изменчивость давления на северном полушарии [(мб)²].

в качестве исходных данных — 12-месячные значения давления, то полученную дисперсию можно рассматривать как сумму изменчивостей колебаний разных периодов, начиная с двух-трех месяцев и до нескольких десятилетий.

В процессе исследования пространственных особенностей 12-месячной дисперсии (рис. не приводится) обращал на себя внимание тот факт, что очаги максимальных дисперсий этой волны совпадали с очагами максимальных изменений давления (см. рис. 2).

Совпадение четырех очагов максимумов: над Исландией, Алеутскими островами, над центральной частью Северной Америки и южной частью Сибири дает возможность судить о том, что в целом по земному шару максимальные изменения давления происходят за счет годовой волны давления в центрах действия атмосферы.

Представляло большой интерес выяснить величины изменений давления, связанные только с годовой цикличностью, т. е. найти отношение величин дисперсий 12-месячной волны к общей дисперсии рядов давления, а также ее фазовые проявления.

На рис. 3 приведена карта процентного вклада 12-месячной волны в общую дисперсию. Как видно, на пространстве северного полушария существуют районы, где изменения давления почти полностью обусловлены годовой цикличностью. Это районы, охваты-

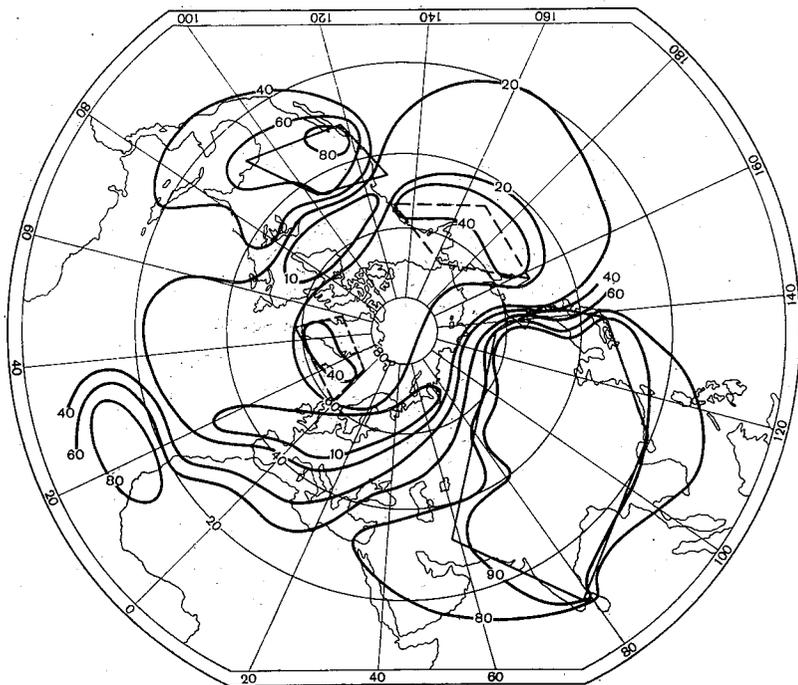


Рис. 3. Вклад 12-месячной волны в общую дисперсию рядов давления (%).

вающие умеренные и тропические широты Азиатского материка, северную Африку и юго-западные районы Северной Америки. Вклад годовой волны в общую дисперсию в этих районах доходит до 80—95%. Все перечисленные районы — это районы развитой антициклоничности в зимний период.

Значительными по величине вклада годовой волны в общую дисперсию являются районы Исландии и Алеутских островов. Здесь величины 12-месячной гармоники составляют около 40%.

Интересно отметить, что на пространстве Северного полушария четко прослеживается кольцеобразная зона очень малых вкладов годовых волн в общую дисперсию рядов давления. Эта зона очерчивается изолинией 20% на рис. 3 и охватывает центральную часть Северной Америки, центральную и южную часть Атлантики, Запад-

ную Европу, северную часть ЕТС, восточный сектор Арктики, Охотское море и центральную часть Тихого океана. Особенно выделяются районы северо-западной Европы, Балтийского моря и северной части ЕТС, где, несмотря на значительные изменения давления (см. рис. 2), вклад годовой гармоник в общую дисперсию оказывается незначительным и составляет менее 10%. Аналогичен и район в центральной части Северной Америки, где вклад годовых волн около 10%.

Таким образом, если наличие значительного вклада 12-месячной гармоник в центрах действия атмосферы можно было ожидать, поскольку еще в старых работах неоднократно обращалось внимание на годовой ход давления в климатических минимумах и максимумах, то существование зоны почти полного отсутствия 12-месячной волны, разделяющей районы минимумов и максимумов давления получено здесь впервые.

Исследование фаз наступления максимумов в 12-месячной волне давления показало, что в приполюсных районах и климатических минимумах максимум давления наступает в середине лета, а в районах климатических максимумов — в середине зимы. На рис. 3 многоугольниками очерчены районы, где амплитуда 12-месячной волны превышала 3 мб и максимум наступал в мае — июне (штриховая линия) и в ноябре — декабре (сплошная линия).

Если принять во внимание, что годовая волна в режиме изменчивости атмосферного давления обусловлена годовой волной температуры, связанной с режимом солнечной радиации, естественно было бы предположить, что в приполюсных районах за счет сильного выхолаживания и вследствие этого уплотнения воздуха в зимнее время на уровне земли должен наблюдаться максимум давления такой же, как и над континентами умеренных широт. Можно было бы предположить, что области высокого давления зимой должны располагаться над континентами, соединяясь через полярные широты. Однако из работы С. С. Гайгерова [4] следует, что зимой центральная Арктика находится под влиянием значительной циклонической деятельности, что обуславливает здесь значительный годовой ход давления с минимумом в ноябре — декабре, как и в районах климатических минимумов. Таким образом, фактические данные показывают (см. рис. 3), что существуют некие динамические факторы, которые приводят к падению давления в полярных широтах зимой. Еще в работах А. А. Каминского, обобщивших большой опыт исследований атмосферного давления и ветра в России и за рубежом, отмечалась наряду с термическими факторами существенная роль динамического фактора, обуславливающего крупное перераспределение масс воздуха из одних районов в другие [6, 7].

В то же время несколько неожиданно существование огромного вклада 12-месячной цикличности в изменчивости давления тропических широт (см. рис. 3), где термический режим, как и приток энергии от зимы к лету, практически не меняется. Так, например, в Индии, Индокитае существует мощная 12-месячная волна давления более чем в 10 раз превышающая аналогичную волну Центральной

Европы. Однако в Индии и Индокитае радиационный баланс в течение года практически не меняется, в то время как в Европе отрицательный баланс зимы [-2 ккал/(см²·мес.)] сменяется положительным радиационным балансом летом [6 ккал/(см²·мес.)]. Из этих примеров видно, что нет сколько-нибудь заметных связей между радиационным балансом и ходом давления. По-видимому, динамические факторы, обуславливающие перераспределение масс воздуха на северном полушарии являются гораздо более мощными факторами, чем это принято считать. Даже в современных учебниках по синоптической и динамической метеорологии обсуждается только роль термических факторов в изменениях барических полей, хотя более 40 лет назад в классических работах Воейкова, Ханна, Каминского и др. указывалось, что в годовой ход давления не меньший вклад вносит и динамический фактор. Например, касаясь природы азиатского максимума, Каминский писал, что «в питании азиатского максимума принимают участие массы воздуха, притекающие на некоторой высоте с Карского и Баренцова морей, а также с северной части Атлантического океана». Каминский обращал внимание на существование определенных факторов, благодаря которым зимой происходит барическая перестройка полей: приземное давление в высоких широтах падает, а в тропических — растет. На компенсационный характер распределения давления в этих широтах указывают связи, обнаруженные между давлением на отдельных станциях, выбранных в районах наибольших проявлений годовой цикличности (табл. 1).

Таблица 1

Коэффициенты корреляции между давлением на станции Акурейри и давлением на станциях субтропических широт

Станция	I	II	III	IV	V	VI
Киото	-0,47	-0,18	-0,22	-0,23	-0,04	-0,20
Чарлстон	-0,31	-0,39	-0,40	-0,15	-0,20	-0,33
Гальвестон	-0,15	-0,27	-0,16	-0,28	-0,32	-0,34
Станция	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Киото	-0,10	-0,06	-0,00	-0,04	-0,22	-0,34
Чарлстон	-0,01	0,00	-0,13	-0,02	-0,21	-0,44
Гальвестон	0,02	-0,01	0,03	-0,28	-0,24	-0,24

Как видно из табл. 1, почти в течение всего года сохраняются обратные связи между давлением на станции Акурейри (исландский минимум) и давлением на станциях, располагающихся в субтропических широтах. Если учесть, что ошибка коэффициентов корреляции для бессвязного ряда составляла порядка 0,1, то видно,

что за редким исключением все коэффициенты корреляции значимы по абсолютной величине, а в отдельные месяцы превышают 3—4σ.

Предварительные данные, полученные нами при исследовании 6-месячного колебания давления, показывают, что и это колебание связано с тем же характером перестройки барического поля. Климатические минимумы и приполярные районы объединяются в одну область падения давления.

Механизм перераспределения воздушных масс из полярных районов в умеренные и тропические имеет 12- и 6-месячные периоды в своей деятельности и, возможно, стимулируется некоторыми космическими процессами, поскольку 12- и 6-месячные волны хорошо исследованы в геомагнетизме, а также в процессах верхней атмосферы и не связаны с обогревом атмосферы солнечной радиацией [1, 9]. В дальнейшем мы предполагаем более подробно остановиться на этих вопросах, здесь же отметим, что существуют районы антициклогенеза, где 12-месячная цикличность проявляется особенно ярко, поскольку здесь динамические и радиационные факторы усиливают друг друга. Так, например, в районе Казахстана, Западной Сибири и Монголии зимой при отрицательном радиационном балансе избыток массы в тропосфере приводит к нисходящим движениям, к иссушению атмосферы, к увеличению потерь энергии благодаря эффективному излучению в сухом воздухе и выхолаживанию атмосферы. Однако, даже в середине зимы могут быть периоды, когда здесь не наблюдается антициклогенез — отсутствуют необходимые динамические факторы для того, чтобы получили развитие радиационные факторы. Примером такой зимы служит аномально теплая зима в Сибири 1973-74 г. В правильности предполагаемого подхода, т. е., что динамические факторы являются очень важными в формировании 12-месячной цикличности в поле давления, можно убедиться, если сопоставить годовой ход радиационного баланса с годовым ходом давления. Проведенные авторами сопоставления показывают, что связи практически отсутствуют. Температура приземного слоя воздуха, как известно, определяется не только радиационным балансом, но и циркуляционными факторами. Наличие прямой связи между температурой и давлением у поверхности земли физически объяснимо. Известно, что там, где существуют большие годовые амплитуды температуры, естественно, появляются большие годовые амплитуды плотности воздуха, а соответственно, и давления, т. е. между годовой амплитудой температуры и давления должна быть прямая связь. Однако такая связь практически отсутствует и четко проявляется лишь в том случае, если мы рассматриваем данные одного и того же широтного пояса, когда роль динамического фактора сведена к минимуму. Динамический фактор проявляется зимой в связях давления полярных районов с давлением в районах субтропиков, т. е. по меридиональным разрезам. Выбирая же станции из единого широтного пояса, мы исключаем роль динамического фактора и создаем условия для лучшего проявления термических факторов в годовых изменениях давления.

На рис. 4 приведены корреляционные прямые для трех широтных поясов Евразии. Как видно из рис. 4, в каждом широтном поясе обнаруживается хорошая прямая связь между годовой амплитудой давления и температуры. Однако, если бы мы нанесли все данные по равномерно распределенной сетке станций северного полушария, то никакой связи между этими величинами не получили бы. Это можно видеть даже из рис. 4. Так, в тропических широтах, которые покрывают более $\frac{1}{3}$ поверхности земного шара, небольшие годовые колебания температуры, обусловленные небольшим изменением

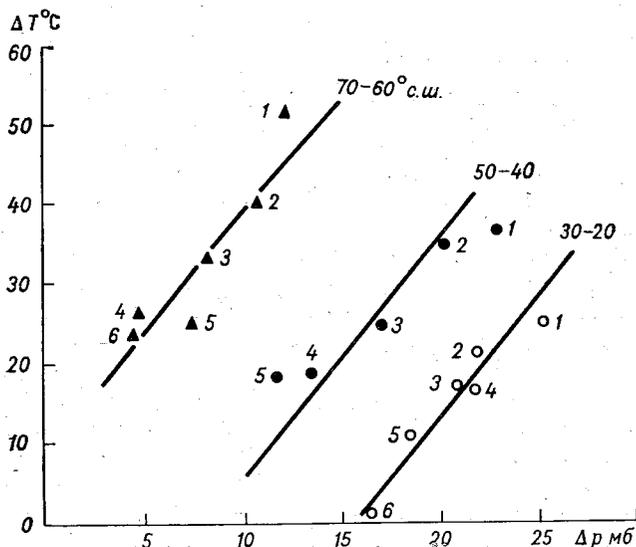


Рис. 4. Связь годовой амплитуды температуры с годовой амплитудой давления для станций трех широтных поясов.

▲: 1 — Омолон, 2 — Марково, 3 — Анадырь, 4 — Петрозаводск, 5 — Ном, 6 — Ленинград; ●: 1 — Цицикар, 2 — Барнаул, 3 — Мокпо, 4 — Адана, 5 — Никосия; ○: 1 — Ухань, 2 — Басра, 3 — Бахрейн, 4 — Бушир, 5 — Карачи, 6 — Калькутта.

в годовом ходе радиационного баланса, могут существовать на фоне громадных изменений давления (см. рис. 4, Калькутта и Карачи). В то же время существуют районы больших изменений температуры при относительно малых изменениях давления (Омолон).

Таким образом, из приведенных данных видно, что между годовыми изменениями радиационного баланса и температуры, с одной стороны, и годовой амплитудой давления, с другой, в целом по северному полушарию не существует связей, которые позволили бы говорить о том, что температура приземного слоя атмосферы определяет строение барических полей. Более мощным и более универсальным в глобальном распределении давления является динами-

ческий фактор, который обуславливает зимой перераспределение части атмосферного воздуха из полярных районов в умеренные и тропические, чем и вызывается большая 12-месячная волна в поле давления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беспрозрачная А. С., Горбушина Г. Н. Морфология возмущений ионосферы высоких широт (по данным МГГ). Л., Гидрометеоздат, 1965. 123 с.
2. Борисенков Е. П., Семенов В. Г. О цикличности колебаний температуры воды северной Атлантики.— «Изв. АН СССР, сер. физика атмосферы и океана», 1970, т. 6, № 9, с. 965—969.
3. Бышев В. И. О годовых и полугодовых колебаниях некоторых характеристик приводного слоя атмосферы.— «Изв. АН СССР, сер. физика атмосферы и океана», 1968, т. 4, № 5, с. 540—547.
4. Гайгеров С. С. Вопросы аэрологического строения циркуляции и климата свободной атмосферы центральной Арктики и Антарктики (МГГ).— Результаты исследования по международным геофизическим проектам. Раздел 2. Метеорологические исследования № 4, М., 1962. 320 с.
5. Гренджер К., Хатанак М. Спектральный анализ временных рядов в экономике. М., «Статистика», 1972. 312 с.
6. Каминский А. А. Давление воздуха в СССР по месячным средним. Л., ГГО, 1932, 121. 41 с. (Климат СССР, ч. 2, вып. 1.)
7. Каминский А. А. Давление воздуха и ветер в СССР. Атлас, Л., ГГО, 1932, 4 с. 28 карт. (Климат СССР, ч. 2.)
8. Карклин В. П., Гасюков П. С. Годовая волна атмосферного давления на земном шаре.— «Метеорология и гидрология», 1969, № 7, с. 94—97.
9. Петрова Н. Н. О проявлении северной и южной асимметрии пятнообразовательной деятельности Солнца в геомагнитных возмущениях.— «Солнечные данные», 1973, № 11, Л., «Наука», с. 73—79.
10. Сазонов Б. И., Зушинская Т. М., Ульянова Т. Н. Космические факторы и циклы в давлении воздуха.— Труды ГГО, 1973, вып. 299, с. 19—23.
11. Ormsby I. Design of numerical filter with applications to missible data processing.— I. Ass. comput. Mach., 1961, 8, No. 4, pp. 440—466.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ФАЗОВЫХ АНАЛОГОВ 11-ЛЕТНЕГО СОЛНЕЧНОГО ЦИКЛА ДЛЯ СВЕРХДОЛГОСРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ

Для выявления закономерностей хода какого-либо элемента в 11-летнем солнечном цикле рассматриваются обычно типовые характеристики этого элемента для различных фаз цикла. При этом применяются разные подходы к фазировке. Как правило, различают восходящую и нисходящую ветви цикла. Максимумы и минимумы присоединяют к той или иной ветви или же выделяют в самостоятельные фазы. В последнем случае в фазу минимума и максимума включают иногда не только соответствующие экстремальные годы, но и соседние с ними. Если для фазы максимума подобная операция допустима, то для минимума этого делать нельзя, так как годы до и после минимума сильно различаются по природе (разная магнитная полярность пятен, существенно разные гелиографические широты пятен). Имеются веские основания против объединения в одну группу (фазу) всех лет нисходящей ветви цикла, так как нередко отмечаются значительные различия характеристик отдельных лет на этой ветви цикла.

Лучшим способом фазировки 11-летнего цикла является разбивка его по отдельным годам и во всех случаях, когда мы располагаем достаточно длинными рядами данных, этот способ следует предпочесть. Он обладает еще и тем преимуществом, что закономерности, выявленные для каждого года цикла, позволяют давать прогнозы для конкретных лет, а не для группы лет, без возможности уточнения по отдельным годам.

К сожалению, не всегда имеется возможность фазировки по годам, так как для этой цели надо иметь ряды, охватывающие по меньшей мере 6—7 циклов.

Используемые в настоящей работе характеристики барикоциркуляционного режима имеются с 1900 г., т. е. за семь солнечных циклов (цикл № 20 неполный). Типовые характеристики, основанные на данных только семи (иногда даже шести) лет, не всегда достаточно надежны. Поэтому в дальнейшем, по мере накопления материала, полученные выводы надо будет корректировать.

Подбор лет, включаемых в одну фазу, вызывает некоторые затруднения лишь в конце восходящей и нисходящей ветвей, в силу различия их длины в разных циклах. Нами применяется уже использованная в предыдущих работах (например, [1]) разбивка, при которой объединяются в одну группу годы Зр (3-й год роста) и последующие на ветви роста, а также годы 6п (6-й год падения) и последующие годы до конца цикла.

Данные по годам, включенным в определенную фазу, осредняются или обобщаются по тому или иному принципу. Осреднение данных допустимо лишь при достаточно большом числе лет. Если это число мало, то большие по величине значения (или аномалии) в одном-двух годах могут сильно исказить подлинную картину, характеризующую всю группу. Поэтому в подобных случаях более рационально подсчитывать повторяемость того или иного знака аномалии. Для единообразия нами всегда подсчитывается повторяемость положительной аномалии барико-циркуляционного режима. Дополнение до 100% дает повторяемость отрицательного знака.

Если имеется определенное воздействие солнечной активности на изменения циркуляции в 11-летнем цикле, то обработка аномалий барико-циркуляционного режима по годам-фазам, позволит установить, какие знаки аномалии характерны для той или иной фазы. Полученные таким образом «фазовые аналоги» можно использовать для прогноза.

Фазовые аналоги можно считать надежными, если все или почти все годы, входящие в группу, имеют однозначную аномалию. Иными словами, групповые характеристики, выраженные в процентах повторяемости положительного знака аномалии, должны существенно отличаться от 50. Располагая ограниченным числом данных, необходимо иметь трезвое представление о надежности полученных результатов. Для оценки этой надежности обычно пользуются сравнением с расчетом вероятности случайного повторения $P_{m,n}$ положительного или отрицательного знака аномалии m раз в группе, состоящей из n лет. Расчет этот производится по формуле Бернулли

$$P_{mn} = \frac{n!}{m_+! (n - m_+)!} p^m q^{n-m} \text{ при } P=0,5.$$

Для $n=7$ рационально использовать лишь значения $m=0, 1, 6$ и 7. Суммарная вероятность повторения этих величин m составляет 12,5%. Если полученные при построении групповых характеристик повторяемости значений $m=0, 1, 6$ и 7 превышают в сумме 12,5%, результаты можно считать не случайными.

Результаты обработки ряда месячных аномалий барико-циркуляционного режима за семь циклов с разбивкой по годам-фазам 11-летнего цикла для восьми синоптических районов атлантико-евразийского сектора северного полушария и для всех 12 месяцев

представлены в табл. 1. Для лет 6—7 по циклу № 20 была возможность использовать данные лишь за 4 месяца (январь—апрель 1974 г.). Остальные месяцы, отмеченные звездочкой, взяты по шести циклам. Все исходные данные взяты из [2] для 1900—1964 гг., из [3]— для периода с 1965 по 1970 г. Сведения за последние годы заимствованы из проводимой в ГГО С. В. Касогледовой обработки текущих синоптических карт. В качестве норм взяты средние за период 1900—1959 гг., приведенные в [2].

Всего в табл. 1 представлены 1056 групповых характеристик аномалий барико-циркуляционного режима. Каждая из них показывает, насколько выражена однозначность аномалии в определенном месяце, районе, году-фазе 11-летнего цикла. Чем больше приведенные в табл. 1 проценты отличаются от 50, тем закономернее зависимость этих аномалий от фазы солнечного цикла и тем более надежными будут прогнозы, основанные на групповых характеристиках. Приведенные проценты отнюдь нельзя принимать за вероятность или обеспеченность прогнозов. Они выражают лишь повторяемость положительного знака аномалии в прошедших семи циклах. Используя групповые характеристики для прогноза, мы вправе говорить лишь о том, что прогнозируемые знаки аномалии (плюс—при высоких процентах и минус—при низких) более вероятны при больших отклонениях процентов от 50 и менее вероятны при малых отклонениях. Проценты, близкие к 50, не дают достаточных оснований для прогноза.

Основываясь на формуле Бернулли, мы, как уже говорилось выше, можем считать более обоснованными те указания на знак аномалии, которые получаются при семи или шести однозначных аномалиях, т. е. при процентах 86 и выше или 14 и ниже. Таких более обоснованных прогностических указаний набирается в совокупности 143. Много это или мало? При совершенно случайном распределении мы имели бы 132 таких указания (12,5% из 1056). Как видим, число «надежных» прогностических указаний близко к случайному. Можно ли на этом основании считать результаты, представленные в табл. 1, случайными и не пригодными для прогнозов? Такой негативный вывод был бы, с нашей точки зрения, поспешным. От любых гелиогеофизических, синоптико-климатологических, физико-статистических и просто статистических связей нельзя требовать универсальности. Эти связи могут хорошо работать в одних районах и плохо в других, они могут быть лучше выраженными в одни месяцы и хуже в другие и, наконец, что очень вероятно, они могут оказаться пригодными только на определенных фазах 11-летнего цикла. Все эти соображения необходимо учитывать при анализе табл. 1.

На основании табл. 1 можно составить сводную табл. 2, в которой приводится число «надежных» прогностических указаний для каждого месяца и каждого года 11-летнего цикла.

Из табл. 2 можно сделать некоторые выводы, представляющие интерес для проблемы солнечно-земных связей и имеющие практическое значение.

Таблица 1

Повторяемость положительной аномалии барико-циркуляционного режима (%)

Месяц	Район							
	1	2	3	4	5	6	7	8
В годы минимума солнечной активности								
I	71	43	43	43	71	86	43	57
II	57	57	29	43	57	57	43	57
III	57	43	57	57	43	71	57	43
IV	71	57	71	71	43	71	57	57
V	29	57	57	43	43	57	43	71
VI	43	29	29	57	86	57	43	43
VII	43	71	86	29	71	57	36	57
VIII	57	57	0	43	71	57	29	57
IX	43	71	29	71	14	14	43	57
X	14	14	29	57	43	21	71	29
XI	71	57	43	43	57	57	29	29
XII	57	29	57	29	100	14	57	43
В годы 1р								
I	71	43	43	43	43	57	86	43
II	71	57	57	14	57	71	57	43
III	43	29	57	29	43	71	57	57
IV	43	29	57	57	29	57	43	43
V	43	43	29	29	71	71	57	57
VI	71	43	14	36	43	71	71	86
VII	43	29	29	43	57	0	43	57
VIII	43	57	57	57	43	57	57	86
IX	43	86	43	29	29	71	100	14
X	14	29	29	29	57	64	57	86
XI	71	29	43	71	14	71	29	29
XII	29	71	14	71	29	29	43	43
В годы 2р								
I	43	29	29	57	29	57	29	57
II	43	71	71	29	57	14	29	57
III	29	29	86	43	57	57	57	57
IV	29	71	71	14	57	14	57	71
V	43	43	43	43	57	43	64	71
VI	29	71	57	71	57	43	57	43
VII	43	71	43	43	86	43	71	43
VIII	71	57	57	43	57	29	57	71
IX	86	43	57	29	29	43	57	57
X	57	71	43	29	29	43	29	57
XI	57	57	43	14	57	43	57	57
XII	57	57	57	43	43	29	43	71
В годы 3р и 4р								
I	14	86	43	43	14	29	29	71
II	43	86	71	57	14	14	57	57
III	43	43	57	57	29	29	86	86
IV	29	57	71	29	57	57	29	57

Месяц	Район							
	1	2	3	4	5	6	7	8
V	57	57	43	43	57	14	86	71
VI	57	57	43	29	43	29	71	43
VII	43	57	43	43	43	43	57	43
VIII	43	57	57	43	57	71	43	29
IX	29	14	14	29	29	29	29	43
X	43	71	43	29	57	64	29	86
XI	43	14	57	57	57	71	43	71
XII	43	43	43	14	71	29	29	71

В годы максимума

I	29	86	57	29	57	43	43	86
II	43	57	43	29	29	43	0	86
III	43	57	57	57	29	14	43	43
IV	14	71	43	29	29	29	43	43
V	71	29	14	43	14	29	86	43
VI	14	50	43	71	14	57	71	14
VII	57	29	71	14	71	57	14	29
VIII	57	71	71	57	57	43	43	29
IX	43	57	43	29	29	43	29	43
X	57	43	57	29	57	71	43	86
XI	86	57	57	29	43	71	43	43
XII	71	43	43	14	71	43	14	71

В годы 1п

I	43	14	57	43	57	43	29	71
II	43	43	71	57	43	43	29	43
III	43	43	14	57	29	71	29	57
IV	29	43	14	43	71	57	57	43
V	43	57	14	43	57	14	64	43
VI	29	57	71	21	57	57	14	71
VII	57	71	71	29	57	43	50	43
VIII	29	43	0	43	50	57	57	71
IX	29	14	71	57	71	86	57	57
X	14	29	43	50	56	71	57	43
XI	29	29	29	57	29	57	43	86
XII	29	57	57	57	43	14	57	71

В годы 2п

I	29	71	29	57	57	43	57	43
II	57	57	14	43	57	71	29	43
III	29	57	14	43	86	71	57	57
IV	57	43	29	43	43	57	57	57
V	57	71	43	43	71	57	57	57
VI	43	57	29	64	43	86	43	43
VII	71	29	57	43	57	71	43	71
VIII	29	29	71	57	29	71	71	29
IX	57	43	50	29	29	71	57	57
X	43	57	43	57	57	50	57	43
XI	29	57	57	57	71	29	57	43
XII	29	71	43	43	71	71	43	29

Месяц	Район							
	1	2	3	4	5	6	7	8

В годы 3п

I	57	43	29	57	29	29	43	43
II	14	57	43	29	43	43	43	86
III	57	29	29	43	43	71	57	43
IV	57	29	29	57	71	29	71	86
V	29	29	43	57	29	57	86	29
VI	57	57	43	29	43	57	43	57
VII	71	43	86	43	71	43	79	57
VIII	29	43	43	43	43	29	57	29
IX	43	43	71	14	57	71	29	57
X	43	57	57	86	14	57	57	14
XI	29	14	29	14	14	29	29	43
XII	43	29	43	14	57	57	43	57

В годы 4п

I	29	57	29	43	29	43	71	29
II	14	43	57	43	29	43	43	14
III	57	43	57	57	43	43	71	57
IV	57	43	57	43	43	43	29	43
V	43	14	57	29	29	14	36	71
VI	43	43	43	50	86	43	71	71
VII	43	57	29	43	86	71	79	57
VIII	14	57	57	43	79	57	71	57
IX	43	57	57	43	29	57	57	57
X	14	57	29	29	71	57	71	43
XI	29	86	14	57	57	29	43	43
XII	29	14	29	29	43	57	43	43

В годы 5п

I	0	57	43	43	71	14	71	29
II	43	43	29	57	100	57	14	71
III	43	29	14	29	29	57	43	29
IV	71	14	57	57	43	57	57	57
V	57	29	71	14	29	57	14	86
VI	0	100	43	43	71	57	57	71
VII	43	29	71	14	57	71	57	71
VIII	43	71	0	29	57	57	57	86
IX	43	71	50	43	57	0	57	57
X	43	57	29	43	29	43	43	43
XI	57	29	29	29	86	43	43	43
XII	71	43	14	14	29	29	43	57

В годы 6п и 7п

I	86	43	43	57	43	57	71	86
II	71	71	57	57	57	43	57	57
III	29	29	29	71	71	57	71	71
IV	43	14	14	29	57	43	14	86
V*	50	67	83	67	67	67	17	67

Месяц	Район							
	1	2	3	4	5	6	7	8
VI*	67	50	67	83	50	33	50	67
VII*	33	17	50	50	67	67	58	83
VIII*	83	67	67	50	75	50	83	50
IX*	33	50	42	67	100	67	67	67
X*	17	83	50	67	50	58	67	33
XI*	50	50	50	17	67	33	33	33
XII*	33	67	50	33	33	83	33	67

Таблица 2

Число более надежных прогностических указаний

Месяц	Годы 11-летнего цикла										
	Мп	1р	2р	3—4р	Мах	1п	2п	3п	4п	5п	6—7п
I	1	1	1	3	2	1				2	2
II		1	1	3	2		1	2	2	2	
III			2	2	1	1	2		1	1	
IV				1	1	1		1	1	1	4
V				2	3	2		1	2	3	2
VI	1	2			3	1	1		2	2	1
VII	1	1	1		2			1	1	1	2
VIII	1	1				1			1	2	2
IX	2	3	1	2		2		1		1	1
X	2	2	1	1	1	1		3	1	1	2
XI		1	1	1	1	1		3	2	1	1
XII	2	1		1	2			1	1	2	1
Всего	10	13	7	15	18	12	4	13	11	18	18

В то время как различия прогностических указаний для разных месяцев сравнительно не велики, различия по фазам 11-летнего цикла весьма существенны. Амплитуда представленных в таблице чисел очень велика — от 4 до 18.

В изменениях числа надежных признаков в течение 11-летнего цикла выделяются два максимума — около максимума цикла и в самые последние годы, и два резко выраженных минимума — на втором году после минимума солнечного цикла и на аналогичной фазе после максимума. Числа прогностических признаков в обоих максимумах заметно превышают число случайных проявлений, которое в данных условиях составляет 11, а во вторые годы после солнечных экстремумов эти числа значительно меньше 11. Двухвершинность полученного распределения не случайна.

Аналогичные двухгорбые кривые в 11-летнем цикле весьма характерны для этого цикла. Первый максимум является следствием общего возрастания солнечной активности, в соответствии с законом Швабе—Вольфа, второй (вероятнее всего корпускулярный) отражает изменения гелиографических широт пятен согласно закону Шперера.

На основании табл. 2 можно считать более обеспеченными указания на знак аномалии барико-циркуляционного режима в годы около солнечного максимума и в конце 11-летнего цикла. По-видимому, не следует рекомендовать использование фазовых аналогов во вторые годы после солнечных экстремумов.

Анализируя табл. 2, надо обратить внимание еще на одно обстоятельство. Наряду с единичными признаками в некоторых клетках таблицы встречаются по два и даже по три надежных признака. Если единичный признак в числе признаков для 8 районов может быть случайным (это вытекает из формулы Бернулли), то одновременное появление двух и трех признаков свидетельствует об их явной неслучайности. При независимости признаков вероятность случайного появления двух признаков для одного месяца получается путем перемножения вероятностей. Так, например, при $n=7$ суммарная вероятность появления двух признаков составит всего 1,5%, а трех — только 0,2%.

Следует, однако, иметь в виду, что далеко не всегда аномалии циркуляции в разных синоптических районах можно считать не связанными. Несмотря на эту оговорку, появление двух и более надежных прогностических указаний для одного месяца позволяет признать набор этих указаний неслучайным.

Лучшим способом оценки прогностических методов является их проверка на независимом материале. Указания на знак аномалии, вытекающие из табл. 1, можно будет проверить только в следующем цикле № 21. Однако имеется возможность предварительной апробации метода на материалах оперативных прогнозов, составленных в июне 1972 г. на все месяцы 1973 и 1974 гг. Ко времени составления этих прогнозов имелись данные лишь по шести аналогам. Уменьшение числа аналогов должно снижать обеспеченность прогнозов. Кроме того, при шести аналогах (и вообще при четном числе их) появляется много случаев, когда повторяемость положительных и отрицательных аномалий одинакова и прогноз знака аномалии по групповым характеристикам давать нельзя.

В проверенных прогнозах (с июня 1972 г. по сентябрь 1973 г.) таких случаев равновероятной аномалии оказалось около трети. Всего можно было дать 87 прогнозов определенного знака аномалии. Из этого числа в 53 случаях знак оказался верным, что составляет 61% оправдываемости. Иными словами, чисто солнечные аналоги, без привлечения каких-либо иных соображений, дали выигрыш по сравнению с прогнозом нормы 11%. Этот, хотя и скромный выигрыш сопоставим с оправдываемостью обычных долгосрочных прогнозов, однако солнечные прогнозы даются со значительно большей заблаговременностью и на более длительные сроки. Прогнозы, о которых шла речь выше, были составлены в июне 1972 г., но, поскольку учитывались данные за шесть циклов, эти прогнозы можно было иметь еще в 1970 г.

Помимо изложенной выше схемы построения прогноза, когда исходными годами являются годы минимума и максимума, принципиально возможными являются и такие прогнозы, когда за

исходные годы принимаются только минимумы 11-летнего цикла. Такой прием позволяет увеличить заблаговременность прогнозов для всех лет нисходящей ветви.

Подобного рода прогнозы были составлены на 1972 г., считая его восьмым от минимума и привлекая в качестве аналогов соответствующие годы в предшествующих шести циклах, а также на 1973 г., считая его девятым после минимума. Как выяснилось, указания на знак аномалии барико-циркуляционного режима в 94 % случаев совпали с указаниями для лет 4п и 5п.

Прогностическую значимость фазовых аналогов можно подтвердить еще одним доводом. Оправдываемость указанных выше 87 прогнозов была рассмотрена отдельно по градациям числа согласованных по знаку признаков. Оказалось, что слабообеспеченные связи, при четырех согласованных указаниях из шести, дали 58 % оправдываемости прогнозов знака аномалии, при пяти согласованных указаниях оправдываемость прогнозов составила 60 %, а при шести однозначных указаниях дошла до 75 %. Налицо явное повышение оправдываемости прогнозов при увеличении согласованности аналогов. Следует добавить, что в случаях, когда повторяемость указаний разного знака равняется 50 % (эти случаи для прогнозов не использовались) фактическое осуществление аномалий «+» и «-» было одинаковым.

Надо отметить, что даже при ненадежных связях (4 согласованных указания из 6) имеется некоторый выигрыш оправдываемости прогнозов по фазовым аналогам сравнительно с обеспеченностью нормы (+8 %).

Можно полагать, что обеспеченность прогнозов по семи аналогам превысит приведенные выше проценты.

По изложенному в настоящей статье приему можно строить групповые характеристики фазовых аналогов разных метеорологических элементов. По длиннорядным наблюдениям некоторых метеостанций удастся охватить не 6—7 аналогов, а до 15—20, что должно заметно повысить обеспеченность прогнозов. При наличии большого числа аналогов представляется возможность отдельной обработки четных и нечетных 11-летних циклов, что, возможно, выявит влияние и 22-летнего цикла.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вительс Л. А. Аномалии циклического хода солнечной активности и тенденция современных колебаний климата.— Труды ГГО, 1962, вып. 133, с. 35—54.
2. Вительс Л. А. Месячные, сезонные и годовые характеристики барико-циркуляционного режима Европейского естественного синоптического района 1900—1964 гг. Л., Гидрометеониздат, 1965. 128 с.
3. Вительс Л. А., Касогледова С. В. Месячные, сезонные и годовые характеристики барико-циркуляционного режима Европейского естественного синоптического района в 1965—1970 гг.— Труды ГГО, 1974, вып. 316; с. 179—198.

Е. С. РУБИНШТЕЙН, А. А. ГРИГОРЬЕВА

О РОЛИ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ В КОЛЕБАНИЯХ КЛИМАТА СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

Неравномерное распределение тепла и влаги по земной поверхности ведет к обмену масс воздуха между экватором и полюсами (пассаты в низких широтах, циклоны и антициклоны в умеренных и полярных широтах); между океанами и материками (муссоны). Возникает атмосферная циркуляция, играющая существенную роль в формировании климатов земного шара.

Выявлению этой роли посвящено множество работ начиная с XVII столетия. Не останавливаясь на обзоре этих работ, отметим лишь некоторые из них, представляющие интерес для изучения связи между атмосферной циркуляцией и климатом.

В 1883 г. Тейссеран-де-Бор, исследуя причины суровой зимы 1879-80 г., впервые ввел понятие о центрах действия атмосферы, которое внесло существенный вклад в изучение атмосферной циркуляции. В работах Б. П. Мультановского по естественному синоптическому району центрам действия атмосферы уделяется большое внимание. Он считал их «дирижерами погоды».

Несколько характерных примеров связи между географическим положением центров действия атмосферы в отдельные годы и распределением средней месячной температуры (в виде отклонений месячных средних от многолетних) приводится в работе Рубинштейн [6]. Так, например, в январе 1918 г. в Исландии температура была на 10°C ниже многолетней средней. Исландский барометрический минимум находился на Кольском полуострове, азорский максимум давления — в Средиземном море. В январе и феврале 1929 г., когда в Европе было очень холодно, на западе Гренландии наблюдались температуры на $10\text{--}15^{\circ}\text{C}$ выше многолетней. Исландский барометрический минимум был сдвинут к западу.

Многие авторы пользуются данными о центрах действия атмосферы и при современных исследованиях, связанных с вопросом об индексах циркуляции и т. п. (Россби, 1939; Кац, 1960 и др.).

В 20-х годах нашего века норвежские ученые В. Бьеркнес, Я. Бьеркнес и Сольберг выполнили ряд работ по установлению

схемы общей циркуляции атмосферы, а в 1930 г. Т. Бержерон предложил произвести обновление климатологии («Eine Erneuerung der Klimatologie») путем создания динамической климатологии, увязанной с циркуляционной схемой [11].

В принципе, прогрессивность такого направления была очевидна, а потому вскоре появилось много работ синоптико-климатического характера, относящихся к отдельным территориям. В этих работах были сделаны попытки рассчитать климатические показатели (средние, максимальные и минимальные значения метеорологических элементов, повторяемости различных градаций этих элементов) не по календарным периодам (декадным, месячным, сезонным, годовым), а в совокупности за те дни, когда в интересующих нас пунктах или районах господствовали определенные воздушные массы или проходил фронт. В результате таких работ удалось выявить некоторые интересные региональные особенности климатического режима, но надежды на коренные сдвиги в направлении климатических исследований не оправдались. Оказалось, что расчеты значений метеорологических элементов не по календарным срокам, а по дням с определенными воздушными массами далеко не всегда значительно уменьшали дисперсию этих значений, связь между числом дней с определенной воздушной массой и температурой воздуха была недостаточно тесной. Одна из существенных причин этого заключается в природе самого атмосферного процесса. Нельзя в качестве характеристики атмосферной циркуляции брать только «день с определенной воздушной массой», надо учитывать и более детальную ее характеристику, что практически сделать очень трудно, а также ее историю. Недостатком этого метода, также, как и метода школы Мультановского, является то обстоятельство, что макропроцессы рассматриваются не в масштабе всего полушария, а на ограниченной его части. Трудности при выполнении синоптико-климатологических работ обусловлены еще и тем, что составление календаря воздушных масс не может быть сделано с достаточной объективностью в особенности по синоптическим картам за периоды до введения понятий о массах и фронтах.

В настоящее время попытки увязать синоптические и климатические характеристики путем вычисления климатических показателей за периоды действия в данном районе определенных воздушных масс или прохождения фронтов прекращены. Внимание сосредоточено на выявлении роли в формировании климата крупных атмосферных процессов, охватывающих все полушарие.

Из многочисленных типизаций атмосферных процессов наиболее разработанными следует считать типизацию Вангенгейма — Гирса и типизацию Дзердзеевского. Обе они появились в 40-х годах и в дальнейшем усовершенствовались авторами. Типизация Вангенгейма была вначале выполнена для ограниченной территории («естественного синоптического района») и потом, на основе разработанных Гирсом признаков, распространена на все полушарие. Типизация Дзердзеевского с самого начала была ориентирована

на все полушарие в целом, что несомненно является ее достоинством. Дзердзеевский исходил из того положения, что «атмосферная циркуляция на полушарии в каждый данный момент рассматривается не как случайная комбинация отдельных синоптических процессов, но как реальный целостный макропроцесс высшего, по отношению к синоптическим, ранга и в пространстве и во времени».

Установление объективных признаков, по которым выделяются основные макропроцессы, во многом зависит от целенаправленности создаваемой циркуляционной схемы. В типизации Вангенгейма—Гирса эти признаки выбирались для использования разработанной ими типизации в долгосрочных прогнозах погоды, Дзердзеевский же формулирует цель своего исследования «как проблему изучения климатов земного шара в их динамике».

В данной статье нет необходимости излагать типизации атмосферной циркуляции Вангенгейма—Гирса и Дзердзеевского, так как они подробно рассмотрены в ряде работ этих авторов. Отметим здесь только, что последние их работы, посвященные этому вопросу, относятся у Гирса к 1971 г. [3], у Дзердзеевского к 1968 г. [4] и 1970 г. [5].

М Задачей настоящей статьи является исследование связей между температурой воздуха северного полушария и повторяемостью типов атмосферной циркуляции в многолетнем разрезе, а потому для сопоставления с температурой была выбрана циркуляционная схема Дзердзеевского. Сопоставления хода температуры воздуха и повторяемости типов циркуляции по Дзердзеевскому производилось и раньше как самим Дзердзеевским, так и его последователями, но эти сопоставления относились только к данным по секторам полушария, а не по полушарию в целом. С тех пор циркуляционная схема значительно им усовершенствована, календарь типов тщательно проверен, появилась возможность сделать сопоставление хода во времени повторяемости типов циркуляции с ходом температуры для всего полушария в целом. Сопоставление проведено нами не только по 10-летним скользящим данным, как это было в предыдущих работах авторов, но и по отдельным годам, что могло быть полезным для более точного определения начала и конца «эпох» по Дзердзеевскому. К сожалению, сопоставление температуры воздуха и повторяемости типов циркуляции на северном полушарии можно провести только за период 1899—1960 гг., так как для более ранних лет нет данных по типам циркуляции, а для более поздних не составлены карты отклонений температуры по северному полушарию, служившие нам исходным материалом для расчета температур по полушарию в целом.

Известно, что при разработке типизации атмосферной циркуляции Дзердзеевским выделено 13 основных типовых схем элементарных циркуляционных механизмов (ЭЦМ), которые при рассмотрении данных для всего полушария в целом объединяются им в 4 группы: зональная циркуляция, нарушение зональности, меридиональная северная циркуляция, меридиональная южная

циркуляция, а затем две первые группы (типы ЭЦМ 1—7), к которым присоединяется тип 13, объединяются под названием «зональная циркуляция», а типы ЭЦМ 8—12 — «меридиональная циркуляция».

Так как принципы типизации атмосферной циркуляции и характеристика каждого из типов подробно изложена в монографиях

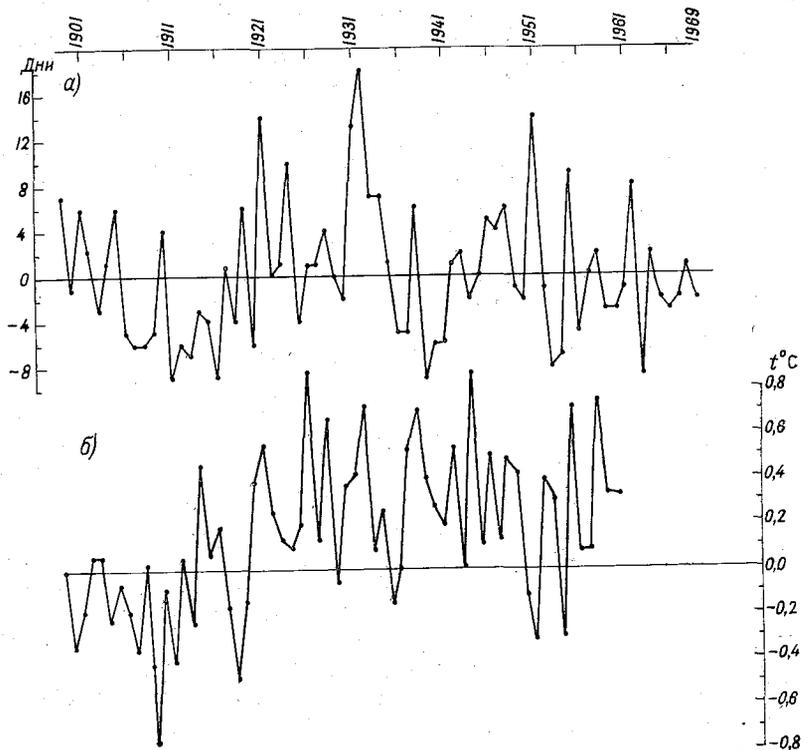


Рис. 1. Отклонения от многолетней средней числа дней с зональной циркуляцией (а) и температуры воздуха (б). Северное полушарие. Январь.

Дзержевского 1968 и 1970 гг., нет смысла возвращаться к этому вопросу, отметим лишь тот факт, что к зональной циркуляции для полушария в целом Дзержевским отнесены типы, при которых нет полярных вторжений или имеется одно полярное вторжение, к меридиональной циркуляции — типы, при которых имеются от двух до четырех полярных вторжений.

При анализе данных для полушария рассматривается лишь число дней с зональной циркуляцией, так как число дней с меридиональной циркуляцией является почти точным дополнением до 365 дней (полностью совпадения быть не может, так как имеется небольшое количество дней «вне типа»).

На рис. 1—3 представлены (в виде отклонений от многолетних средних значений) число дней с зональной циркуляцией и температура воздуха для января, августа и года.

На этих рисунках представляет интерес ход числа дней с зональной циркуляцией, где явно выделяется увеличение повторяемости таких дней в средней части рассматриваемого периода по сравнению с его началом и концом. Особенно хорошо это видно для годовых средних (см. рис. 3). В период с 1916 по 1955 г. число дней с зональной циркуляцией в основном держится выше многолетней средней, достигая максимума в 1932 и 1938 гг. В январе и в августе (см. рис. 1 и 2) также заметна эта особенность хода, хотя и менее резко выражена, чем в годовых средних, и относится почти к тому же периоду.

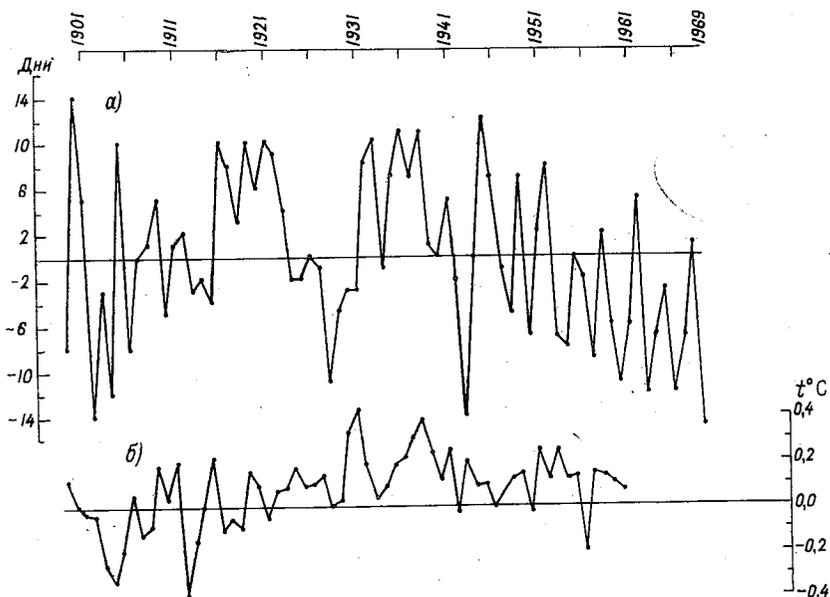


Рис. 2. Отклонения от многолетней средней числа дней с зональной циркуляцией (а) и температуры воздуха (б). Северное полушарие. Август.

Увязка с ходом температуры воздуха выражается лишь в общности периодов повышенной температуры воздуха и большего числа дней с зональной циркуляцией. Параллельность же хода обеих кривых за соответствующие годы наблюдается не всегда, обращает на себя внимание более быстрое в конце периода (до 1960 г.) падение числа дней с зональной циркуляцией по сравнению с падением температуры. К сожалению, из-за отсутствия карт по северному полушарию для отклонений температуры нельзя проверить ход отклонений за период 1961—1969 гг., когда уменьшение числа дней с зональной циркуляцией, особенно в годовых средних, очень велико.

Ввиду большого размаха колебаний числа дней с зональной циркуляцией из года в год для выявления основных закономерностей в ходе кривых на рис. 4—6 приводятся 10-летние скользящие

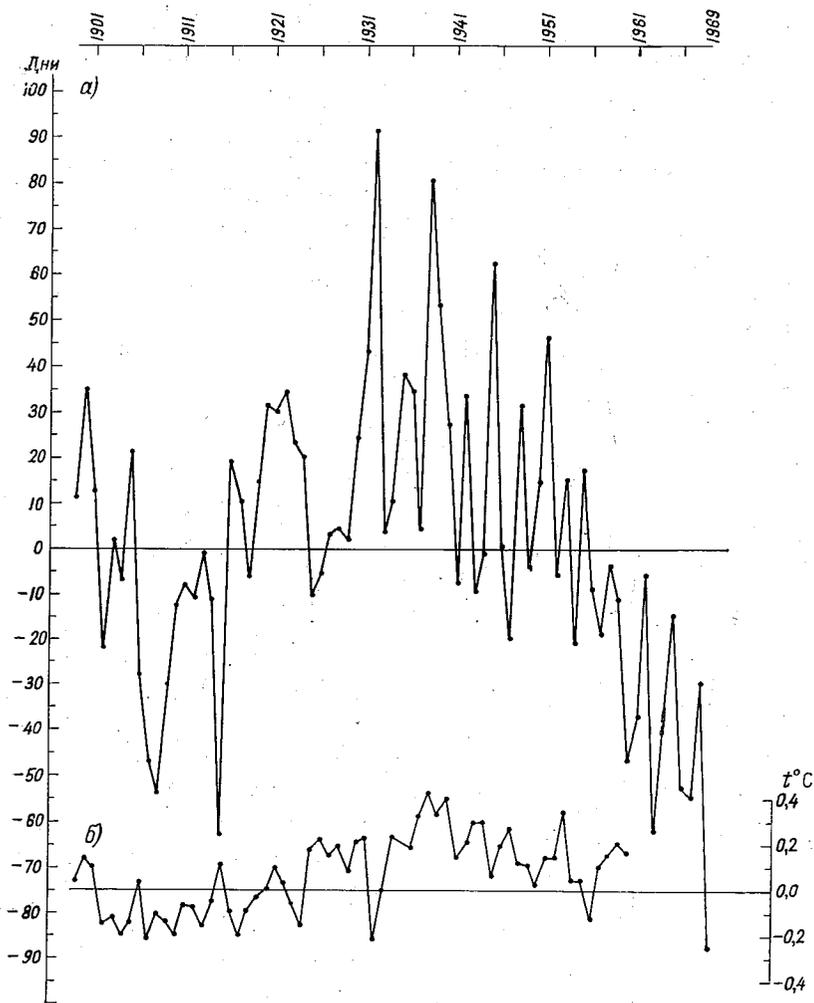


Рис. 3. Отклонения от многолетней средней числа дней с зональной циркуляцией (а) и температуры воздуха (б). Северное полушарие. Год.

средние числа дней с зональной циркуляцией за январь, август и год в сопоставлении с 10-летними скользящими средними отклонениями за те же месяцы для северного полушария.

Рассмотрение рис. 4—6 приводит к следующим выводам.

① Колебания температуры значительно притушены по сравнению с колебаниями числа дней с зональной циркуляцией.

② В конце общего периода (до 1960 г.) при резком падении числа дней с зональной циркуляцией, в особенности в августе и в среднем за год, понижение температуры сильно задерживается.

③ Характерным является тот факт, что более или менее согласованный ход числа дней с зональной циркуляцией и темпера-

туры воздуха с середины 30-х годов значительно меняется. Так, например, минимум зональной циркуляции в 20-е годы почти не отразился на температуре воздуха.

Чтобы дать количественную оценку тесноте связи между числом дней с зональной циркуляцией и температурой воздуха, были вычислены коэффициенты корреляции между этими климатическими показателями по ежегодным данным за весь общий период наблюдений, также по отдельным частям его, поскольку было

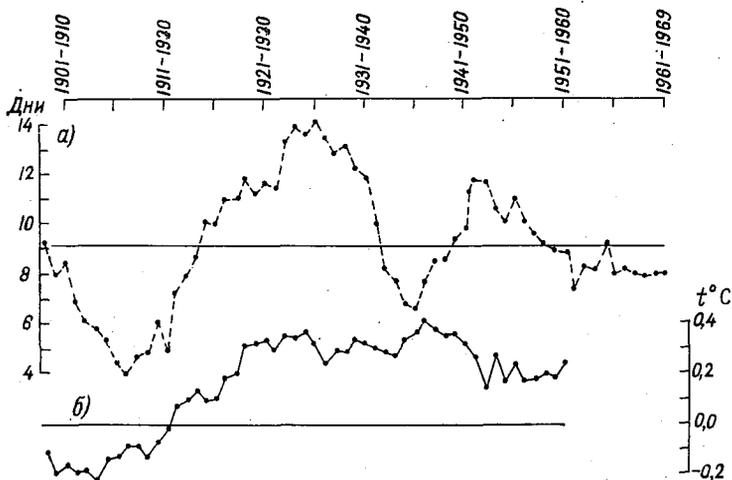


Рис. 4. 10-летние скользящие средние числа дней с зональной циркуляцией (а) и отклонения температуры от многолетней средней (б). Северное полушарие. Январь.

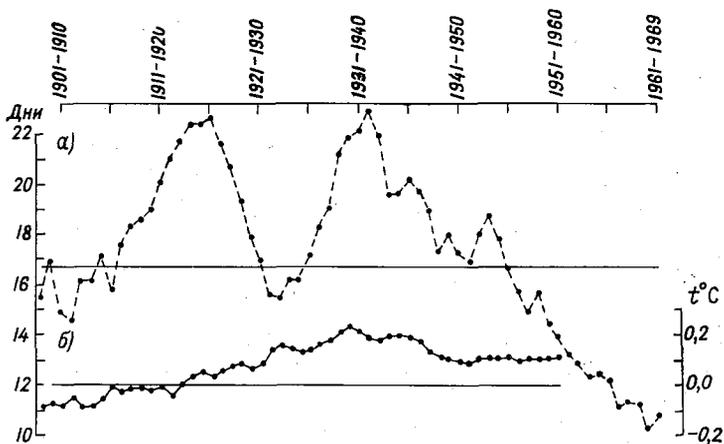


Рис. 5. 10-летние скользящие средние числа дней с зональной циркуляцией (а) и отклонения температуры от многолетней средней (б). Северное полушарие. Август.

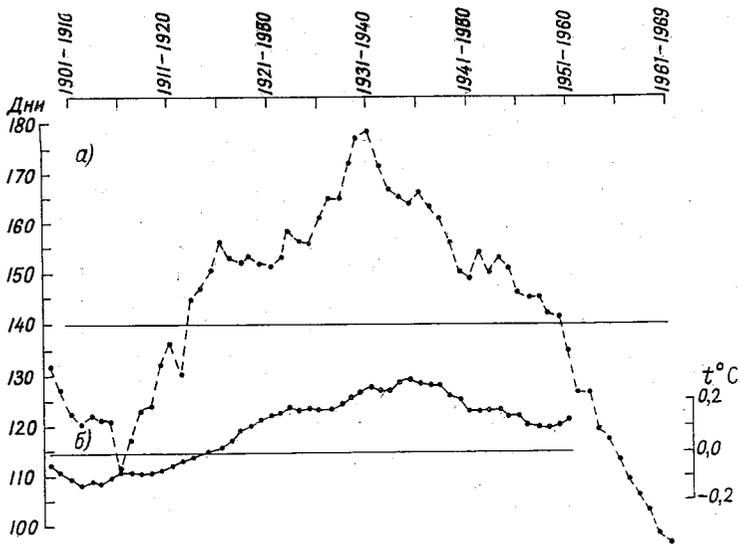


Рис. 6. 10-летние скользящие средние числа дней с зональной циркуляцией (а) и отклонения температуры от многолетней средней (б). Северное полушарие. Год.

выявлено изменение характера связи в отдельных частях этого периода (табл. 1).

Коэффициенты корреляции

Таблица 1

	Период наблюдений, годы		
	1899—1960	1899—1934	1935—1960
Январь	0,18	0,24	0,09
Август	0,08	0,01	0,26
Год	0,38	0,42	0,30

Чем можно объяснить малые величины коэффициентов корреляции между повторяемостью зональной циркуляции и температурой воздуха на северном полушарии в целом (по ежегодным данным)?

Типизация Дзерdzeевского (как между прочим и Вангенгейма—Гирса, а также ряда других авторов) разработана, как указывалось самим автором, на основе материалов не всего северного полушария, а практически лишь для внетропических широт, тогда как сопоставление ее производится с температурой для 96% площади северного полушария, как рассчитано в работе Рубинштейн [9]. Это не может не отразиться на тесноте связи между температурой и повторяемостью определенных типов циркуляции, так как само возникновение атмосферной циркуляции существенно зависит от

контраста температур между океанами и материками. Как различны эти контрасты в разных широтах, можно видеть из следующих примеров.

В работе Рубинштейн [8] приводятся карты отклонений температуры воздуха от многолетней средней (изаномалы). Сопоставим изаномалы января на меридианах 0° (океан) и 120° в. д. (материк) на широтах: полярный круг, 40° с. ш., северный тропик (табл. 2).

Т а б л и ц а 2

Отклонения температуры ($^\circ\text{C}$) от средней широтной. Январь

Широта	Долгота		Амплитуда (океан—материк)
	0°	120° в.	
Полярный круг	+24	-18	42
40°	+4	-12	16
Северный тропик	-2	-2	0

По-видимому, в низких широтах большее значение имеют радиационные факторы, колебания температуры из года в год сильно приглушены, типизации атмосферной циркуляции для этих широт должны быть видоизменены. Это относится и к типизации Дзердзеевского, и к типизации Вангенгейма—Гирса.

Подтверждением сказанному служит и тот факт, что летом, когда радиационный фактор играет в климатообразовании большую роль, даже и в северной половине полушария связь между атмосферной циркуляцией и температурой воздуха почти отсутствует (см. табл. 1, август).

Большой интерес представляет резкое увеличение коэффициента корреляции между числом дней с зональной циркуляцией и температурой воздуха в среднем за год по сравнению с месячными коэффициентами. Это объясняется следующим образом. В каждом отдельном случае на температуру воздуха влияет не только наличие зональной циркуляции, но и другие факторы: состояние подстилающей поверхности (наличие или отсутствие снежного покрова зимой, состояние растительности летом), а также группировка дней с зональной циркуляцией внутри месяца — подряд или с большими промежутками и т. п. Все эти добавочные факторы ослабляют корреляцию температуры с зональной циркуляцией, и только при большом осреднении (что и происходит в годовых средних) роль этих факторов, носящих случайный характер по отношению к исследуемой нами связи, резко снижается и более четко выступает значение циркуляции в ходе температуры.

Объяснить причину изменения характера связи к концу периода (с 30-х годов) затруднительно. Некоторые общие соображения по вопросу об изменении характера связи между ходом циркуляции и температурой воздуха в отдельных частях периода будут изложены при анализе данных по секторам.

Дать количественную оценку связи между средними 10-летними числами дней с зональной циркуляцией и температурой воздуха северного полушария путем вычисления коэффициента корреляции нельзя, так как за общий период имеется лишь шесть независимых 10-летий.

Объединение циркуляционных процессов для всего северного полушария в целом в две группы — зональную и меридиональную — позволяет решить некоторые важные задачи: определить даты начала и конца, а следовательно, и продолжительность пе-

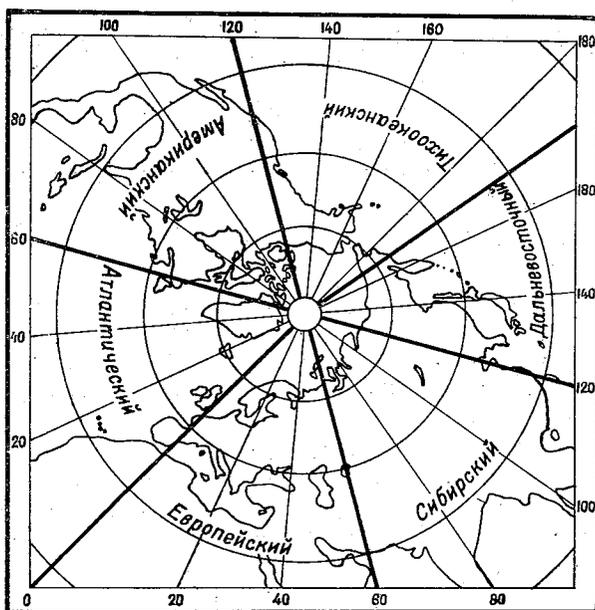


Рис. 7. Географическое положение секторов северного полушария по Дзердзеевскому.

риодов с преобладанием зональной и меридиональной циркуляции; степень их влияния на температуру полушария в разные сезоны года и в среднем за год. Вместе с тем автором типизации не обнаружено в наземном слое атмосферы ни одного случая, когда бы на всех широтах и во всех частях полушария одновременно наблюдалась зональность. Причиной этого является неоднородность характера подстилающей поверхности (распределение материков и океанов). Это обстоятельство привело Дзердзеевского к необходимости более дифференцированной типизации ЭЦМ и разделения полушария на 6 секторов (рис. 7). Всего выделено 10 групп по сходным формам циркуляции в каждом из секторов. Лишь в трех из этих групп характеризующий признак определен одним процессом, в остальных 7 группах использованы двойные характеристики в связи с тем, что в разных частях сектора атмосферные процессы различны.

В монографиях Дзердзеевского [4, 5] дана детальная характеристика всех типов и подтипов ЭЦМ и соответствующие им типовые карты-схемы. Здесь мы только коротко напомним распределение ЭЦМ на 10 групп по секторам. Ввиду того что нам в дальнейшем придется часто пользоваться соответствующей терминологией, укажем для сокращения их условное наименование:

Группы циркуляции

Широтная западная (1)	Долготная северная и широтная восточная (2+5)
Долготная северная (2)	Долготная северная и широтная западная (2+1)
Долготная южная (3)	Долготная северная и долготная южная (2+3)
Широтная западная и долготная южная (1+3)	Долготная южная и стационарное положение (3+4)
Широтная западная и стационарное положение (2+4)	
Долготная северная и стационарное положение (2+4)	

Не все эти группы циркуляции осуществляются в каждом секторе. Так, например, в Сибирском секторе не наблюдается группы (3) и (3+4), в Дальневосточном секторе нет групп (1), (2), (2+4), (2+1), в Тихоокеанском секторе отсутствуют группы (3), (1+3).

При сопоставлении хода температуры с типами циркуляции по секторам возникают значительные трудности в связи с тем, что типы циркуляции даются для всего сектора, а средние температуры для секторов в целом не рассчитаны и приходится делать сопоставление наиболее существенных для данного сектора типов циркуляции с ходом температуры отдельных станций, являющихся как бы представителями хода температуры в данном секторе. Между тем, как это хорошо видно из типовых карт-схем, представленных в работах Дзердзеевского, на практике в разных частях секторов процессы неодинаковы, например, на севере господствует группа (1), на юге сектора — прорывы циклонов с юга (3) и т. п. Это должно вести к ослаблению связей между температурой воздуха на отдельных станциях и типом циркуляции.

Увеличение числа станций внутри сектора, служащих для сопоставления температуры воздуха с типами циркуляции, не приведет к увеличению тесноты связи, так как близко расположенные друг к другу станции вследствие большой корреляции между их температурой не дадут ничего нового. На первый взгляд может показаться, что связь будет теснее, если разделить каждый сектор на два, но при этом во многих случаях мы имели бы дело уже не с глобальными, а с местными процессами, что не соответствует поставленной в статье цели.

В некоторых случаях в секторе нет какого-либо одного типа процесса, повторяемость которого резко превышает повторяемость других типов, а влияние различных типов процессов

на температуру различно, в результате чего четко выраженной корреляции между температурой и циркуляцией не обнаруживается.

Учитывая указанные выше трудности, ограничимся при сопоставлении хода температуры в данном секторе с ходом наиболее существенных для этого сектора форм циркуляции по 10-летним скользящим средним в январе, когда можно ожидать наибольшей увязки между температурой воздуха и циркуляцией на больших

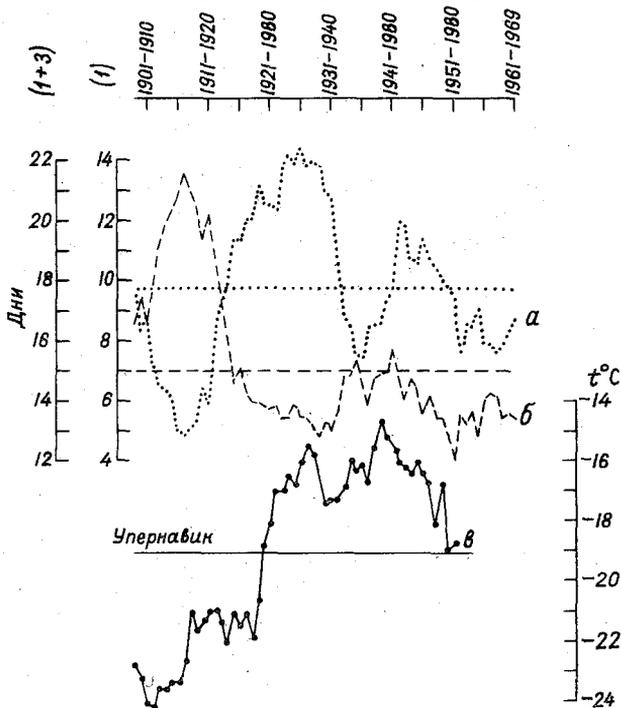


Рис. 8. 10-летние скользящие средние.

а — число дней с циркуляцией (1), б — число дней с циркуляцией (1+3), в — температура воздуха в Упернавике. Атлантический сектор. Январь.

пространства материков. В этом нас убеждает ход изотерм в январе, а именно наличие так называемых «меридиональных ветвей» изотерм.

В этих частях северного полушария наблюдается, например, одна и та же температура на побережье Кольского полуострова и северного побережья Каспийского моря, на Новой Земле и в Свердловске. Даже к востоку от Урала, на Оби, сохраняется аналогичное направление изотерм. Такое же распределение температур характерно и для западной части Америки, но там оно осложняется наличием горных хребтов.

Существование меридиональных ветвей изотерм показывает, что ведущая роль в ходе температур зимой, по крайней мере в северной половине полушария, принадлежит циркуляции.

На рис. 8—14 представлен ход числа дней с различными типами циркуляции по скользящим 10-летиям по секторам в сопоставлении с 10-летними скользящими температурами января определенных пунктов в тех же секторах. Типы циркуляции выбирались такие, которые отличались большими колебаниями повторяемости в разные части периода, так как только в этом случае можно было с уверенностью судить о наличии их влияния на температуру

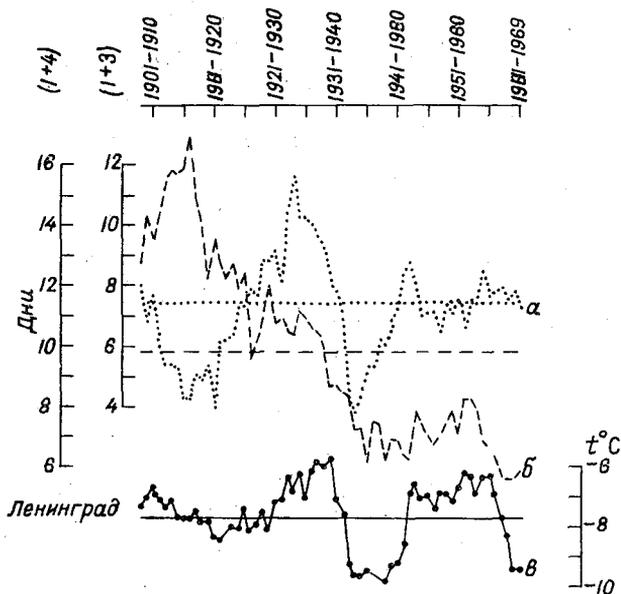


Рис. 9. 10-летние скользящие средние.

а — число дней с циркуляцией (1+3), б — число дней с циркуляцией (1+4), в — температура воздуха в Ленинграде. Европейский сектор. Январь.

воздуха. В дополнение к ним приведены типы циркуляции, которые их замещали в те части периода, когда повторяемость основного типа была мала.

Анализ рис. 8—14 приводит к следующим выводам.

Атлантический сектор. Исследовался ход температуры в Упернавике (северо-западное побережье Гренландии). На первый взгляд выбор этого пункта для характеристики хода температуры в Атлантике недостаточно обоснован и казалось бы, что лучше выбрать какой-либо пункт в Исландии. Но там колебания температуры из года в год под влиянием океана настолько сглажены, что решение вопроса о роли циркуляции в ходе температуры воздуха было бы затруднительно. В Упернавике же за рассматриваемый период температура в январе повысилась от $-24,2^{\circ}\text{C}$ за 10-летие 1902—1911 гг. до $-14,7^{\circ}\text{C}$ за 10-летие 1939—1948 гг., т. е. на $9,5^{\circ}\text{C}$. Из рис. 8 видно, что наилучшее совпадение хода

температуры наблюдается с повторяемостью циркуляции (1) с 1911 по 1960 г.

В начале нашего века повторяемость циркуляции (1) была мала (с 1907 по 1916 г. всего 4,8 дня), ее замещала в основном циркуляция (1+3), что также должно было привести к повышенным температурам в секторе. Этого, однако, не происходит, так как судя по схеме циркуляционных механизмов прорывы южных циклонов не достигают Гренландии.

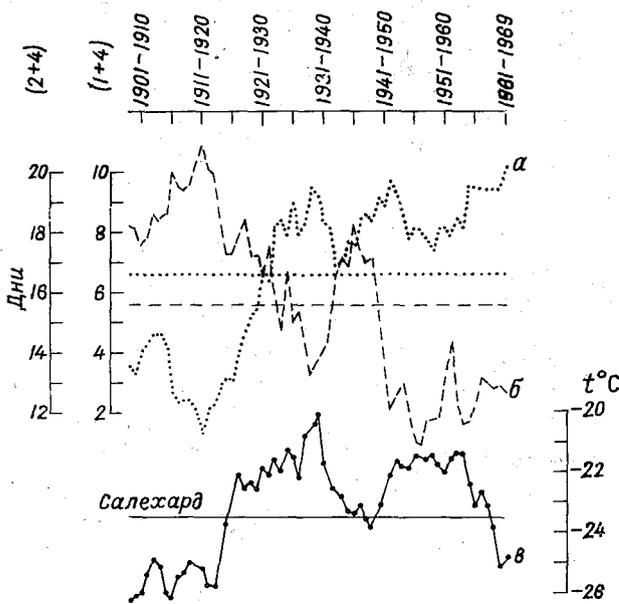


Рис. 10. 10-летние скользящие средние.

a — число дней с циркуляцией (1+4), *б* — число дней с циркуляцией (2+4), *в* — температура воздуха в Салехарде. Сибирский сектор. Январь.

Европейский сектор. Сопоставлялся ход температуры января в Ленинграде с повторяемостью циркуляции (1+3). Из рис. 9 видно достаточно хорошее совпадение хода обеих кривых, особенно заметное в теплые 30-е и холодные 40-е годы, несмотря на то, что за весь рассматриваемый период число дней с указанным выше типом циркуляции не велико, ни в одно 10-летие оно не превышает 11,4. В начале века (до 1920 г.), когда число дней с циркуляцией (1+3) мало (около 4—5), ее замещает тип циркуляции (1+4), повторяемость которого достигает в среднем за 10-летие 1907—1916 гг. 16,9 дня. Такое положение должно бы привести к понижению температуры Ленинграда, однако это понижение сильно сглажено потому, что высокое атмосферное давление, связанное со стационарным положением в данном секторе,

наблюдается в южной половине сектора, значительно южнее Ленинграда.

Сибирский сектор. Ход температуры воздуха в Салехарде в основном согласуется с повторяемостью циркуляции (1+4), но объяснение хода температуры в отдельных частях периода требует также рассмотрения повторяемости циркуляции (2+4).

В начале столетия 10-летние средние температуры января были несколько ниже -26°C , повторяемость циркуляции (1+4) была

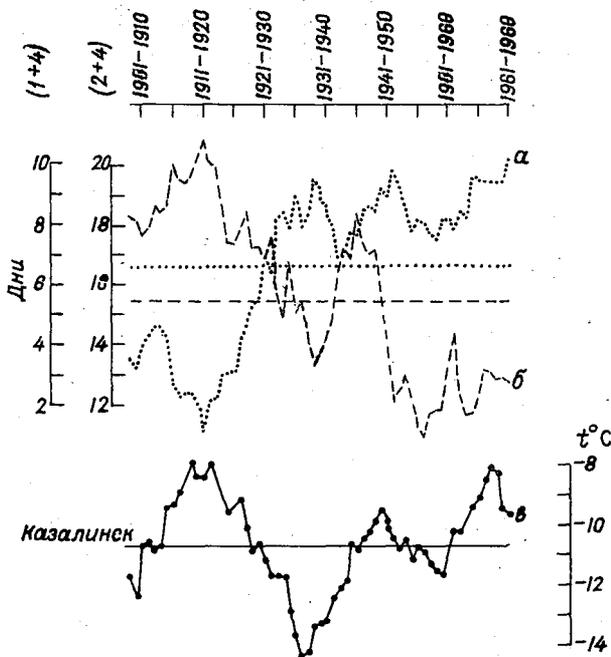


Рис. 11. 10-летние скользящие средние.

а — число дней с циркуляцией (1+4), б — число дней с циркуляцией (2+4), в — температура воздуха в Казалинске. Сибирский сектор. Январь.

ничтожная, повторяемость типа циркуляции (2+4) превышала 20 дней. Под влиянием северных вторжений температура в Салехарде была низка. Высокая температура января в Салехарде в 20-е и особенно в 30-е годы связана в основном с повышением повторяемости циркуляции (1+4) и падением повторяемости типа (2+4), несмотря на то, что число дней с типом (2+4) все же остается еще несколько больше, чем с типом (1+4). То же в основном относится и к более позднему периоду — ведущая роль принадлежит типу (1+4).

Чтобы показать, какое значение имеет выбор пункта при сопоставлении хода определенных форм циркуляции с температурой различных пунктов в одном и том же секторе, приведем (см. рис. 11) ход температуры Казалинска с теми же формами

циркуляции, что и при сопоставлении их с Салехардом (1+4 и 2+4). В данном случае ведущую роль играет повторяемость северных вторжений. Если в Салехарде такие вторжения приводили к понижению температуры, то в Казалинске они приводят к ее повышению, так как в Салехарде они препятствовали широтному обмену, а в Казалинске они, по-видимому, содействуют разрушению азиатского антициклона, приносящего холод. Поэтому при нали-

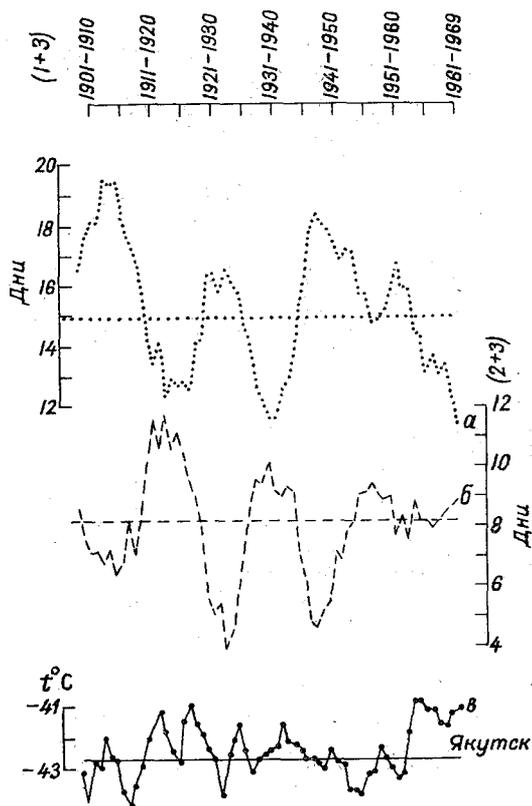


Рис. 12. 10-летние скользящие средние.

а — число дней с циркуляцией (1+3), б — число дней с циркуляцией (2+3), в — температура воздуха в Якутске. Дальневосточный сектор. Январь.

чи в Сибирском секторе одних и тех же форм циркуляции ход температуры воздуха в Салехарде и Казалинске носит противоположный характер.

Дальневосточный сектор. Географическое положение этого сектора выбрано не вполне удачно — часть его находится на сильно выхолаженном участке континента, часть — на Тихом океане. Автор типизации сознавал ненормальность такого положения и пытался улучшить его, уменьшив океаническую часть площади сектора и разделив часть полушария от 120° в. д. до 120° з. д. на

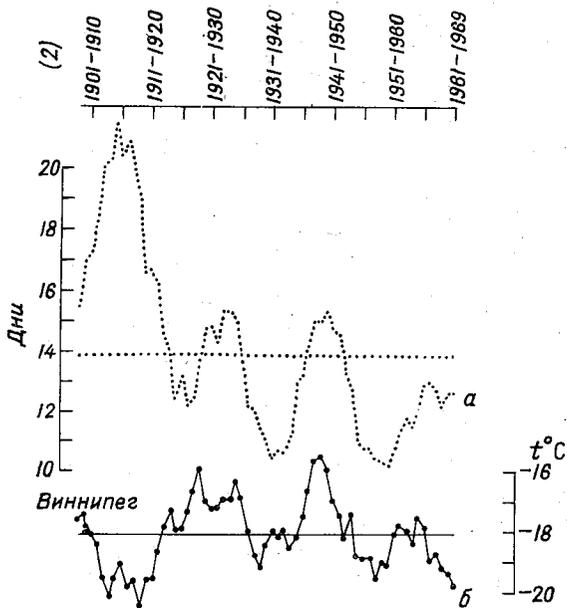


Рис. 13. 10-летние скользящие средние.
а — число дней с циркуляцией (2), б — температура Виннипега. Американский сектор. Январь.

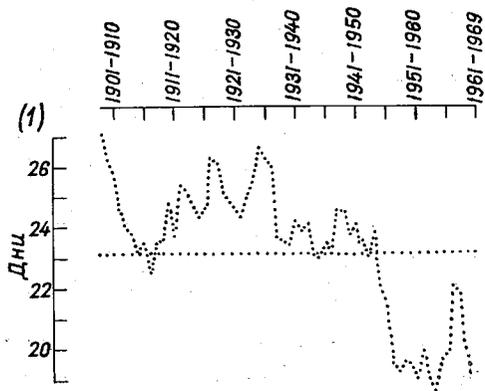


Рис. 14. 10-летние скользящие средние числа дней с циркуляцией (1). Тихоокеанский сектор. Январь.

два сектора, распространяющиеся по долготе на 50° (Дальневосточный) и на 70° (Тихоокеанский). В Дальневосточном секторе преобладающими являются следующие формы циркуляции — либо (1+3), либо (2+3), причем (2) на западе сектора и (3) на востоке. В связи с этим один и тот же пункт в разные годы может попасть то под влияние широтных потоков, то под влияние потоков с севера. В результате связь повторяемости определенных форм циркуляции с температурой отдельных пунктов ослаблена. Это хорошо видно из рис. 12, где дано сопоставление повторяемости форм циркуляции типов (1+3) и (2+3) с температурой Якутска.

Американский сектор. В этом секторе преобладает северная долготная циркуляция (2), повторяемость которой колеблется от 21,5 дня в среднем за 10-летие 1905—1914 гг. до 10,2 дня в среднем за 10-летие 1950—1959 гг. Сопоставление повторяемости этой группы типов циркуляции с температурой воздуха в Виннипеге показывает, что в начале столетия при большом развитии северных вторжений температура Виннипега была наиболее низкой, в последующем же периоде наблюдался параллелизм в ходе повторяемости этих вторжений и температуры воздуха. Такое положение, по-видимому, обусловлено тем, что в периоды относительно малой повторяемости северных вторжений замещающие этот тип другие формы циркуляции, например, (1) и (2+4) также не приносят тепла.

Тихоокеанский сектор. Характер циркуляции в этом секторе отличается некоторым своеобразием. Прежде всего господствующая форма циркуляции — широтная (1) — отличается большой повторяемостью, превышающей в начале столетия 27 дней и даже в период ее наименьшей повторяемости — в 10-летие 1954—1963 гг. — составляющей 18,6 дня (см. рис. 14). Найти подходящую станцию для сопоставления ее температуры с ходом циркуляции оказалось затруднительным, так как тип циркуляции (1) должен приносить холод на Чукотку, тепло на Аляску; в более южных районах, в океанической области сектора, нет вообще подходящих станций для сравнения, да и вряд ли можно было бы ожидать достаточного сходства хода ее температуры с ходом циркуляции типа (1), так как температура такой океанической станции была бы сильно сглажена под влиянием океана.

Приведем некоторые обобщения результатов, полученных на основе анализа связи между температурой воздуха в январе и повторяемостью групп циркуляции, характерных для секторов полушария.

1. Сопоставление повторяемости форм циркуляции, наиболее существенных для данного сектора, с ходом температуры отдельных станций, представляющих этот сектор, не дает полноценного ответа на вопрос о тесноте связи между этими показателями, так как для разных частей сектора могут быть типичны разные формы циркуляции. Очень показательным в этом отношении является пример сопоставления хода температуры Салехарда и Казалинска

(Сибирский сектор) с одними и теми же формами циркуляции (1+4 и 2+4).

2. В опубликованных ранее работах при сопоставлении повторяемости какого-либо типа циркуляции с температурой воздуха нередко обнаруживался в некоторой части рассматриваемого периода параллелизм в ходе обеих кривых, в другой же части — зеркальный ход. Объяснить это явление было затруднительно. В настоящее время после усовершенствования Дзердзеевским его типизации атмосферной циркуляции и выделения им 10 форм циркуляции стало ясно в чем дело. Это хорошо видно из примеров, приведенных для Сибирского и Американского секторов. В те части периода, когда повторяемость определенного типа циркуляции становится малой, она уже не оказывает влияния на температуру, но тот тип циркуляции, который ее замешает, может приводить в одних случаях к повышению, в других — к понижению температуры.

Подытожим результаты исследования, проведенного в данной работе, ограничившись лишь указанием на то, что нового внесла эта работа в вопрос о связи между температурой воздуха и характером атмосферной циркуляции по сравнению с фактами, установленными в предыдущих работах по этому вопросу.

После того когда в работе [9] была определена температура воздуха за каждый год для января, августа и в среднем за год на северном полушарии, оказалось возможным сопоставить ее с повторяемостью зональной циркуляции на полушарии. Это позволило точнее, чем это сделано Дзердзеевским, определить границы (во времени) между I и II, II и III циркуляционными эпохами.

Коэффициенты корреляции между температурой воздуха и числом дней с зональной циркуляцией в январе и августе малы и по существу говорят лишь о положительной связи между этими показателями, значительно больше они лишь для годовых средних.

Такое соотношение между месячными и годовыми значениями коэффициентов корреляции свидетельствует о том, что фактически влияние циркуляции на температуру воздуха значительно, но оно сильно затушевывается ролью других факторов локального характера (условиями рельефа, наличием или отсутствием снежного покрова и др.). В годовых же средних значение этих факторов сильно сглажено (формы рельефа зимой и летом имеют различное влияние на температуру, снежный покров в одни годы уже установился, в другие годы отсутствует).

Различие коэффициентов корреляции в разные отрезки исследуемого периода, по-видимому, связаны с автоколебаниями атмосферы, но это предположение требует специального исследования.

В прежних работах при сопоставлении хода температуры воздуха отдельных станций с повторяемостью определенных типов циркуляции в соответствующих секторах было трудно выявить причину своеобразного хода кривых температуры и циркуляции. Часть периода эти кривые шли более или менее параллельно, а часть — зеркально друг к другу. В настоящее время установлено, что все дело в том, какие именно типы циркуляции приходят на смену тем,

которые в определенные отрезки времени имеют малую повторяемость.

Представляло бы интерес сделать сопоставление хода температуры с типами циркуляции по Вангенгейму—Гирсу для выяснения, какая из типизаций позволяет найти показатели, лучше увязывающиеся с температурой воздуха. Выполнить это, однако, очень затруднительно, так как Гирс в своей работе [3] таких сопоставлений не производит, он говорит в основном о тенденциях роста или спада интегральных (точнее интегрально-разностных) кривых температуры в различные циркуляционные эпохи.

Известно, однако, что интегрально-разностные кривые имеют существенные недостатки, и даже в случае исходного бессвязного ряда накопление случайных ошибок может в середине ряда произвести впечатление закономерности, при наличии же в ряду циклического процесса он в этих рядах будет сдвинут на четверть фазы. Кроме того, Гирс далеко не всегда использовал однородные ряды наблюдений. Так, например, в Париже станция переносилась, средние многолетние температуры января в обоих пунктах различаются на $0,8^{\circ}\text{C}$, станция Баренцбург также неоднородна. К сожалению, в работе Гирса нет сведений о том, каким методом экстраполированы им температуры Баренцбурга и мыса Шмидта. Он использует температуры этих станций с 1900 г., но известно, что наблюдения в Баренцбурге начались в 1911 г., а на мысе Шмидта — в 1932 г.

Вряд ли экстраполяция температур этих станций за указанные годы могла быть достаточно точной для исследования колебаний климата и безусловно отразилась на результатах исследования.

В заключение следует сказать, что вопрос о роли атмосферной циркуляции в колебаниях климата и в настоящее время разными авторами решается неодинаково. Так, например, В. А. Бугаев в работе [12] говорит, что динамическая климатология охватывает широкий ряд проблем, относящийся к атмосферной циркуляции как к климатообразующему процессу.

М. И. Будыко [2] пишет: «Ранее распространенное мнение о том, что атмосферная циркуляция также является климатообразующим фактором, как уже неоднократно отмечалось в наших работах, не может быть принято, так как движение атмосферного воздуха является одним из элементов климата, а отнюдь не внешним по отношению к климату фактором». То, что атмосферная циркуляция не является первичным фактором, формирующим климат, спору нет, это четко сформулировано в определении понятия «климат» Дроздовым и Рубинштейн [1]. Это, однако, не препятствует большой роли циркуляции в формировании климата ввиду ее обратной связи с основными климатообразующими факторами — солнечной радиацией и подстилающей поверхностью. Большая роль атмосферной циркуляции в структуре колебания климата показана в работах Рубинштейн [7, 9].

Трудности выявления вклада каждого из климатообразующих факторов в формирование климата связаны, как правильно отме-

чает М. И. Юдин, со свойством «атмосферы как сложной нелинейной колебательной системы со многими степенями свободы» [10].

Из сказанного ясно, что задача определения роли каждого из климатообразующих факторов в формировании климата трудна, далеко еще не решена, но важность ее для прогноза климата требует дальнейших усилий на новом, более высоком уровне.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии, ч. 1 и 2. Л., Гидрометеиздат, 1952, с. 9.
- 2) Будыко М. И. Изменения климата.— «Метеорология и гидрология». 1967, № 11, с. 18—27.
3. Гирс А. А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л., Гидрометеиздат, 1971, с. 3—280.
4. Дзерdzeевский Б. Л. Циркуляционные механизмы в атмосфере северного полушария в XX столетии. М., ВИНТИ, 1968, с. 7—240.
5. Дзерdzeевский Б. Л. Циркуляционные механизмы в атмосфере северного полушария в XX столетии (статистические данные для полушария и шести его секторов). М., ВИНТИ, 1970 (МГГ, Материалы метеорол. исследований), с. 5—175.
6. Рубинштейн Е. С. К проблеме изменения климата.— Труды НИУ ГУГМС, сер. 1, вып. 22, 1946, с. 3—83.
7. Рубинштейн Е. С. Связь изменения температуры воздуха с атмосферной циркуляцией.— В кн.: «Современное изменение климата». Л., Гидрометеиздат, 1966, гл. IV, с. 139—174.
8. Рубинштейн Е. С. Средние широтные температуры воздуха на земном шаре и их связь с изменением климата.— Труды ГГО, вып. 269, 1970, с. 3—22, приложение 1—5.
9. Рубинштейн Е. С. Структура колебаний температуры воздуха на северном полушарии. Л., Гидрометеиздат, 1973, с. 3—33.
10. Юдин М. И. О факторах, обуславливающих нестационарность общей циркуляции атмосферы.— «Метеорологические исследования», 1968, № 16, с. 15—21 (Междуведомств. геофиз. комитет АН СССР).
11. Bergeron T. Richtlinien einer dynamischen Klimatologie.— Met. Zeitschrift, Bd. 47, H. 7, 1930, S. 246—262.
12. Bugaev V. A. Dynamic climatology in the light of satellite information.— Bulletin of the American Meteorological Society. Vol. 54, N 5, May 1973.
13. Teisserenc de Bort. Etude sur l'hiver de 1879—1880 et recherches sur la position des centres d'action de l'atmosphère dans les hiver anomaux.— Ann. du Bureau Central Met. de France. T. 11. Paris, 1883.

ЦИКЛИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УВЛАЖНЕННОСТИ МЕСТНОСТИ ПО ГОДИЧНЫМ ПРИРОСТАМ ДЕРЕВЬЕВ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ

Для климатических прогнозов большое значение имеет изучение циклов колебаний атмосферных осадков. Этому вопросу посвящен ряд работ. Следует, однако, отметить, что такие циклы изучались главным образом по данным измерений осадков с 1891 г., т. е. с того времени, когда на метеорологических станциях стала широко вводиться защита Нифера. По более же ранним наблюдениям над осадками цикличность их была показана только по немногим станциям.

Наиболее детально вопрос о цикличности атмосферных осадков на территории СССР изучался О. А. Дроздовым и А. С. Григорьевой. Они получили данные по длительности циклов колебаний осадков и амплитудам циклов за холодную и теплую части года по 76 станциям СССР [3]. Влияние повышенной и пониженной солнечной активности в ее вековом ходе на продолжительность циклов колебаний осадков в этой работе не учитывалось.

Однако цикличность осадков можно изучать за более продолжительное время по радиальным годовым приростам деревьев. Последние очень чувствительны к колебаниям температуры и осадков особенно в лесостепной зоне, для которой характерна неустойчивость увлажнения. Это видно из данных, приведенных в табл. 1. В ней показаны средние величины гидротермических коэффициентов (по Г. Т. Селянинову) за отдельные месяцы вегетационного периода для деревьев, произраставших в лесостепной зоне Воронежской области — дуба (Теллермановский лесной массив) и сосны (Усманский бор). Значения гидротермических коэффициентов в данном случае определялись за годы с повышенным и пониженным радиальными приростами деревьев по наблюдениям метеорологических станций Калиновский хутор с 1890 г., Борисоглебск с 1897 г. (для дуба) и Воронеж с 1873 г. (для сосны).

Для другой дубравы лесостепной зоны Воронежской области — Шипова леса — повышенные приросты дуба наблюдались при ин-

Таблица 1

Гидротермические коэффициенты в годы с повышенным и пониженным радиальными приростами деревьев

Прирост	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
Дуб					
Повышенный . . .	1,2	1,3	1,1	1,1	1,0
Пониженный . . .	0,7	0,7	0,8	0,9	0,8
Сосна					
Повышенный . . .	1,4	1,2	1,2	1,2	1,1
Пониженный . . .	0,9	0,9	0,8	0,8	0,9

дексах Докучаева—Высоцкого от 1,15 до 1,25, а пониженные — от 0,97 до 0,83. Эти индексы определялись по методу М. И. Будыко [2].

Данные, приведенные в табл. 1, показывают, что в условиях лесостепи повышенные приросты деревьев образуются при достаточном увлажнении, а пониженные — при недостаточном. Поэтому радиальные приросты деревьев являются хорошей иллюстрацией характера увлажненности местности за отдельные годы. При изучении цикличности увлажнения эти два способа определения ее — по осадкам и приростам деревьев — дополняют друг друга и, кроме того, указывают на связь между процессами, протекающими в атмосфере и биосфере, поскольку деревья являются составной частью последней. Так как возраст деревьев может быть весьма значительным, то по ширине годичных колец деревьев можно получить данные о колебаниях увлажненности местности и проследить цикличность увлажнения за весьма продолжительное время, гораздо большее, чем за время измерения осадков при помощи осадкомеров. Поэтому выражение увлажненности при помощи естественных природных регистраторов ее, какими являются годичные кольца деревьев, дает возможность шире и глубже изучить вопрос о цикличности изменений осадков и прироста деревьев, что имеет большое практическое значение.

Для изучения цикличности в ходе изменения прироста деревьев на Европейской территории СССР были взяты поперечные срезы у 73 экземпляров их, произрастающих в следующих природных зонах:

1) тайга — 6 сосен и 6 елей (Средняя Карелия и юг Вологодской области), возраст сосны в среднем 262 г., ели — 163 г.;

2) лесостепь — 21 сосна (18 сосен из Воронежской области — Усманский бор и 3 сосны из Оренбургской и Куйбышевской областей — Бузулукский бор), возраст сосен 143—176 лет; 3 дуба и 3 ясеня (Воронежская область — Теллермановский лесной массив и Шипов лес), возраст дуба в среднем 211 лет, ясеня — 82 г.;

3) Северный Кавказ — 4 дуба (из районов Майкопа и Туапсе), возраст в среднем 139 лет; высота над уровнем моря 300—600 м.

Циклические изменения прироста деревьев определялись следующим образом. Сначала со спиленных деревьев были взяты поперечные срезы, на которых измерялись с точностью до 0,1 мм толщины годичных приростов, а затем производилось сглаживание их по 15-летним скользящим средним. В дальнейшем определялись за каждый год отклонения прироста в процентах от средней скользящей величины прироста. Приросты по величинам отклонений делились на три группы — нормальные, повышенные и пониженные. Прирост принимался нормальным, если он отклонялся в ту или другую сторону от средней скользящей не более чем на 10%. Прирост считался повышенным, если он превышал среднюю скользящую более чем на 10% и пониженным, если он был ниже ее более чем на 10%. После этого определялось количество экземпляров деревьев данной породы с такими приростами, а затем вычислялось процентное отношение количества деревьев с повышенным или пониженным приростом к числу всех экземпляров взятой породы, анализируемых за данный год. На рис. 1 представлены сглаженные по пятилетним скользящим средним данные изменений в процентах повышенных и пониженных приростов взятых деревьев за XVIII—XX вв. Эти изменения, как видно из рисунка, являются сопряженными, т. е. увеличению повторяемости повышенных приростов соответствует понижение повторяемости пониженных приростов и наоборот. Из рисунка также видно, что в изменениях прироста деревьев наблюдается цикличность с той или иной продолжительностью циклов.

Сопоставление продолжительности циклов с повышенными и пониженными приростами деревьев с изменениями солнечной активности в ее вековом ходе показало, что она в сильной степени обусловлена характером этой активности, т. е. зависит от того, будет ли активность высокой или низкой. Большой возраст деревьев позволил выяснить эту зависимость с 1700 г., т. е. с начала производства регулярных телескопических наблюдений над солнечными пятнами.

С 1700 по 1963 г. в вековом ходе солнечной активности наблюдались 3 эпохи с низкой активностью и 3 эпохи с высокой [4]. Они охватывали следующие промежутки времени и циклы солнечной активности.

Низкая солнечная активность			
Годы	1700—1743	1784—1832	1878—1922
Номер цикла	—4, —3, —2, —1	4, 5, 6, 7	12, 13, 14, 15
Высокая солнечная активность			
Годы	1744—1783	1833—1877	1923—1963
Номер цикла	0, 1, 2, 3	8, 9, 10, 11	16, 17, 18, 19

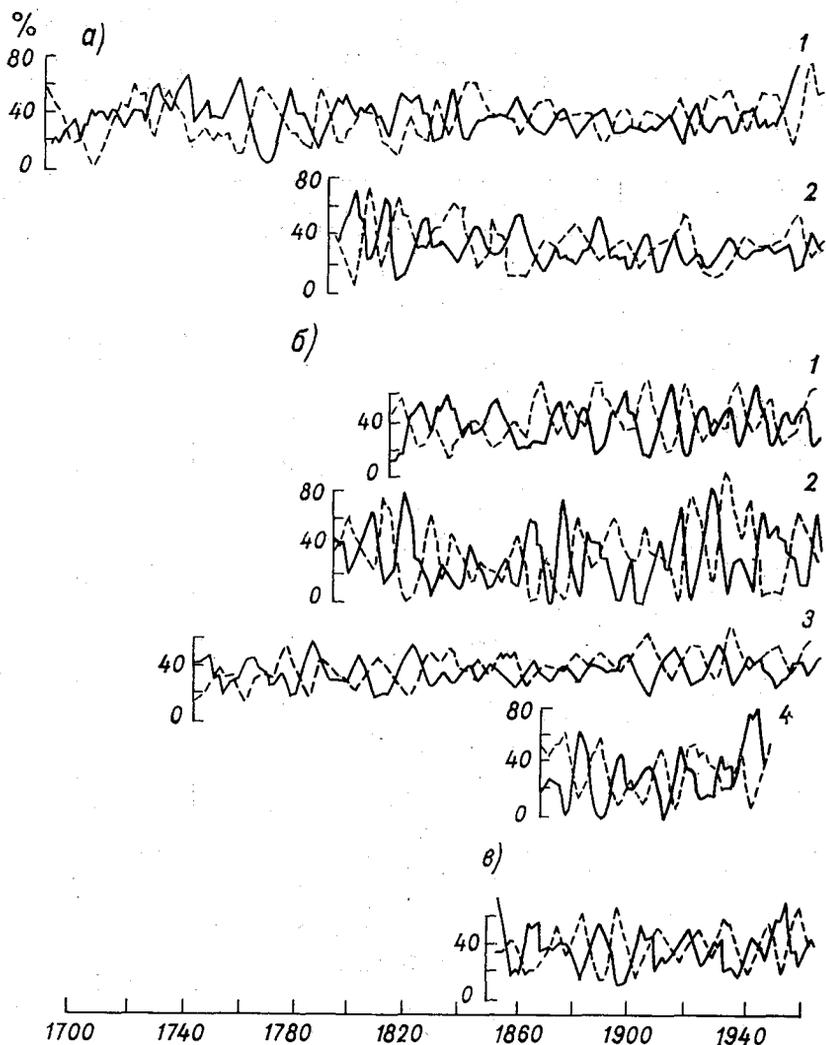


Рис. 1. Колебания средних величин продолжительности циклов увлажнения в годы с повышенными приростами (сплошная линия) и пониженными приростами (пунктирная линия) деревьев за эпохи с низкой и высокой солнечной активностью.

a — тайга: 1 — сосна, 2 — ель; *б* — лесостепь: 1 — сосна (Воронежская обл.), 2 — сосна (Куйбышевская и Оренбургская обл.), 3 — дуб, 4 — ясень; *в* — Северный Кавказ, дуб.

Средние величины продолжительности циклов с повышенными и пониженными приростами деревьев за эпохи с высокой и низкой солнечной активностью приведены в табл. 2.

Из табл. 2 видно, что продолжительность циклов с повышенными и пониженными приростами в эпохи с низкой солнечной активностью в вековом ее ходе больше, чем в эпохи с высокой

Средние величины продолжительности циклов (годы) с преобладанием повышенных и пониженных приростов деревьев за эпохи с низкой и высокой солнечной активностью

Прирост деревьев	Солнечная активность		Средняя продолжительность
	низкая	высокая	
Тайга			
Сосна (Средняя Карелия, Вологодская область)			
Повышенный	13,2	10,6	11,9
Пониженный	14,3	10,5	12,4
Ель			
Повышенный	13,2	10,5	11,8
Пониженный	12,9	10,8	11,8
Лесостепь			
Сосна (Воронежская область)			
Повышенный	12,2	10,4	11,3
Пониженный	12,5	10,2	11,3
Сосна (Оренбургская и Куйбышевская области)			
Повышенный	11,8	10,0	10,9
Пониженный	12,2	10,9	11,6
Дуб (Воронежская область)			
Повышенный	12,7	10,4	11,6
Пониженный	13,6	10,0	11,8
Ясень			
Повышенный	11,2	8,7	10,0
Пониженный	11,2	9,2	10,2
Северный Кавказ			
Дуб (районы Майкопа и Туапсе)			
Повышенный	9,6	11,5	10,6
Пониженный	9,6	13,4	11,5
Средняя			11,3

активностью. Однако на Северном Кавказе, в предгорной части, наблюдается обратная картина — наиболее продолжительные циклы повышенных и пониженных приростов образуются в эпохи с высокой солнечной активностью. Средняя же продолжительность всех циклов, за все эпохи солнечной активности, определяется в 11,3 года, т. е. равна средней продолжительности солнечного 11-летнего цикла. Однако и продолжительность солнечного цикла также колеблется. В годы с низкой активностью Солнца она определяется в среднем в 11,5 года, в годы с высокой активностью в 10,5 года. Колебания продолжительности циклов с повышенными

и пониженными приростами деревьев аналогичны изменениям продолжительности солнечных циклов.

Такие разницы в продолжительности солнечных 11-летних циклов вызывали различия в числах дней с меридиональной циркуляцией атмосферы и западным переносом воздушных масс. Ниже приводится число дней за год и за период май—сентябрь с западным переносом (W) (суммы числа дней с меридиональной и восточной циркуляцией дополняют эти данные до 365 и 153 дней). Число дней приведено для Европейской территории СССР по данным Г. Я. Вангенгейма (1952) начиная с 1891 г. Они охватывали 7 11-летних солнечных циклов — с 13 по 19 (по цюрихской нумерации). Из них 13—15-й циклы приходились на эпоху с низкой солнечной активностью, а 16—19-й — с высокой.

Таблица 3

Число дней с западным переносом воздушных масс за год и за период май—сентябрь за эпохи с высокой и низкой солнечной активностью

Солнечная активность	Год	Май—сентябрь
Высокая	119	48
Низкая	154	69

Из данных табл. 3 видно, что при высокой солнечной активности наблюдалось значительное понижение повторяемости западной формы циркуляции и, следовательно, преобладание меридиональной и восточной форм, что приводило к понижению продолжительности циклов с повышенным и пониженным приростом деревьев. При низкой же солнечной активности сильно возрастала роль западного переноса воздушных масс, что вызывало увеличение продолжительности циклов с такими приростами.

Таким образом, колебания продолжительности циклов с повышенными и пониженными приростами деревьев, а следовательно, и циклов увлажнения, являются позитивным отражением изменений продолжительности солнечных 11-летних циклов за время высокой и низкой солнечной активности в ее вековом ходе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гирс А. А. Основы долгосрочных прогнозов погоды. Л., Гидрометеиздат, 1960. 560 с.
2. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеиздат, 1956. 255 с.
3. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР. Л., Гидрометеиздат, 1971. 160 с.
4. Костин С. И. Влияние четных и нечетных 11-летних солнечных циклов на прирост дуба. — «Солнечные данные», 1971, № 8, с. 112—113.

ПРОЯВЛЕНИЕ ВЕКОВОГО ХОДА ОСАДКОВ США В ПОВТОРЯЕМОСТИ КРУПНЫХ ДЕФИЦИТОВ ОСАДКОВ И СРАВНЕНИЕ С АНАЛОГИЧНЫМИ УСЛОВИЯМИ В ЗАСУШЛИВЫХ РАЙОНАХ СССР

В среднем за сезоны вековой ход количества осадков более четко выражен на территории СССР, чем на территории Северной Америки, где существенный вековой ход замечен лишь на севере материка. Тем не менее этот ход в фазе, аналогичной европейскому, хорошо виден в ходе осадков [3] на территории США, хотя этот район находится на границе умеренных широт с субтропической зоной. Это противоречие говорит о том, что в вековом ходе в США меняется не столько среднее количество осадков, сколько его изменчивость из года в год. Это находит подтверждение в статистических данных о дефицитах осадков, которые могут быть рассчитаны по имеющимся публикациям, в частности, [3]. Оказалось, что число штатов с крупными дефицитами ниже 50% нормы обнаруживает вековой ход, особенно хорошо выраженный при 10-летнем сглаживании. Этот вековой ход соответствует ходу осадков на Американском материке и аналогичен Европейскому. В качестве показателя засушливости взято число штатов в США с дефицитом осадков меньше 50% нормы, сглаженным по десятилетиям, дополнительно исследованы и несглаженные данные. Вековой ход дефицитов четко виден и если исследовать все случаи осадков меньше нормы, но для крупных дефицитов с осадками меньше 50% нормы этот ход немного больше.

В среднем за год (рис. 1) сглаженное число штатов с дефицитом более 50% меняется от 36 (1905—1914 гг., 1907—1916 гг.) до 80 (1927—1936 гг.), более 75 случаев с таким дефицитом было также в начале периода (1886—1895 гг.). По сезонам — весной (март—май) число дефицитов колебалось от 2 (1911—1920 и 1914—1923 гг., где на годовой кривой второй по величине минимум) до 18 (1925—1934 гг.), летом (июнь—август) тот же показатель колебался от 12 (1904—1913, 1914, 1915 гг.) до 26 (1866—1895 гг.), в конце периода (1927—1936, 1937 гг.) их было 23.

Осенью число дефицитов менялось (сентябрь—ноябрь) от 7 (1918—1927 гг.), где на годовой кривой тоже вторичный минимум дефицитов, до 27 (1928—1929 гг.), но в десятилетия 1886—1895 и 1895—1904 гг. их было лишь на один меньше (на годовой кривой здесь вторичные максимумы) и зимой (декабрь—февраль) от 8 (1888—1897 гг.) до 22 (1898—1907 гг.), в десятилетия 1922—1931, 1932 г. таких дефицитов было 20.

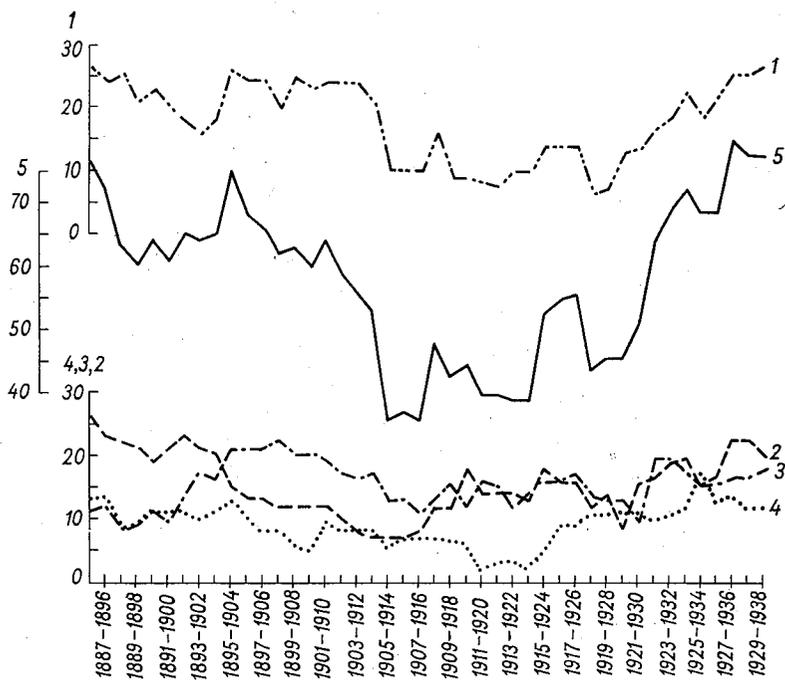


Рис. 1. Число штатов (из 42) с крупным сезонным дефицитом осадков и суммарным за год (осадки менее 50% нормы). Осадки, сглаженные по десятилетиям.

1 — осень, 2 — лето, 3 — зима, 4 — весна, 5 — за год.

Таким образом, наиболее засушливы бывают лето и осень, наименее засушливой весна, где, однако, число дефицитов по годам меняется наиболее сильно (в 7 раз).

К годовой кривой по основному минимуму засушливости ближе всего зима и лето, по максимуму засушливости лето и осень. По несглаженным данным (рис. 2) годы с резко различающейся засушливостью могут наблюдаться в любые эпохи, но все же с 1905 по 1916 г. число дефицитов за год было наименьшим, а в тридцатые годы наибольшим, хотя максимум дефицитов пришелся на 1904 г., а минимум на 1973 г. В засухах наблюдаются следы семилетней цикличности, хотя этот период неустойчив и колеблется от 5 до 9 лет. Приведенные для сравнения подобные

числа дефицитов по областям Европейской территории СССР за период 1900—1938 гг. обнаруживают цикличность, соответствующую 14—16 годам.

Корреляция несглаженных данных по ЕТС и США очень мала, ранговый коэффициент всего 0,2 лежит целиком в пределах ошибок, однако, тенденция к падению засушливости с 1911 по 1917 г. в общем близка к аналогичной в США, но помимо максимума тридцатых годов на ЕТС выделяется период с 1918 по 1921 г. с очень высокими показателями засушливости особенно в 1920 г.,

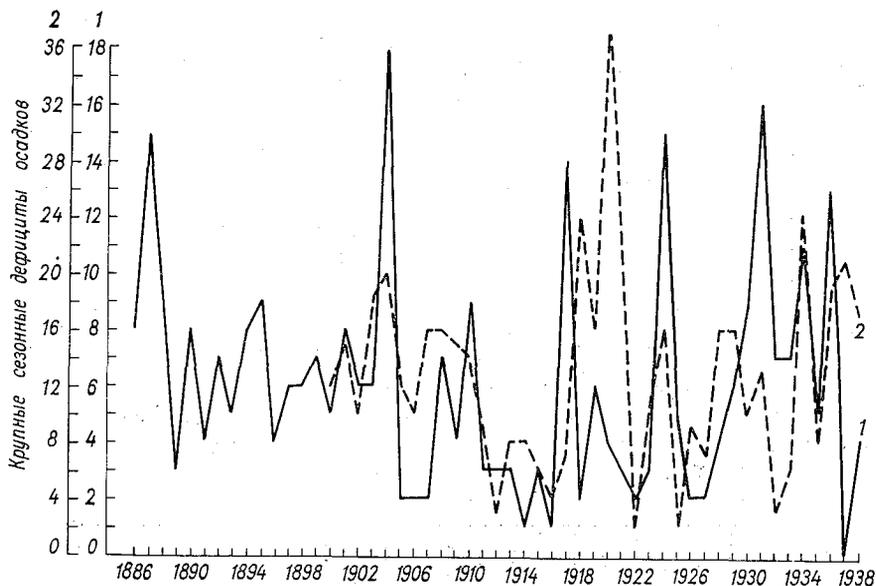


Рис. 2. Сумма за год крупных сезонных дефицитов осадков (<50% нормы) в США (1) и по областям Европейской территории СССР (2).

существенно перекрывающими все 30-е годы. Как известно [2], рост засушливости на ЕТС и засух, охватывающих ЕТС и Казахстан вместе, также произошел в 20-е годы, в 30-е годы уровень засушливости не изменился. Засухи же только в Казахстане дали максимум повторяемости именно в 30-е годы. В 40-е годы засушливость уменьшилась, но вновь возросла в 50-е годы как на ЕТС, так и в Казахстане, причем засухи одновременные в Казахстане и на ЕТС превысили уровень 30-х годов. В 60-е годы уровень засушливости был опять меньшим, нечто подобное, судя по уровню урожайности [3], произошло и в США. Таким образом, в формировании засушливости в США и ЕТС проявляются некоторые общие факторы. Это — вековой ход осадков и тенденция к 14-летней (в США 7-летней) цикличности. Следует, однако, оговориться, что при таком подходе далеко не все знаменитые засухи ЕТС выделились четко и учтены лишь засухи, занимавшие в любое время

года (в том числе и зимой) наибольшие площади. Это, видимо, проявилось и в 30-е годы, когда летняя и зимняя сухость в ряде районов совпали. Вместе с тем сколько-нибудь существенная связь засушливости в обоих районах проявления векового хода заметна только в сглаженных данных и ничтожна в исходных материалах по годам.

Как видно из рис. 2, в период максимальной засушливости в вековом ходе в 1937 г. число крупных дефицитов осадков по станциям США оказалось наименьшим за весь период.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бudyко М. И., Винников К. Я. Современные изменения климата. — «Метеорология и гидрология», 1973, № 9, с. 3—13.
2. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР. — Л., Гидрометеоздат, 1971. 157 с.
3. Maps of seasonal precipitation percentage of normal by states fifty-three years 1886—1938. Washington 1942, 72. (U. S. Weather Bureau, 1942).

А. С. ГРИГОРЬЕВА, О. А. ДРОЗДОВ,
К. В. ЕРЕМЕНКО, И. В. МАЛКОВА

ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕКОВОГО ХОДА ОСАДКОВ В АМЕРИКЕ И АФРИКЕ (СЕВЕРНОЕ ПОЛУШАРИЕ)

В работе О. А. Дроздова [2] были исследованы фазы векового хода осадков на территории Евразии и указывалось на трудности, которые встречаются при выявлении главных минимумов и максимумов в осадках. Одна из них заключается в наложении на вековые колебания более коротких, в результате чего иногда трудно определить главные.

На основании длиннорядных станций, расположенных в различных частях северного полушария, обнаружены циклы длительностью 80—100, а иногда до 120—140 лет, хотя и не всегда с большой амплитудой. При этом в холодный и теплый периоды, как правило, на Американском континенте и в зарубежной Азии основной минимум падает на первую половину 19-го столетия, на Европейских станциях он запаздывает и приходится на более поздние годы. При этом, как правило, если главный минимум в холодный и теплый периоды не совпадает, то уменьшение осадков все же бывает в оба периода. Годы, на которые приходятся главные максимумы, в теплый и холодный периоды смещены более существенно, хотя тоже часто совпадают. В табл. I приведены главные минимумы осадков по станциям, имеющим ряды наблюдений с начала XIX в. Аналогичные данные для СССР даны в статье О. А. Дроздова [4].

Наибольшие амплитуды вековых колебаний осадков, достигающие 30—40%, на материке Евразии наблюдались в северных районах, а именно на северо-востоке ЕТС, западной Сибири, а в холодный период — также в северном Казахстане и в Средней Азии (район Ташкента). Большие амплитуды вековых колебаний имеются и в других районах, но занимают сравнительно небольшие площади [3]. В большинстве случаев амплитуды вековых колебаний осадков составляли около 10%.

Внутривековые колебания (брикнеровские) на территории Евразии наиболее четко проявляются в средней Европе, где они и

Основные минимумы осадков в XIX и XX вв.

Станция	Период	Годы минимума осадков
Бостон	Холодный	1820—1830, 1900—1920 гг.
	Теплый	1820 г., 1938—1950 гг.
Нью-Йорк	Холодный	1832—1840 гг., 1920 г. (неглубокий)
	Теплый	1832—1846 гг., 1950 г.
Филадельфия	Холодный	1820 г., 1930 г. (вековой ход слабо выражен)
	Теплый	1820 г., 1875—1892 гг. " " " "
Чарлстон	Холодный	1845—1855, 1900—1935 гг.
	Теплый	1840—1860 гг., 1920 г.
Копенгаген	Холодный	1875—1890 гг., 1930 г.
	Теплый	1830 г., 1911—1920 гг.
Хельсинки	Холодный	1852—1872 гг., 1930 г.
	Теплый	1851—1855 гг.
Франкфурт	Холодный	1850 г., 1890 г.
	Теплый	1887—1920 гг. (в основном 1900 г.)
Вена	Холодный	1890 г., 1930 г.
	Теплый	1950—1960 гг., 1930 г.
Рим	Холодный	1830 г., 1950 г.
	Теплый	1800 г., 1930 г.
Милан	Холодный	1760 г., 1820 г., 1880 г., 1940 г.
	Теплый	1800 г., 1920 г.
Калькутта	Год	1836—1840, 1950—1960 гг. (вековой ход мал)
Бангалур	Год	1835—1840 гг., 1920 г.
Мадрас	Год	1826—1836 гг., 1940 г. " " "

были впервые обнаружены Брикнером, однако, колебания такого типа проявляются и во многих других районах [3].

Исследования осадков за период 1891—1960 гг. по материке Северной Америки показали, что аналогичные колебания наблюдаются и здесь, но амплитуды их меньше.

В холодный период на материке Северной Америки наиболее длительные циклы (>60 лет) с амплитудами 14—17% расположены на западном побережье, а на отдельных станциях длительность их достигает 150 лет с большими амплитудами. Интеграл от автокорреляционной функции на этих станциях имеет плоские вершины, на фоне которых наблюдаются более короткие колебания. Не исключено, что в вековом ходе имеет место и составляющая процесса марковской структуры. Вековые колебания порядка 70—100 лет с амплитудами 12—17%, которые подтверждаются длиннорядными станциями, имеющими наблюдения с начала 19 в., встречаются и на побережье Атлантического океана. В центре материка на большинстве станций колебания более короткие — 50—60 лет. Вдоль меридиана 100—105° з. д., в северной части Южной Америки, на побережье Мексиканского залива и на островах Карибского моря, преобладают внутривековые колебания брикнеровского типа, однако, имеются и более длительные колебания.

На всей территории Северной Америки в холодный период очень редко наблюдаются вековые колебания с такими большими амплитудами как на материке Евразии.

Вековые циклы в теплый период имеют примерно те же закономерности. На Аляске преобладают внутривековые циклы с амплитудой $>10\%$. На севере Канады и западе Северной Америки всюду преобладают циклы длительностью больше 60 лет с амплитудой несколько меньшей, чем в холодный период. На отдельных станциях западного и восточного побережья, как и зимой, имеются сверхвековые циклы. На значительной части равнинной территории материка Северной Америки и в Карибском море преобладают брикнеровские циклы.

Следует оговориться, что в северных широтах материка практически нет длиннорядных станций, на большинстве станций наблюдения начались с 20—30-х и даже 40—50-х годов XX в. Поэтому на станциях с коротким рядом длительность, амплитуда и фаза векового цикла могут быть определены неточно, так как максимумы и минимумы осадков, которые могли приходиться на более ранние годы, не учтены, а принятые могут оказаться не главными, хотя эти экстремумы и увязываются с соседними станциями, имеющими более длительные ряды наблюдений.

Как и для Евразийского материка, главные особенности векового хода осадков выделялись по времени наступления наиболее высокого максимума и наиболее низкого минимума осадков. Если имели место колебания осадков различной длительности (за исследуемый период в основном 1891—1960 гг., по отдельным станциям и за более длительный период), то сведения о вторичных особенностях векового хода учитывались в случаях, когда они согласовывались с основными особенностями соседних станций.

Поскольку вековой ход осадков обнаруживает связи с температурным режимом полярных районов [1], то описание этих особенностей начнем от полярных широт к южным. Сначала рассмотрим осадки теплой части года (апрель—октябрь), когда особенности в Америке выявлялись более четко. К сожалению, на картах мелкого масштаба трудно увидеть районы распределения главных максимумов и минимумов векового хода.

На крайнем севере материка Америки максимум осадков в теплый период приходится на 40—50-е годы — годы относительно малой ледовитости Арктических морей (минимум ледовитости в Гренландском и Баренцевом морях приходится на 50-е годы, максимум потепления в зимний период приходится на 30-е годы). В восточной части Канады, на северо-востоке США и в Гренландии максимум переходит на 30-е (реже 40-е) годы, южнее до 30° с. ш. — на конец XIX и начало XX в. Особняком стоит побережье Тихого океана — на большей части Аляски максимум осадков приходится на 20-е, к югу — 30-е годы, южнее 50° с. ш. на всех долготах — на конец XIX и начало XX в., на большей части территории Мексики на 20—30-е годы. В средней части Америки время наступления векового максимума изменчиво, но почти везде

имеется вторичный максимум в 40-х годах. На побережьях Мексиканского залива и западной части Карибского моря и в Колумбии преобладает максимум во втором десятилетии XX в. На юге Флориды, на Кубе, в Пуэрто-Рико максимум приходится на 90-е годы, а на прилегающих частях Южной Америки — на 90-е и 50-е годы.

По имеющимся данным за более длительный период на северо-востоке США главный максимум осадков приходится на 50—70-е годы XIX в. (Бостон, 50-е; Филадельфия, Нью-Йорк 60-е; Чарлстон 70-е годы). В глубь материка интенсивность этого максимума уменьшается и уступает современному. Указанная особенность, по-видимому, свидетельствует о наличии в период 50—70-х годов XIX в. на востоке США длительно мигрирующей фронтальной зоны, значительно более интенсивной, чем в современную эпоху.

Перейдем теперь к характеристике векового минимума осадков в теплый период. Его локализация во времени несколько менее четкая. На Лабрадоре это 20-е годы, на Аляске и на всем Тихоокеанском побережье Северной Америки от 90-х годов XIX в. до 30-х годов XX в. (местами даже 50-х годов), на востоке Канады и США картина пестрая.

В центре большей части континента минимум осадков приходится на 30-е годы, а в северной части Мексики и на побережье Мексиканского залива — преимущественно на 20—40-е годы.

Известно, что 30-е годы XX в. были в США очень засушливыми. В этом можно убедиться и по росту вероятности крупных месячных дефицитов осадков (в любое время года), и по падению урожайности. В Центральной Америке главный минимум падает на начало столетия. На побережье и островах Карибского моря минимум осадков приходится на различное время. Вековой минимум осадков XIX столетия на упомянутых выше длиннорядных станциях Атлантического побережья США преимущественно выше или близок к минимуму последних лет XX столетия, лишь в Нью-Йорке он оказался значительно ниже. На остальных длиннорядных станциях минимумы в XX в. были более глубокими.

В холодное время года на севере материка, как и следовало ожидать, максимум увлажнения совпал с максимумом потепления, т. е. пришелся на 30—40-е годы (в основном на 30-е). Южнее закономерности усложняются. На Тихоокеанском побережье США, кроме 30-х годов, большое увлажнение наблюдалось кое-где в начале 40-х и в 50-х годах, иногда в конце XIX или начале XX в. В гористой части США максимум увлажнения приходился на период с 30-х по 50-е годы (в некоторых районах на 50-е годы падал уже минимум осадков). Восточнее максимум осадков наблюдался преимущественно в 50-е годы XX столетия или в конце XIX столетия, а на юго-западе США и на полуострове Юкатан — в 40-е. В Мексике и на больших Антильских островах преобладал максимум в начале века, на Панамском перешейке и северо-западной части южной Америки на 30-е годы, южнее — в основном на 90-е. В Манаусе летом и зимой максимум приходится на 30-е

годы. На Атлантическом побережье США, где в нашем распоряжении имелись данные за последние полтора столетия, главный максимум осадков (Бостон, 70-е; Нью-Йорк, 80-е; Филадельфия, 60-е; Чарлстон, 70-е) XIX в. мало отличался от современного. В Нью-Йорке, Чарлстоне максимум в 50-е годы XX в. Вдали от берега изменчивость осадков мала, но все же увеличение осадков в эти годы наблюдалось в 50-е и в 80-е годы XIX в.

В холодное время года на большей части материка Северной Америки минимум осадков приходился на начало нашего столетия. Вся Мексика, восточный склон Скалистых гор к югу от 40° с. ш. и к западу от Миссисипи дают главный минимум осадков в 50-х годах XX в. Восток США характеризуется неустойчивым положением минимума осадков в вековом ходе, в основном он приходится на одно из трех первых десятилетий нашего века. На островах и побережьях Карибского моря минимум осадков также неустойчив, но сравнительно часто он приходится на 50-е годы. На Малых Антильских островах довольно сухими были 40-е годы. Минимум в 40-х годах становится главным также вблизи экватора. По данным длиннорядных станций Атлантического побережья минимум осадков в XIX в. близок к современному, а на более южных станциях восточного побережья — в Нью-Йорке рекордный минимум 30-х годов прошлого века перекрыл минимумы 20—50-х годов XX в., в Филадельфии минимумы 50, 70 и 20-х годов XIX в. были более глубокими, чем в 30-х и 50-х годах XX столетия, в Чарлстоне минимум конца 40-х — начала 50-х годов прошлого столетия перекрыл минимум первого десятилетия и 30-х и 50-х годов нынешнего.

Сравнивая сухие периоды Северной Америки и Восточной Европы, видим, что 20—40-е, а кое-где и 50-е годы прошлого века были в Америке сухие, в Европе сухость была в 30-е и 50-е или 60-е годы, т. е. наступала примерно на 10 лет позднее. Теплый и холодный периоды различались иногда по фазе колебания, но сухость первой половины XIX в. в Америке характерна в общем для всего года. Что касается сухости 30—50-х годов XX столетия, то летом также существует хорошая связь между континентами, хотя повторяемость больших дефицитов осадков (засухи) в Америке более четко сдвинута именно на 30-е годы. Второй максимум засушливости приходился на конец XIX столетия, а 10-е и 20-е годы, годы нынешнего века (как в Европе) дают минимум засушливости. Картина для весны и осени в общем аналогична. Зимой как по дефицитам осадков, так и по среднему количеству осадков 30-е годы в Америке выделяются нечетко, но те же годы хорошо выделяются на севере и на юге Северной Америки как влажные.

Связь осадков с аномалиями температур высоких широт и ледовитостью полярных морей таким образом как будто прослеживается в Америке не хуже, чем в Европе как в нашем, так и в прошлом столетии, хотя из-за меньшего размера материка и вытекающей отсюда слабости муссонных явлений, эффект умень-

шения осадков зимой в более южных широтах при потеплении Арктики выражен нечетко, но все же обнаруживается при коррелировании количества осадков с температурным режимом Арктических станций [1].

Летом сухость в 30-е годы чувствовалась на большей части США, а возрастание осадков — на Аляске, северо-востоке Канады, в районе Великих озер и в устье р. Св. Лаврентия.

Зимой сухость при потеплении в Арктике развивалась на западе США и Канады, а увеличение осадков — на северо-востоке Америки и на о. Ньюфаундленд и в южной части бассейна Миссисипи, а также в Южной Америке. Таким образом, связь векового хода осадков с температурным режимом Арктики проявляется до внутритропической зоны включительно, даже там, где вековой ход по средним данным выражен слабо, но сказывается на времени появления экстремальных значений осадков.

В Африке закономерности векового хода проявляются лишь на севере. В холодное время года в Марокко, Мавритании максимум осадков наблюдался в основном в 30-е годы, а минимум в 40-е или 50-е. Алжир, Тунис и северная часть Марокко дают максимум в 10-е годы, минимум — в 40-е. На побережье Красного моря минимум осадков приходился на 20-е и 30-е годы. В остальных районах в этот сезон четкого векового хода незаметно. В теплый период время наступления максимума осадков удается проследить для всего района, минимум же в вековом ходе проследить не удается: на сравнительно близких станциях он приходится на различные десятилетия. Северо-западная часть побережья Атлантики и Средиземного моря характеризуется максимумом в 10-е годы; Сахара, Ливия, среднее течение Нигера, бассейн оз. Чад в 50-е годы. В Египте, Судане (среднем и нижнем течении Нила) максимум наблюдается в 30-е годы (кроме Александрии, дающей максимум в начале века). В это же десятилетие максимум осадков отмечен в районах, прилегающих к Красному морю; в более западных районах максимум приходится на 20-е, в Эфиопии на 40-е годы. В Уганде, Конго, Заире, Камеруне максимум падает на период от начала века до 20-х годов. Гвинея дает максимум в 90-е, Гана, Дагомея и др. в 40-е годы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дроздов О. А. Об изменении осадков северного полушария при изменении температур полярного бассейна. — Труды ГГО, 1966, вып. 198, с. 3—16.
2. Дроздов О. А. О фазах векового цикла количества осадков на территории Евразии. — Труды ГГО, 1973, вып. 299, с. 91—99.
3. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР. Л., Гидрометеиздат, 1971. 158 с.
4. Дроздов О. А. О возможности климатических прогнозов на основании учета цикличности, обусловленной космическими и земными факторами. — Труды ГГО, 1971, вып. 274, с. 3—26.

МНОГОЛЕТНИЕ КОЛЕБАНИЯ ГОДОВЫХ СУММ ОСАДКОВ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Количество осадков и их колебания в различных районах зависят от многих определяющих факторов, в первую очередь, от характера циркуляционного режима и влагосодержания атмосферного потока, поступающего в рассматриваемый район, от рельефа и свойств подстилающей поверхности. Большая изменчивость осадков из года в год при распределении их по отдельным годам дает повсеместное отклонение от нормального. Для теоретических и практических целей принято рассчитывать коэффициент относительной изменчивости C_v (вариации) осадков, являющийся важной характеристикой колебаний осадков. Вычисляется C_v как отношение среднеквадратического отклонения σ к среднеарифметическому, т. е. к среднему многолетнему значению

$$C_v = \frac{\sigma}{\bar{x}} = \frac{\sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n-1}}}{\bar{x}},$$

где x_i — значение члена ряда, \bar{x} — среднее арифметическое, n — число членов.

Чем больше значения C_v , тем больше колебания осадков в данной местности. С помощью коэффициента вариации возможно проследить пространственную изменчивость осадков. Следует также иметь в виду, что от вариации осадков зависит непостоянство испарения, годового и сезонного стока.

Для Северной Америки коэффициент вариации вычислялся по данным 51 станции, равномерно распределенных по территории с периодом наблюдений от 30 до 70 лет. Основные сведения о продолжительности наблюдений, среднем многолетнем количестве осадков S , коэффициентах вариации C_v и относительная ошибка n -летних средних бессвязных рядов δ_n приведены в табл. 1.

Материалом для настоящей работы послужили данные об осадках, приведенные в книге «Средние многолетние суммы атмо-

Таблица 1

Средние годовые суммы осадков S мм, коэффициенты вариации C_v
и их относительные ошибки δ_n %

Номер станции	Станция	Широта, с.	Долгота, з.	Высота, м	Число лет	δ_n %	C_v	S мм
Гренландия								
1	Якобсхавн	69°13'	51°02'	31	23	4,6	0,22	246
2	Ивиггут	61 12	48 10	30	63	2,8	0,22	1167
Аляска								
3	Св. Павла, о.	57 09	170 10	9	40	2,6	0,16	609
4	Ном	64 30	165 26	5	53	3,4	0,25	452
5	Барроу	71 18	156 47	9	40	6,4	0,41	1010
6	Кодьяк	57 45	152 30	32	29	3,5	0,19	1557
7	Танана	65 10	152 06	71	52	3,2	0,24	327
8	Джуно	58 22	134 35	5	49	2,3	0,16	2235
Канада								
9	Доусон	64 04	139 26	323	59	2,1	0,16	323
10	Виктория	48 25	123 19	69	63	2,2	0,18	682
11	Баркервилл	53 04	121 31	1274	61	2,5	0,19	1052
12	Форт-Симпсон	61 52	121 21	129	32	4,0	0,23	321
13	Коппермайн	67 49	115 05	9	33	4,0	0,23	234
14	Эдмонтон	53 34	113 31	679	70	2,2	0,18	460
15	Принс-Альберт	53 13	105 41	436	70	2,8	0,24	406
16	Виннипег	49 54	97 14	232	70	2,0	0,17	517
17	Честерфилд-Инлет	63 20	90 43	4	35	4,2	0,25	281
18	Уайт-Ривер	48 36	85 17	379	70	2,0	0,19	728
19	Торонто	43 40	79 24	116	70	1,2	0,12	792
20	Шарлоттаун	46 17	63 08	57	70	1,9	0,16	1011
США								
21	Сакраменто	38 34	121 29	21	70	4,1	0,34	422
22	Лос-Анджелес	33 56	118 23	37	70	4,6	0,38	348
23	Бойсе	43 34	116 13	871	70	2,7	0,23	313
24	Хелина	46 36	112 00	1188	70	2,9	0,25	314
25	Финикс	33 26	112 00	339	65	5,6	0,46	189
26	Гранд-Джанкшен	39 04	108 34	1405	68	3,1	0,26	218
27	Эль-Пасо	31 48	106 24	1200	70	4,6	0,38	212
28	Пуэбло	38 18	104 36	1443	70	3,5	0,29	303
29	Омаха	41 18	95 54	304	70	2,5	0,21	676
30	Галвестон	29 16	94 51	8	70	3,4	0,28	1092
31	Шривпорт	32 30	93 40	76	70	2,6	0,22	1090
32	Чикаго	41 47	87 45	187	70	1,6	0,16	820
33	Цинциннати	39 06	84 31	194	70	2,1	0,18	963
34	Тампа	27 57	82 27	10	68	2,0	0,17	1274
35	Чарлстон	32 54	80 02	18	70	2,6	0,22	1128
36	Линчберг	37 20	79 12	291	66	2,1	0,17	1004
37	Бостон	42 21	71 04	5	70	1,9	0,16	1024

Номер станции	Станция	Широта, с.	Долгота, з.	Высота, м	Число лет	δ_n %	C_v	S мм
---------------	---------	------------	-------------	-----------	-----------	--------------	-------	------

Мексика

38	Масатлан	23°11'	106°25'	78	70	4,2	0,34	734
39	Леон	21 07	101 41	1809	42	3,0	0,20	629
40	Пуэбла	19 03	98 12	2150	70	2,0	0,21	802
41	Мерида	20 58	89 38	22	66	2,4	0,20	911

Центральная Америка

42	Сан-Сальвадор	13 43	89 12	698	50	2,0	0,14	1773
43	Белиз	17 30	88 11	5	52	3,6	0,26	1944
44	Сан-Хосе	9 56	84 05	1172	50	2,8	0,20	1896
45	Кристобаль (Колон)	9 21	79 55	7	70	1,7	0,14	3332

Вест-Индия

46	Нассау	25 03	77 28	10	65	2,7	0,22	1199
47	Гавана	23 09	82 21	49	70	2,6	0,21	1159
48	Порт-о-Пренс	18 33	72 20	41	70	1,6	0,15	1338
49	Сан-Хуан	18 28	66 07	14	62	2,1	0,16	1532
50	Бриджтаун	13 08	59 36	58	70	2,9	0,24	1326

Тринидад, о.

51	Порт-оф-Спейн	10 40	61 31	20	70	2,0	0,19	1603
----	-------------------------	-------	-------	----	----	-----	------	------

сферных осадков» [4]. Таким образом, в данной работе были использованы однородные и сопоставимые материалы наблюдений. На представленной карте вариации осадков показаны изолинии равных коэффициентов вариации, которые проведены через 0,05 (рис. 1). Район с наибольшими значениями C_v годовых осадков (порядка 0,25—0,40) охватывает юго-запад США, Калифорнийский п-ов и северную часть Мексики, а также арктические районы Аляски и Канады. Это засушливые районы материка или зоны с недостаточным увлажнением. Вся остальная территория Северной Америки характеризуется коэффициентом вариации порядка 0,15—0,20. Минимальные значения C_v приходятся на зоны с избыточным и устойчивым увлажнением.

Такое распределение коэффициента вариации годовых осадков свидетельствует об относительной устойчивости в многолетнем ходе осадков, выпадающих на обширной территории материка, и наличии большой изменчивости на севере материка и юго-западе США и севере Мексики. На коэффициент вариации осадков влияет

высота местности над уровнем моря (в горных областях вариации осадков понижаются) и норма годовых осадков (меньшая вариация соответствует зонам с наибольшим количеством осадков).

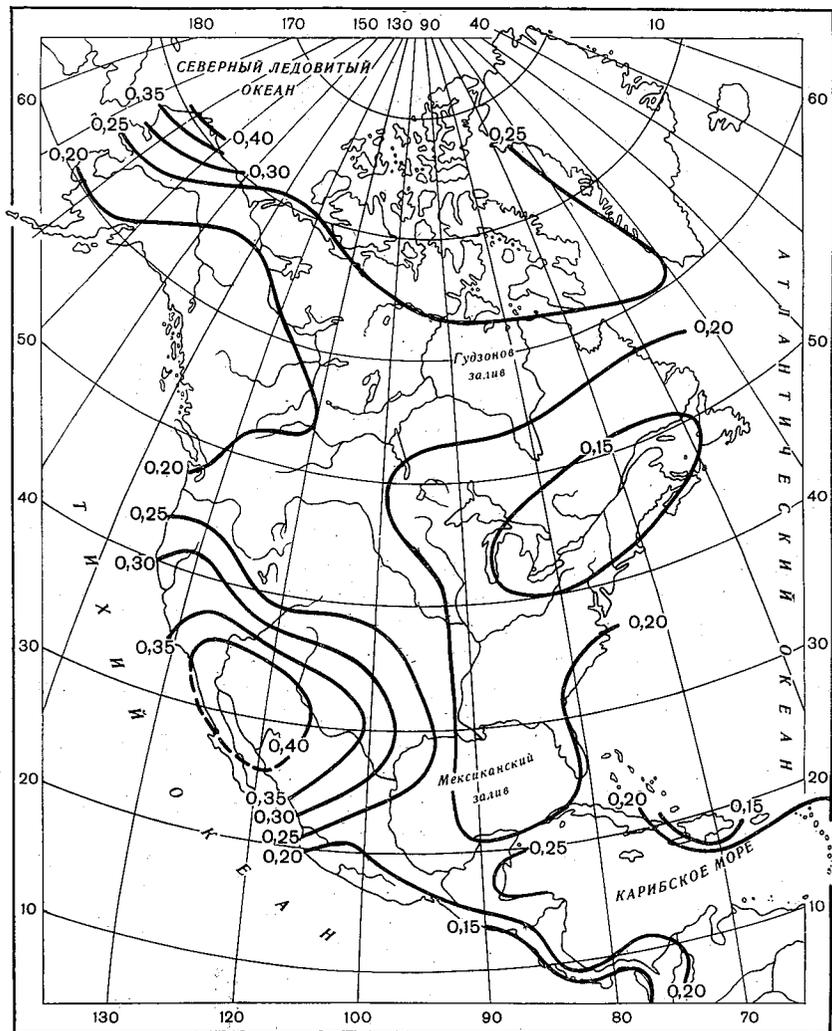


Рис. 1. Карта коэффициентов вариации годовых сумм осадков Северной Америки.

Для сравнимости рядов наблюдений определялась относительная ошибка вычисления C_v за различные периоды $\delta_n = \frac{100C_v}{\sqrt{n}}$;

оказавшаяся незначительной. При 40 и 70 годах наблюдений величина ошибки $C_v = 0,16-0,20$ составила 3—2%, а для $C_v = 0,38-0,40$ при том же числе лет наблюдений ошибка увеличилась всего лишь на 3%, т. е. δ_n соответственно возросло до 6—5%.

Однако в зависимости от связности межгодовых колебаний ошибка многолетней средней может быть различна при одном и том же C_v , поэтому для исследования многолетних колебаний осадков на территории Северной Америки строились нормированные разностные интегральные кривые модульных коэффициентов годовых сумм осадков, которые более показательны по сравнению с обычным способом скользящего осреднения.

За последние годы этот метод нашел широкое применение в исследованиях многих ученых [1, 2, 3, 5], занимающихся анализом циклических колебаний метеорологических элементов.

В данной работе изучались нормированные разностные интегральные кривые 46 станций, из которых 27 построены за период 1891—1960 гг. и 19 за более короткий ряд наблюдений. Для построения таких кривых необходимо иметь длительный непрерывный ряд, поэтому в исключительных случаях неизбежные пропуски в наблюдениях (не больше 5) заменялись средними многолетними значениями годовой величины осадков соответствующей станции.

По характеру многолетних колебаний осадков Северная Америка может быть разделена на 18 районов (рис. 2). В основу районирования территории положено сходство разностных интегральных кривых метеорологических станций в однотипных физико-географических районах. Наиболее достоверно выделены районы по США, так как там имеется равномерная сеть длиннорядных метеорологических станций.

В работе П. С. Кузина [3] территория Северной Америки по характеру циклических колебаний годового стока рек разделена на 10 районов, которые достаточно удовлетворительно согласуются с районами, выделенными нами.

По осредненным разностным интегральным кривым можно судить о многоводных и маловодных годах на всей материке (табл. 2). Период времени, для которого участок кривой имеет направление вверх относительно горизонтальной линии, и положи-

тельные значения модульного коэффициента $\frac{\sum_1^n (k-1)}{C_v}$ соответствуют части цикла с большим количеством осадков, а участок кривой с наклоном вниз и с отрицательными значениями модульного коэффициента соответствует части цикла с меньшим количеством осадков по сравнению с многолетним за весь период наблюдений. Если участок кривой параллелен горизонтальной прямой, то за соответствующий отрезок времени количество осадков было равно среднему многолетнему.

Многоводные и маловодные периоды на территории Северной Америки

Район	Период, годы		
	многоводный	маловодный	средней водности
Ia	1920—1960	1908—1919	
Iб	1902—1913, 1944—1948	1914—1927, 1949—1960	1928—1943
II	1934—1947	1900—1933	1948—1960
III	1916—1921, 1931—1937, 1947—1960	1922—1930, 1938—1946	1898—1915
IV (континентальные станции)	1891—1909, 1935—1945, 1950—1960	1910—1934, 1946—1949	
IV (морские станции)	1905—1916, 1931—1946	1893—1904, 1917—1930, 1947—1960	
V	1948—1960	1931—1947	
VI	1930—1948	1949—1965	
VII	1899—1904, 1912—1916, 1932—1944, 1951—1956	1891—1898, 1905—1911, 1917—1932, 1945—1950, 1957—1960	
VIII	1891—1927	1928—1960	
на западе района IX	1891—1909, 1944—1960	1924—1960, 1910—1943	1891—1923
X (континентальные станции)	1926—1960	1891—1925	
X (морские станции)	1935—1960	1920—1934	1891—1919
XI	1925—1929, 1945—1960	1891—1904, 1930—1944	1905—1924
XII (континентальные станции)	1940—1946, 1957—1960	1891—1899	1900—1939, 1947—1956
XII (морские станции)	1940—1946	1891—1899, 1947—1960	1900—1939
XIII	1891—1898, 1945—1947, 1957—1960	1899—1931, 1942—1944, 1954—1956	1932—1941, 1948—1953
XIV	1904—1907, 1925—1939	1908—1924, 1940—1960	1891—1903
XV			1891—1960
XVIa	1891—1896	1902—1918	1897—1901, 1919—1960
XVIб	1891—1897, 1906—1916, 1926—1942	1898—1905, 1917—1925, 1943—1960	
XVII	1896—1908, 1941—1960	1909—1940	
XVIII	1932—1960	1893—1931	

Наглядную картину представляет диаграмма циклических колебаний годовых сумм осадков (рис. 3). Отчетливо видно, что уменьшение количества осадков за продолжительный период 1917—1931 гг. было характерно для значительной части материка

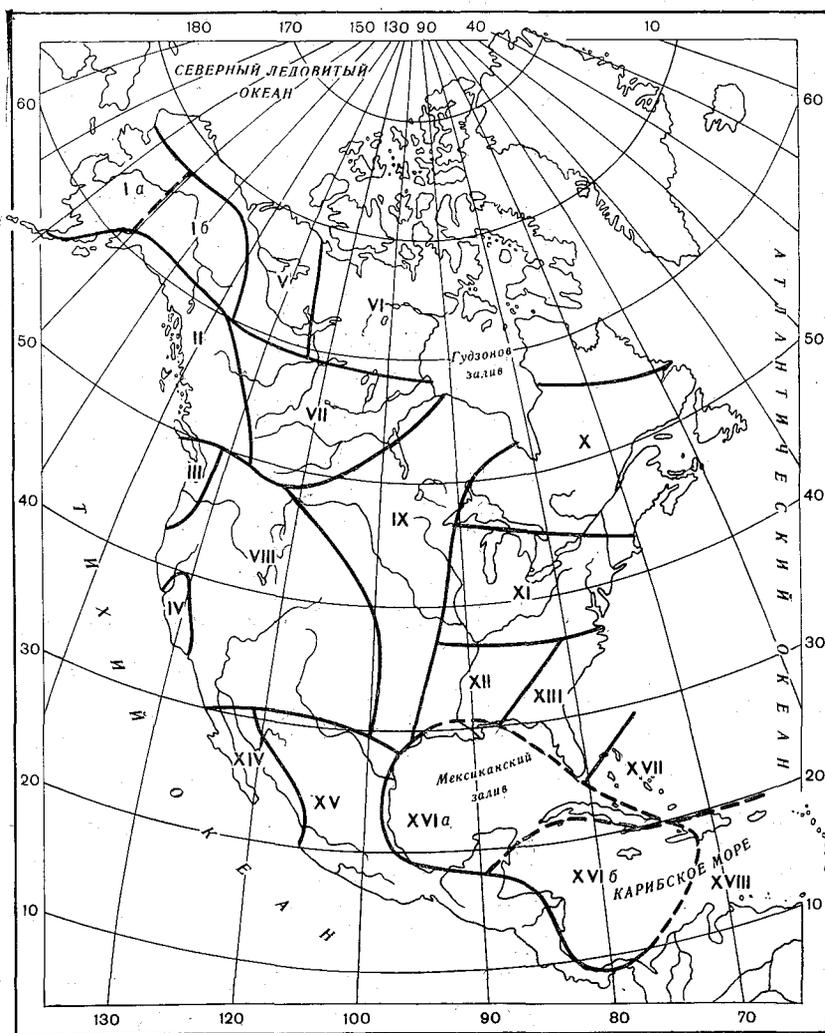


Рис. 2. Схема районирования Северной Америки по характеру многолетних колебаний осадков.

(11—13 районов). Особенно выделяются засушливые 30-е годы в Канаде и США.

В колебаниях атмосферных осадков на исследуемой территории наблюдаются циклы различной продолжительности. Следует

отметить, что в районах, где многоводные и маловодные периоды длительны (районы Ia, II, V, VI, VIII, X, XII, XVIa, XVII, XVIII), точность многолетних норм понижена, а там, где подобные периоды коротки (IV, VII, XIII и XVIб), повышена в 1,5—2 раза по сравнению с нормой случайного бессвязного ряда, а для самых коротких периодов и более. Поэтому при выборе периода наблюдений для вычисления среднего многолетнего количества

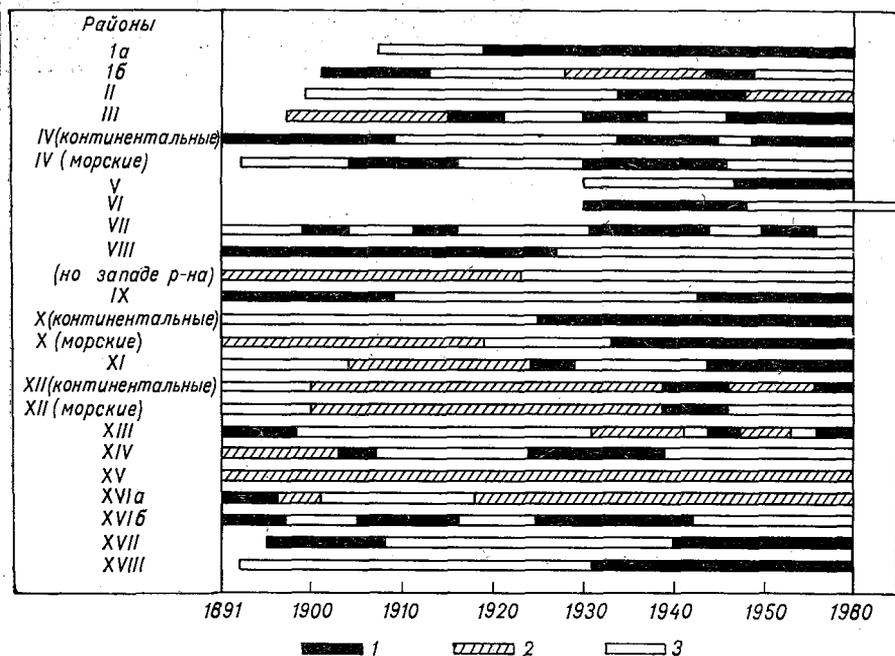


Рис. 3. Диаграмма циклических колебаний годовых сумм осадков Северной Америки.

1 — многоводная фаза, 2 — фаза средней водности, 3 — маловодная фаза.

осадков следует учитывать цикличность в колебании осадков. В районах с длительными циклами такой период будет больше, чем в районах с короткими колебаниями, так как необходимо учесть части цикла с маловодными и многоводными годами.

В результате проделанной работы выяснилось, что Северная Америка характеризуется относительной устойчивостью в многолетнем ходе осадков ($C_v=0,15-0,20$) и только на севере Аляски, юго-западе США и севере Мексики наблюдается большая изменчивость ($C_v=0,35-0,40$).

По нормированным разностным интегральным кривым выделены 18 районов, где характер многолетних колебаний осадков сходен. Осредненные разностные интегральные кривые позволили определить многоводные и маловодные годы и годы с нормальным увлажнением для исследуемого периода с 1891 по 1960 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батталов Ф. З. Многолетние колебания атмосферных осадков и вычисление норм осадков. Л., Гидрометеиздат, 1968. 182 с.
2. Дроздов О. А. О свойствах интегрально-разностных кривых.— Труды ГГО, 1964, вып. 162, с. 3—6.
3. Кузин П. С. Циклические колебания стока рек северного полушария. Л., Гидрометеиздат, 1970. 178 с.
4. Средние многолетние месячные и годовые суммы атмосферных осадков по зарубежной территории северного полушария. Л., Гидрометеиздат, 1972. 90 с.
5. Швер Ц. А. Применение метода последовательных изменений и интегрально-разностных кривых для вычисления норм осадков.— Труды ГГО, 1964, вып. 162, с. 22—36.

Л. Г. ПОЛОЗОВА, С. Г. ШИЯТОВ

СТРУКТУРА КОЛЕБАНИЙ ИНДЕКСОВ ШИРИНЫ ГОДИЧНЫХ КОЛЕЦ ДЕРЕВЬЕВ, ПРОИЗРАСТАЮЩИХ ВБЛИЗИ ПОЛЯРНОЙ ГРАНИЦЫ ЛЕСА

В ходе изменения таких климатических элементов, как температура воздуха и осадки установлено наличие широкого спектра циклических колебаний продолжительностью от 2 до 100 и более лет [1, 3]. Имеются указания о существовании и более длительных (сверхвековых) колебаний [4]. Из-за кратковременности рядов метеорологических наблюдений невозможно статистически обосновать наличие полувековых и вековых циклов и установить длительность сверхвековых циклов в колебаниях элементов климата. Поэтому для выявления длительных колебаний климата большую ценность представляют дендроклиматологические ряды, отражающие колебания некоторых важных элементов климата (температура воздуха, осадки, сток и др.) в течение последних сотен и даже тысяч лет.

Наиболее надежными индикаторами климатических условий прошлого являются годовые кольца древесных растений, произрастающих в экстремальных условиях, т. е. на границах их экологического и климатического ареалов. Так, например, на полярной границе леса, где растения не испытывают дефицита влаги, изменчивость величины годового прироста деревьев в основном зависит от термических условий текущего вегетационного периода [4, 5]. Учитывая то обстоятельство, что наиболее значительные колебания температуры воздуха в течение последних десятилетий происходили в высоких широтах Советского Союза [6], в том числе и в районах, где проходит полярная граница леса, можно предположить, что длительные климатические циклы должны быть обнаружены и в дендроклиматологических рядах.

Для проверки этого предположения нами был произведен анализ цикличности в колебаниях индексов ширины годовых колец деревьев, произрастающих вблизи полярной границы леса в бассейне реки Таз. Для анализа были взяты три длительные дендроклиматологические шкалы по лиственнице сибирской, ели

сибирской и кедр у сибирскому. Эти шкалы были получены на основе изучения ширины годовичных колец у ныне живущих старых деревьев, а также у археологической древесины, извлеченной при раскопках города Мангазеи. Поскольку шкалы по ели и кедр у опубликованы [7, 8], мы дадим лишь краткую характеристику шкалы по лиственнице. По археологической древесине была построена шкала протяженностью 816 лет (с 1103 по 1918 гг.), а по современной древесине — за 346 лет (с 1624 по 1969 гг.). Эти шкалы перекрестились между собой на 295 лет (с 1624 по 1918 гг.). Впоследствии они были сращены и в результате этой операции была получена обобщенная шкала по лиственнице протяженностью 867 лет (с 1103 по 1969 гг.). Представленность отдельных временных отрезков этой шкалы модельными деревьями приведена в табл. 1. Большая часть шкалы (69% ее протяженности) основана на значительном количестве моделей (от 11 до 79 шт.). Наименьшим количеством моделей (1—5 шт.) обеспечен самый древний отрезок шкалы. В частности, шкала с 1103 по 1225 г. получена на основе изучения изменчивости ширины годовичных колец лишь у одной модели. Для построения шкалы по лиственнице было использовано 31 156 годовичных колец.

Таблица 1

Представленность различных временных отрезков шкалы по лиственнице модельными деревьями

Количество моделей, шт.	Временные промежутки шкалы (годы)	Всего	
		лет	%
51—79	1480—1604, 1766—1969	329	38
26—50	1399—1479, 1605—1618, 1718—1765	143	16
16—25	1361—1398, 1619—1637, 1684—1717	91	11
11—15	1341—1360, 1670—1683	34	4
6—10	1325—1340, 1638—1669	48	6
3—5	1305—1324	20	2
2	1226—1304	79	9
1	1103—1225	123	14
1—79	1103—1969	867	100

Анализ цикличности в колебаниях индексов ширины годовичных колец производился методами скользящего осреднения [6, 9] и автокорреляционных функций [1, 2]. Ввиду меньшей надежности отрезков шкал, основанных на небольшом (1—5 шт.) количестве моделей, для анализа цикличности использовались отрезки шкал, полученные на основе осреднения индексов прироста по шести и более моделям. Таким образом, по лиственнице был использован ряд с 1310 по 1969 г., по ели — с 1370 по 1969 г., по кедр у — с 1273 по 1969 г.

Первоначально анализ цикличности в колебаниях индексов ширины годовичных колец лиственницы, ели и кедр а был проведен

по методике Г. Е. Комина [9], которая предусматривает использование в качестве фильтра среднюю скользящую. Изменяя период осреднения, временной ряд можно разложить на циклы различной длительности. Результаты такого разложения показаны на рис. 1. Верхние три кривые (L_1 , E_1 , K_1) получены в результате сглаживания исходных рядов индексов прироста при помощи

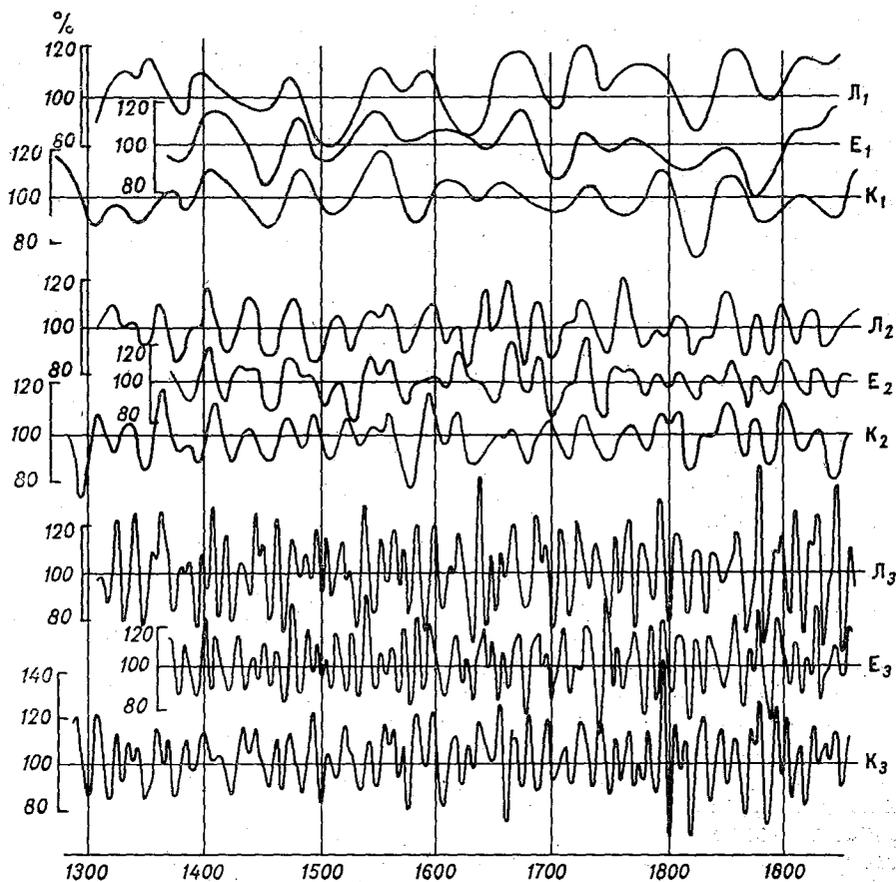


Рис. 1. Результаты разложения исходных рядов индексов ширины годичных колец лиственницы (L_1 , L_2 , L_3), ели (E_1 , E_2 , E_3) и кедра (K_1 , K_2 , K_3).

30-летней средней скользящей с шагом в 10 лет. На этих кривых отчетливо выделяются циклы длительностью преимущественно от 50 до 70 лет, реже — порядка 40 и 80 лет. В ходе трех кривых в некоторые периоды наблюдается синхронность наступления экстремумов, но большей частью минимумы и особенно максимумы сдвигаются на 5—10 лет. Средняя амплитуда этих циклов колеблется от 15 до 20%. Кривые в средней части рис. 1 (L_2 , E_2 , K_2) получены после исключения длинных циклов и сглаживания

нового ряда индексов прироста при помощи 15-летней средней скользящей с шагом в 5 лет. Экстремумы этих кривых также иногда совпадают, особенно в правой части. Однако в большинстве случаев наблюдается сдвиг фаз, а некоторые циклы имеют асинхронный ход. Кроме того, у ряда по ели появляется несколько дополнительных циклов, которые не проявились в лиственничном и кедровом рядах. Длина циклов, выделенных при помощи 15-летнего сглаживания, колеблется от 16 до 39 лет. Наиболее часто встречаются циклы длиной 18—20, 22—26 и 28—35 лет. Амплитуда этих циклов в среднем составляет 14—19%. Нижние три кривые (L_3 , E_3 , K_3) получены в результате 5-летнего сглаживания с шагом в один год. Здесь также можно обнаружить как синхронные, так и асинхронные циклы. Высокие максимумы и глубокие минимумы обычно совпадают у всех трех рядов. Анализ распределения количества циклов по их длине показал, что наиболее часто встречаются циклы протяженностью 8—10 и 14—16 лет. Эти циклы имеют большую амплитуду (в среднем 27—32%). В дальнейшем при помощи 3-летнего сглаживания с усилением были выявлены самые короткие из имеющихся циклов (4—5-летний со средней амплитудой 17—22% и 2—3-летний со средней амплитудой 20—30%). На рис. 1 эти циклы не приведены из-за мелкого масштаба графика.

Таким образом, изменяя период осреднения и последовательно исключая из исходных рядов индексов прироста самые длинные из имеющихся циклов, получили весьма широкий спектр циклических колебаний продолжительностью от 2 до 80 лет. Наиболее частую повторяемость имеют 2—3-, 4—5-, 8—10-, 14—16-, 18—20-, 20—26-, 28—35-, 39—42-, 50—70- и примерно 80-летний циклы.

Сопоставление сглаженных кривых, полученных по лиственничному, еловому и кедровому рядам (см. рис. 1), показывает, что синхронность снижается при рассмотрении все более коротких циклов. У самых крупных циклов (кривые L_1 , E_1 и K_1) наблюдаются лишь сдвиги экстремумов. У кривых L_2 , E_2 и K_2 имеются уже асинхронные циклы, а также дополнительные, не проявившиеся в других рядах. Количество асинхронных и дополнительных циклов увеличивается при рассмотрении кривых L_3 , E_3 и K_3 . Напрашивается вывод, что отдельные виды древесных растений, обладая различными эколого-биологическими свойствами, трансформируют короткие климатические циклы в большей степени, чем длинные. Возможно, что возникновение некоторых коротких циклов обусловлено внутренними ритмами жизнедеятельности деревьев, например, периодичностью плодоношения. Этот вопрос нуждается в дополнительной разработке.

Чтобы выявить сверхвековые циклы, исходные ряды индексов ширины годичных колец были сглажены при помощи 35-, 50- и 80-летнего скользящего осреднения. У ряда по лиственнице выявлены глубокие минимумы в первой четверти XVI, XVII и XIX вв., а последовательность циклов такова: около 200 лет (примерно $3/4$ цикла), 100 лет, 200 лет и текущий цикл, по-видимому,

также 200-летний, начавшийся в первой четверти XIX в. Очередная фаза минимума текущего цикла должна проявиться в первой четверти XXI в. Обертоны 200-летнего цикла (80—100 лет) проявляются на его фоне, и только один цикл (XVI в.) выделяется как самостоятельный. У ряда по ели выделяется два сверхвековых цикла протяженностью 190 и 170 лет и примерно половина третьего цикла, начавшегося с глубокого минимума во второй половине XIX в. и находящегося в настоящее время в фазе максимума. Синхронности в проявлении сверхвековых циклов в еловом и лиственничном рядах не наблюдается. Что касается ряда по кедру, то в нем хорошо выделяются только внутривековые циклы. Возможно, что причинами снижения синхронности в ходе проявления сверхвековых циклов являются несовершенство методики расчета индексов прироста и включение в обработку модельных деревьев, содержащих небольшое количество годичных колец (60—120 шт.).

Результаты анализа цикличности дендроклиматологических рядов при помощи скользящего осреднения дают возможность проследить хронологическую последовательность проявления циклов различной длины. Однако, как видно из рис. 1, выделяемые таким методом циклы имеют различную степень значимости по частоте проявления и амплитуде и, следовательно, далеко не все должны учитываться при анализе. Выделение из общей массы циклов наиболее значимых производилось при помощи автокорреляционной функции и ее интеграла.

В работах [1, 2, 3] показано, что для автокорреляционного анализа нецелесообразно брать слишком длительные отрезки рядов в связи с изменением спектра циклов в различные временные периоды. Поэтому дендроклиматологические ряды были расчленены на последовательные 60-летия, для которых и рассчитывались автокорреляционные функции и их интеграл. Для того чтобы не пропустить циклы в местах членения отрезков ряда, он разбивался еще раз со сдвигом примерно на полпериода. Результаты расчета длительности, амплитуды и уровня неслучайности найденных циклов приведены в табл. 2.

Как уже было видно из рис. 1, колебания индексов ширины годичных колец не всегда синхронны у разных видов древесных растений. Это нашло отражение и в результатах автокорреляционного анализа. Наблюдается различие в длительности и амплитуде циклов у лиственничного, елового и кедрового рядов в отдельные периоды. Однако, у всех трех рядов преобладает внутривековой (брикнеровский) цикл длительностью от 30 до 50 лет. Особенно четко проявляется этот цикл у ряда по кедру. Вековой цикл (70—80 и более лет) выделен только у лиственничного ряда в течение двух периодов. После разбивки дендроклиматологических рядов на два периода по 300 лет автокорреляционный анализ показал следующее:

В период 1370—1669 гг. в лиственничном ряду выделен примерно 100-летний цикл, в еловом ряду — 60—65-летний.

Характеристики циклических колебаний индексов ширины годичных колец
лиственницы (1), ели (2) и кедра (3), определенные автокорреляцией
по 60-летним периодам

Период, годы	Длительность основ- ных циклов (лет)			Амплитуда цикла (%) по коррелограмме)			Вероятность случай- ного появления цикла (%)		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
1969—1910	18—20	—	50—55	25	—	35	0,05	—	0,001
1909—1850	18—20	18—20	20—22	25	15	30	0,1	0,3	0,3
1849—1790	50—60	15—20	50—55	20	15	30	0,15	—	0,001
			8—9			10			0,1
1789—1730	38—40	18—20	24—26	15	20	15	0,05	0,25	0,9
			3—4			10			0,1
1729—1670	35—40	55—60	30—40	25	20	30	0,01	0,01	0,001
1669—1610	70—80	40—45	30—40	30	15	15	0,001	4,5	1,0
			9—10			15			0,01
1609—1550	38—45	—	35—40	20	10	55	0,01	—	0,001
1549—1490	70—80	22—24	35—40	10	15	30	4,5	0,3	0,001
	15—18			10			4,5		
1489—1430	38—40	44—45	35—40	20	40	40	0,20	0,001	0,001
			5—6			15			0,01
1429—1370	45—48	44—45	40—42	45	30	35	0,001	0,001	0,001
1369—1310	16—20	35—38	30—32	15	20	45	0,05	1,2	0,001
1309—1245	—	—	35—40	—	—	50	—	—	0,001

Амплитуда этих циклов не превышает 10%. Автокорреляционный анализ ряда по кедру, как и при скользящем осреднении, не показал наличия вековых и сверхвековых циклов.

Как видно из табл. 2, длительность основных циклов изменяется в довольно широком диапазоне. Однако в этих вариациях иногда прослеживается определенная закономерность. Например, у ряда по лиственнице в большинстве случаев длительность циклов кратна наименьшей из приведенных в табл. 2 (15—20 лет) и выражается отношением 1 : 2 : 3 : 4. У рядов по ели и кедру эта закономерность выражена не столь четко.

Таким образом, исследование структуры колебаний дендроклиматологических рядов за последние 650—725 лет, полученных для районов Крайнего Севера, позволило выявить такие циклы в колебаниях индексов ширины годичных колец, какие наиболее часто встречаются в колебаниях элементов климата, в частности, в средней месячной температуре воздуха за последние 80—100 лет [1, 3]. Однако имеются и существенные различия. Если в дендроклиматологических рядах преобладают полувековые циклы, то в климатологических рядах — вековые. Что касается сверхвековых циклов, то обнаруженный методом скользящего осреднения 190—200-летний цикл у рядов по лиственнице и ели не проявился на автокоррелограмме в связи с незначительной его амплитудой (менее 10%). На основе анализа цикличности дендроклиматоло-

гических рядов за последние семь столетий можно высказать предположение, что современное потепление климата в высоких широтах, считающееся исключительным явлением в климатологии, по-видимому, представляет собой повторявшееся неоднократно в доинструментальный период событие.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР. Л., Гидрометеиздат, 1971. 158 с.
2. Дроздов О. А., Малкова И. В. К вопросу об использовании автокорреляционных функций для анализа очень длинных дендрохронологических рядов.— В сб.: «Дендроклиматохронология и радиоуглерод» (Материалы второго Всесоюзного совещания по дендрохронологии и дендроклиматологии), Каунас, 1972, с. 165—168.
3. Полозова Л. Г. Анализ цикличности колебаний средней месячной температуры воздуха в северном полушарии.— Труды ГГО, 1970, вып. 269, с. 36—73.
4. Englundsson S. Dendro-chronological studies.— Stockholms Högskolas Geokronol. Inst., Data 23, Uppsala, 1936. 119 pp.
5. Mikola P. Temperature and tree growth near the northern timber line. In: "Tree growth" (ed. T. T. Kozłowski), The Ronald Press Company, New York, 1962, pp. 265—274.
6. Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Г. Современное изменение климата. Л., Гидрометеиздат, 1966. 268 с.
7. Шиятов С. Г. Дендрохронологическое изучение ели сибирской в низовье реки Таз.— В сб.: «Дендроклиматохронология и радиоуглерод» (Материалы второго Всесоюзного совещания по дендрохронологии и дендроклиматологии), Каунас, 1972, с. 76—81.
8. Шиятов С. Г. Дендрохронологическая шкала кедра сибирского на северной границе его произрастания в долине р. Таз.— «Лесоведение», 1973, № 4, с. 40—45.
9. Комин Г. Е. Цикличность в динамике прироста деревьев и древостоев сосны таежной зоны Западной Сибири.— Изв. Сиб. отд. АН СССР, сер. биол., № 15, вып. 3, 1970, с. 36—44.

А. С. ГРИГОРЬЕВА, О. А. ДРОЗДОВ

К ВОПРОСУ О ВЛИЯНИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ НА ОСАДКИ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

Современные колебания климата могут вызываться как внешними, так и факторами земного происхождения. Одним из факторов, вызывающим изменение температурного режима и осадков является вулканизм. Вулканическая пыль оказывает экранирующее действие на солнечную радиацию, поступающую к земной поверхности, и вызывает понижение температуры даже в масштабе полушария на несколько десятых градуса [1, 4—7 и др.].

Как показано в работах Л. П. Спириной, летом понижение температуры носит почти глобальный характер, зимой оно охватывает северные широты, а в средних широтах наблюдается повышение температур и средние температуры по полушарию после извержения вулканов оказываются несколько выше нормы [6, 7]. Область наибольшего понижения температуры зимой расположена в районе Карского и Баренцева морей, а летом смещена в более южные широты — на материк Евразии и Северной Америки.

Понижение температуры зимой в северных широтах и повышение в средних [4, 6, 7] приводит к усилению западной циркуляции в умеренных широтах, которое, естественно предположить, должно сказаться на распределении и количестве осадков. Хотя здесь не исключено и обратное влияние.

Как указывает Т. В. Покровская [4], должно существовать несколько стадий распространения вулканической пыли. Поэтому возможно, что извержение вулканов в различных широтах, пока вулканическая пыль не достигнет северных широт, может обусловить различное географическое распределение осадков.

Учет изменений температуры и осадков, вызываемых эруптивными вулканическими извержениями важен при исследованиях колебаний климата и сверхдолгосрочных прогнозов. В данной работе мы попытаемся рассмотреть особенности распределения осадков после трех наиболее крупных извержений такого рода за период 1891—1960 гг.: Мон-Пеле в 1902 г., Катмай в 1912 г., сопка Безымянная в 1956 г., а по нескольким станциям, имеющим

ряд наблюдений за старые годы, были рассчитаны аномалии и после извержения Кракатау в 1883 г.

Из литературных источников известно, что продукты вулканических извержений могут находиться в атмосфере до 5 лет, а наиболее мелкие частицы и более длительный срок. Правда, последние данные Л. П. Спириной говорят о том, что интенсивность влияния вулканизма на температуру за это время быстро затухает и сказывается существенно лишь в первые 2—3 года. Поскольку [6, 7] опубликованы 5-летние аномалии температур, то по данным 300 станций северного полушария были рассчитаны средние 5-летние аномалии осадков до и после каждого из указанных извержений, а затем соответственно получены средние и разности аномалий осадков между 5-летиями после извержения вулканов и до извержения. Для арктических районов 5-летние аномалии осадков после извержения вулканов были дополнены и рассчитаны А. Д. Канаевой. Сопоставление средних за 5 лет разностных карт аномалий температуры воздуха после извержения вулканов и до извержения (вулканическая карта) [7] с картами аномалий осадков в 5-летие после извержения вулканов показывает хорошее согласование, если к тому же учесть, что карты аномалий температуры построены для четырех сезонов, а осадков — для двух: холодного (XI—III) и теплого (IV—X).

Зимой четко выделяется максимум похолодания в районе Баренцева и Карского морей, а область положительных аномалий температуры охватывает всю Европу и значительную часть Азии, между 60 и 70° с. ш. с центром на юге ЕТС. Наибольший градиент аномалий температуры направлен с района Карского моря на Каспийское и Аляску. Увеличение меридионального градиента усиливает западный перенос, циклоническую деятельность и рост осадков к югу от Арктических морей. Аномалии осадков одного знака охватывают большие площади, в общем аналогичные тем, которые наблюдаются при похолоданиях в Арктике любого происхождения [2]. В среднем после извержения трех вулканов большая зона уменьшения осадков простирается от Арктических морей на Скандинавию и северное побережье западной Европы, над АТС достигает примерно 60° с. ш., а в равнинной части Северной Америки 30° с. ш., исключая западное побережье, где к югу от 65° с. ш. наблюдалось увеличение осадков. Зона увеличения осадков охватывала западную Европу к югу от 65° с. ш. до Средиземного моря (а на долготе Англии достигала 60° с. ш.), всю территорию ЕТС, юг Западной Сибири, Казахстан и Среднюю Азию, значительную часть Восточной Сибири и Дальний Восток, южную часть Аляски, запад Северной Америки, Мексиканский залив и северную часть Карибского моря, Атлантический океан от Мексиканского залива и Карибского моря до берегов Испании и Англии. Область наибольшего увеличения (120%) осадков охватывает юго-восток ЕТС, северный Казахстан и юг Западной Сибири. Это район наибольшей изменчивости осадков и наибольшей положительной корреляции между температурой и осадками на данной

станции и обратной с температурой Арктики (район Баренцева и Карского морей) в холодный период [3]. Южнее описанной выше зоны увеличения осадков наблюдалось новое уменьшение.

Над Америкой изменение осадков, как и температуры, после вулканических извержений выражены менее четко. Карты разности аномалий осадков между 5-летиями после и до извержения вулканов (рис. 1) в общем аналогичны картам распределения осадков после вулканических извержений. Основное их преимущество — возможность в значительной мере исключать влияние векового хода осадков и случайных факторов.

В теплый период после извержения вулканов колебания температуры и осадков менее существенны и их распределение носит более пестрый характер. Летом циркуляционные процессы ослаблены и более четко выделяется роль радиационных факторов в колебаниях температуры. По данным Спириной, летом наблюдается глобальное понижение температуры, хотя по абсолютной величине аномалии температуры невелики. На вулканической карте [7] выделяются аномалии $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ и только на востоке северного Казахстана небольшая область до $-1,0^{\circ}\text{C}$. Все области понижения температуры больше, чем на $0,5^{\circ}\text{C}$ расположены к северу от 40° с. ш.

В теплый период зона уменьшения осадков охватывает Скандинавию, Финляндию, ЕТС примерно к северу от Москвы, значительную часть Западной Сибири, северную часть Восточной Сибири и Канады. Вторая зона уменьшения осадков в Атлантическом океане и над Европой наблюдается к югу от $35-40^{\circ}$ с. ш., над Азией примерно к югу от 50° с. ш.

Область увеличения осадков охватывает большую часть Европы, запад и юг ЕТС, Северный Казахстан, и далее полоса простирается на Дальний Восток. На разностной карте зона увеличения осадков над СССР занимает большую площадь (рис. 1б). Вторая зона увеличения осадков (менее надежная, особенно в Африке и Аравийском полуострове) охватывает Африку к югу от 15° с. ш., Аравию, значительную часть полуострова Индостан, северную часть Индокитайского полуострова, Японию, США (исключая западное побережье) и группу островов Карибского моря.

Уже неоднократно обсуждался вопрос и предлагались проекты изменения климата в результате уничтожения полярных льдов. В работах О. А. Дроздова [2] было показано, что при повышении температуры в Арктике в основных земледельческих районах — на юге ЕТС, северном Казахстане и юге Западной Сибири — следует ожидать уменьшения осадков.

В данном случае рассматривается как бы обратная задача. Продукты извержения вулканов понижают температуру в основном в Арктических районах и сказываются на распределении осадков в более южных широтах. Изменение осадков под влиянием продуктов вулканических извержений в холодный период над Европой (исключая ее южную часть) и Северной Америкой (исключая западную часть) находятся в антифазе. Над большей частью

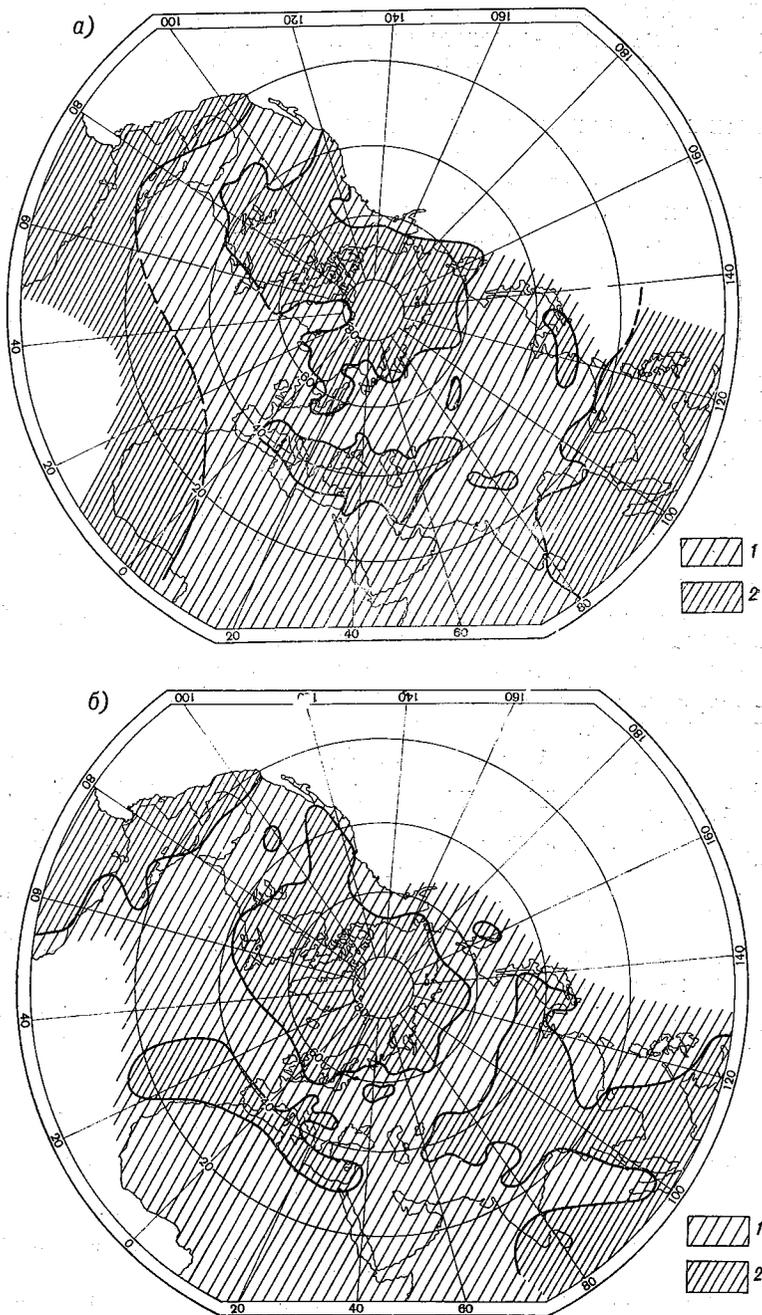


Рис. 1. Разность 5-летних аномалий осадков после и до извержения вулканов.

a — холодный период, *б* — теплый период; 1 — положительная аномалия, 2 — отрицательная аномалия.

Европы наблюдается увеличение осадков, над равнинной частью Северной Америки — уменьшение. В теплый период изменения осадков над Европой и Америкой происходят в основном в одной фазе.

Влияние вулканической деятельности на осадки мы рассматривали в целом для теплого периода; представляло интерес выяснить вклад каких месяцев больше в изменении осадков — весенних или летних. Для 24 станций юга ЕТС, Северного Казахстана и юга Западной Сибири было рассчитано изменение осадков в пятилетие после извержения вулканов за периоды IV—VI и VII—VIII месяцы. Оказалось, что основной вклад в увеличение осадков после извержения вулканов в этих районах вносят летние и частично осенние месяцы. В июле—августе всюду наблюдалось увеличение осадков. В апреле—июне на юге ЕТС в среднем после трех извержений наблюдалось некоторое уменьшение, а в Северном Казахстане — увеличение.

Наблюдаются ли существенные особенности в распределении осадков после извержения вулканов в различных районах земного шара? Анализ карт 5-летних аномалий осадков после каждого из трех извержений показал, что более сходные черты в распределении осадков были после извержения Катмай на Аляске и сопки Безымянной на Камчатке, расположенных в северных широтах и сравнительно близко друг от друга.

Карты аномалий температур, построенные Спириной для зимы при извержении Катмай и сопки Безымянной, аналогичны. Наибольшие отрицательные аномалии в обоих случаях наблюдались приблизительно в районе Земли Франца-Иосифа (при извержении Катмай более интенсивные), отсюда область отрицательных температур распространилась на Камчатку и через Атлантический океан на США. К югу от зоны отрицательных аномалий температур расположена зона положительных, которая сравнительно хорошо увязывается с зоной увеличения осадков. В холодный период зона отрицательных аномалий осадков вытянута от северных районов Евразии на континент Северной Америки, зона положительных — охватывает почти всю Европу, Азию и Японию (значительно более интенсивная и сплошная после извержения Катмай). Более существенные различия в распределении осадков наблюдались к югу от 25° с. ш. Азиатского материка.

Существенно другое распределение аномалий температуры и осадков наблюдалось после извержения Мон-Пеле (низкие широты западного полушария). Минимум температуры наблюдался на восточном побережье Гренландии и в Баренцевом море, при этом абсолютная величина этой аномалии примерно в 2 раза меньше. Зона отрицательных аномалий осадков была над большей частью Канады и США, на севере АТС и почти над всей Европой, а зона положительных — вместо Европы сместилась в более южные широты — юг Средиземного моря и Африку, что по-видимому, связано со смещением азорского максимума в более северные широты и на Европу.

После извержения всех рассмотренных вулканов в среднем для всего северного полушария наблюдались отрицательные аномалии температуры [1] и, как правило, большие значения ледовитости у берегов Исландии и в Баренцевом море.

Сопоставление дат извержения вулканов с вековым ходом осадков не дало определенных закономерностей. Извержения вулканов приходились на разные ветви циклов различной длительности и различного происхождения.

Поэтому в количественном отношении изменение осадков для отдельных станций под влиянием вулканизма носит очень пестрый и случайный характер. Там, где влияние вулканизма накладывается на максимум осадков в каком-либо цикле, не связанном с вулканической деятельностью, изменение осадков будет большим, если на минимум, то вместо увеличения осадков может быть уменьшение. Тем не менее получились вполне закономерные зоны распределения осадков, хорошо увязывающиеся с разработками, произведенными ранее, относительно влияния температурного режима Арктики на осадки северного полушария [2].

Колебания осадков, как и вообще колебания климата, могут вызываться различными факторами космического и земного происхождения. Из всей суммы факторов, сказывающихся на колебании осадков, трудно выделить действие какого-либо одного фактора, в частности вулканизма в чистом виде.

Однако карты разности аномалий осадков между 5-летиями после извержения вулканов и до извержения (см. рис. 1) в общем показывают изменение осадков под влиянием вулканизма. В среднем для северного полушария осадки после извержения вулканов в холодный период увеличивались на 2%, в теплый — на 3%; для территории СССР — соответственно на 5% и 2%. Для западной части северного полушария осадки на 1% уменьшались. Эти величины в пределах точности. Однако, если учитывать огромные области одного знака и рассматривать отдельно зоны увеличения и уменьшения осадков, то эти изменения будут уже существенными. В среднем для полушария в холодный период величина изменения в зоне увеличения составляла 18%, в теплый период 15%, и в зоне уменьшения соответственно 16% и 12%. Изменение осадков в южных широтах северного полушария представлено очень схематично (особенно над Африкой).

Как нам кажется, полученные результаты говорят о факте влияния вулканической деятельности на осадки и указывают зоны, где после извержения вулканов в последующие несколько лет можно ожидать увеличение или уменьшение осадков, которое целесообразно учитывать при сверхдолгосрочных прогнозах и исследованиях по колебаниям климата.

Выполненная работа подтверждает, что при понижении температуры в высоких широтах происходит достаточно закономерное перераспределение осадков. Ранее оно отмечалось преимущественно для более долговременных колебаний [2], но оказалось, что

сходный, но несколько меньший эффект получается и при похолоданиях, вызванных извержениями вулканов, хотя срок их действия не превышает нескольких лет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Б удько М. И. Изменение климата. Л., Гидрометеониздат, 1969. 37 с.
2. Д р о з д о в О. А. Влияние хозяйственной деятельности человека на влагооборот.— Труды ГГО, 1974, вып. 316, с. 83—103.
3. Д р о з д о в О. А., Г р и г о р ь е в а А. С. Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР. Л., Гидрометеониздат, 1971. 153 с.
4. П о к р о в с к а я Т. В. К вопросу о радиационных факторах изменчивости климата.— «Метеорология и гидрология», 1971, № 10, с. 31—37.
5. Р а к и п о в а Л. Р. О влиянии вулканических извержений на температуру атмосферы.— Труды ГГО, 1969, вып. 236, с. 25—30.
6. С п и р и н а Л. П. О влиянии вулканической пыли на температурный режим северного полушария.— «Метеорология и гидрология», 1971, № 10, с. 38—45.
7. С п и р и н а Л. П. 1973. О сезонных изменениях поля температуры Северного полушария после вулканических извержений.— Труды ГГО, 1973, вып. 299, с. 3—7.

К ВОПРОСУ О РЕАЛЬНОСТИ ВАРИАЦИЙ СОЛНЕЧНОЙ ПОСТОЯННОЙ В СВЯЗИ С ДОЛГОВРЕМЕННЫМИ КОЛЕБАНИЯМИ КЛИМАТА

Среди других дискуссионных вопросов современной астрофизики одним из ведущих является вопрос о реальности вариаций солнечной постоянной. Важность его очевидна как для астрофизики, так и для геофизики.

Астрофизикам в случае его решения создается возможность приблизиться к формированию полной теории солнечной активности, определению возраста Солнца и сроков его будущего существования. Для геофизики важность проблемы определяется тем, что изменение потока солнечной энергии влечет за собой изменение погодных и климатических условий на нашей планете.

Наиболее длительным и точным является Смитсоновский ряд наблюдений, полученный Абботом и его сотрудниками в результате использования двух независимых методов наблюдений: «долгого» (по спектральным измерениям при различных значениях воздушной массы) и «короткого» (по отдельным измерениям распределения энергии в спектре Солнца) [9].

На основе своих данных сотрудники Смитсоновского института пришли к следующим выводам:

- 1) имеют место изменения величины солнечной постоянной;
- 2) эти изменения — результат реальных колебаний в потоке лучистой энергии Солнца;
- 3) вариации солнечной постоянной обусловлены ходом относительных солнечных пятен в 11-летнем цикле.

Полученные выводы в дальнейшем подверглись критике со стороны актинометристов, и в геофизике установилось мнение, что Солнце можно рассматривать как абсолютно стационарный источник энергии.

В самое последнее время сотрудниками Ленинградского Государственного университета имени А. А. Жданова была проведена серия подъемов на аэростатах специально сконструированной аппаратуры для наблюдений за возможными вариациями солнечной постоянной. Анализ полученных результатов показал

существование нелинейной связи между солнечной постоянной и числами Вольфа [8].

Максимального значения (1,940 кал/(см²·мин) в Международной пиргелиометрической шкале 1956 г.) солнечная постоянная достигает при величине чисел солнечных пятен (по Вольфу) от 80 до 100.

Зависимость подобного вида была установлена ранее Ангстремом при обработке Смитсоновского ряда наблюдений. Однако между результатами наблюдений Аббота и ленинградских геофизиков имеются определенные расхождения. Одна из возможных причин этих расхождений выдвигается в работе [9]. Авторы детально анализируют ошибки измерений как в методике Аббота, проводившего свои наблюдения со дна атмосферы Земли, так и в методике К. Я. Кондратьева и Г. А. Никольского, измерявших солнечную постоянную практически вне атмосферы. Для своих наблюдений Аббот не производил контроль устойчивости оптических свойств атмосферы и тем самым вносил систематические ошибки за счет недоучета ослабления света в земной атмосфере. Результаты наблюдений ленинградских геофизиков являются заниженными из-за недоучета изменения коэффициента ослабления в дни с плохой прозрачностью.

В связи с этим, по мнению авторов работы [9], можно предположить, что результаты, полученные К. Я. Кондратьевым и Г. А. Никольским, являются нижним пределом действительного значения солнечной постоянной.

О. А. Дроздов использовал связь, установленную в работе [8], для восстановления значений солнечной постоянной с 1749 г. и прогноза ее изменений. Он указал на то, что восстановленный ряд хорошо согласуется с основными фактами климатических изменений в течение двух столетий: потеплением климата Европы во второй половине XVIII столетия; похолоданием во втором десятилетии XIX в., сопровождающимся ростом ледовитости; понижением ледовитости в 30-е и 50-е годы XIX столетия; относительно холодным периодом с 80-х годов XIX в. по 1920 г.; потеплением климата с 1930-х по 1950-е годы; некоторым похолоданием его в высоких широтах в 50-е годы и новым потеплением в 60-х годах нашего столетия.

Смитсоновский ряд наблюдений вследствие недостаточной первичной обработки был подвергнут в работе [3] повторному анализу с привлечением современных методов математической статистики. В результате удалось установить следующие закономерности:

1) наиболее вероятное среднее значение солнечной постоянной 1,9460 кал/(см²·мин) (в Смитсоновской шкале, отличающейся от Международной пиргелиометрической шкалы на 0,2%);

2) в изменении спектров ряда солнечной постоянной присутствуют три основных периода: 11 лет, 22 года, вековой;

3) 11-летнее колебание солнечной постоянной связано с солнечной цикличностью, а 22-летнее — с возможными колебаниями солнечного радиуса и его аналога — интеграла от знакопеременного

ряда чисел Вольфа, где числам Вольфа в нечетных 11-летних циклах присваиваются отрицательные значения;

4) эти соотношения выражаются следующими уравнениями регрессии:

$$\Delta S_1 = 0,06 - 1,52 \cdot 10^{-4} \int W dt + c; \quad (1)$$

$$\Delta S_2 = 1,64 + 2,73 \cdot 10^{-2} W; \quad (2)$$

$$S = (1960,55 + \Delta S_1 + \Delta S_2), \quad (3)$$

где ΔS_1 и ΔS_2 — отклонения солнечной постоянной в мкал/(см² × мин);

5) вычисленные и наблюдаемые значения солнечной постоянной обнаруживают хорошее согласие между собой.

Реальность выявленных вариаций солнечной постоянной может быть подтверждена на основе общности спектров в изменении потока солнечной энергии и характеристик климата.

Такое исследование было проведено в работе [4], где на основе корреляционно-спектрального анализа была установлена значимая связь вариаций солнечной постоянной с аномалиями температуры северного полушария и ледовитостью Баренцева моря. После исключения высокочастотных шумов коэффициент корреляции между солнечной постоянной и ледовитостью Баренцева моря оказался равным 0,63 (уровень значимости $p > 0,999$), а между солнечной постоянной и аномалиями температуры северного полушария +0,43, т. е. значимым с достоверностью $p = 0,98$. Здесь же приведен количественный расчет аномалий температуры на основе возможных колебаний солнечной постоянной. Расчет проводился в предположении лучистого равновесия Земли с окружающим пространством, выражаемого соотношением

$$S\pi R^2(1 - A) = 4\pi R^2\sigma T^4, \quad (4)$$

где S — солнечная постоянная; R — радиус Земли; T — условная равновесная температура земного шара; σ — постоянная Стефана; A — альбедо Земли.

Путем дифференцирования и несложных преобразований из этого выражения получается формула для вычисления аномалий температуры

$$\Delta T = \frac{T}{4S} \Delta S. \quad (5)$$

Вычисленные и наблюдаемые значения аномалий температуры оказались совпадающими между собой как по порядку величин, так и по характеру их изменений.

В данной работе была предпринята попытка, используя формулы (1), (2) и (3), восстановить способом, отличным от предложенного О. А. Дроздовым, ход солнечной постоянной с 1749 г.

и дать прогноз ее изменения на один цикл солнечной активности до 1987 г. Интеграл от знакопеременного ряда чисел Вольфа был рассчитан в ГАО АН СССР на ЭВМ «Минск-32» по программе, составленной К. А. Кандауровой. По формуле (5) с использованием вычисленных значений солнечной постоянной был восстановлен ход аномалий среднегодовых температур северного полушария и дан прогноз их возможных значений до 1987 г. Сам вид зависимости (5) предполагает прямую пропорциональность изменения аномалий температуры аномалиям солнечной постоянной. В вековом ходе вычисленные и наблюдаемые аномалии температур северного полушария оказались хорошо совпадающими между собой.

В качестве основы для прогноза был использован прогноз годовых значений чисел Вольфа на 1970—1987 гг., представленный О. Б. Васильевым и К. А. Кандауровой и основанный на усовершенствованном ими методе суперпозиции [5]. К настоящему времени этот прогноз оправдывается вполне удовлетворительно. Рисунок 1 показывает характер изменения солнечной постоянной, восстановленной двумя способами, чисел Вольфа и интеграла от знакопеременного ряда чисел Вольфа. Обращает на себя внимание согласованный ход рассмотренных характеристик. Максимум солнечного излучения отмечается в 70-х годах XVIII столетия, минимум — в 1810-х годах, новый максимум — в 1850-х годах, уменьшение излучения в 1910-е годы и, наконец, повышение уровня излучения в 1950-е годы. Следует отметить, что амплитуда изменения солнечной постоянной, восстановленной по формулам (1), (2) и (3), несколько ниже, чем в ряду, восстановленном по связи с числами Вольфа, но все же согласуется с ней и это служит еще одним подтверждением реальности вариаций солнечной постоянной. Для выявления долгопериодных колебаний в исследуемых рядах было применено сглаживание по 23-летним скользящим суммам. Этот прием обработки был предложен Б. М. Рубашевым [11] и позволяет исключить или во всяком случае сильно ослабить 11- и 22-летние составляющие. Он отмечает, что нечетное число членов дает возможность точно фиксировать год, к которому относится значение скользящей суммы, а отличие от скользящего среднего заключается только в масштабе. В результате выявился цикл, близкий к 176-летнему, который ранее при анализе сравнительно короткого ряда наблюдений не выявлялся, причем наличие такого цикла характерно для обеих кривых солнечной постоянной.

Сравнение с числами Вольфа W и интегралом от знакопеременного ряда чисел Вольфа $\int W dt + c$ показывает, что ход солнечной постоянной в общем синфазен ходу чисел Вольфа и противофазен интегралу $\int W dt + c$, хотя из-за нелинейности связи и существует некоторый сдвиг фаз (рис. 2). Подводя итоги сравнению, можно сделать вывод о том, что поток излучения в общем обратно пропорционален геометрическим размерам Солнца и прямо пропорционален его активности.

Выше упоминалось о том, что вариации солнечной постоянной обнаруживают хорошее согласие с основными фактами климатических изменений в течение двух последних столетий и что оказалось возможным восстановить ход температурных аномалий с 1749 г.

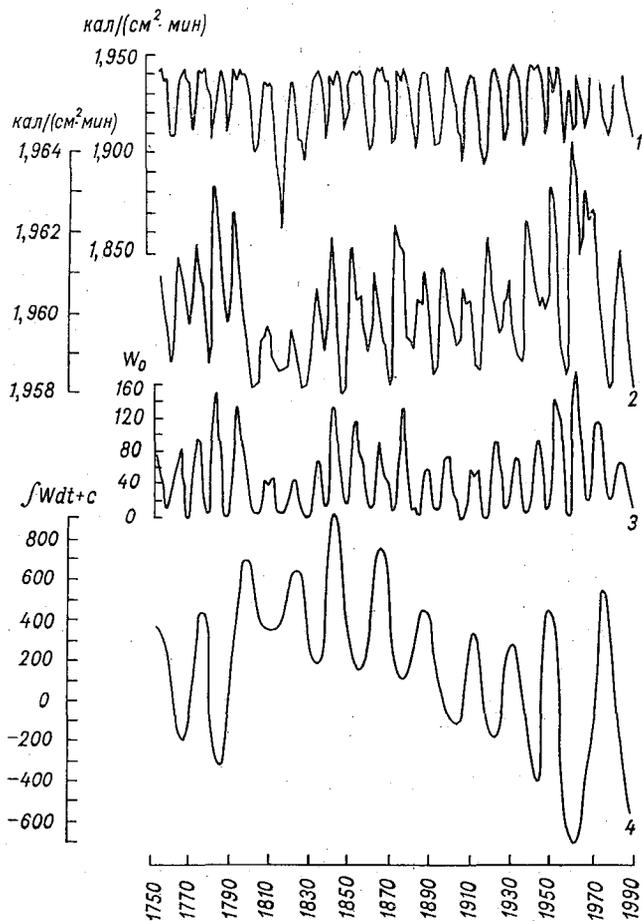


Рис. 1. Ход наблюдаемых и вычисленных характеристик солнечного излучения с 1749 по 1987 г.

1 — восстановленный ряд солнечной постоянной по связи с числами Вольфа; 2 — восстановленный ряд солнечной постоянной по связи с числами Вольфа и интегралом от знакопеременного ряда чисел Вольфа; 3 — числа Вольфа; 4 — интеграл от знакопеременного ряда чисел Вольфа.

При этом ход кривых температур длиннорядных станций Европы и ледовитости Балтики и р. Невы показывает достаточно хорошее согласие с изменением потока солнечного излучения (рис. 3). Действительно, и рост ледовитости Балтики в 70-х годах XVIII в., и понижение температуры в 1810—1820-х и в 1860-х годах, а также

целый ряд других климатических особенностей, о которых уже говорилось, следуют в вековом ходе за ходом изменений солнечной постоянной. Особо следует остановиться на ледовитости Балтики. Материал о площади максимального распространения льдов в Балтийском море (в тыс. км²) на каждую зиму начиная с зимы 1720—

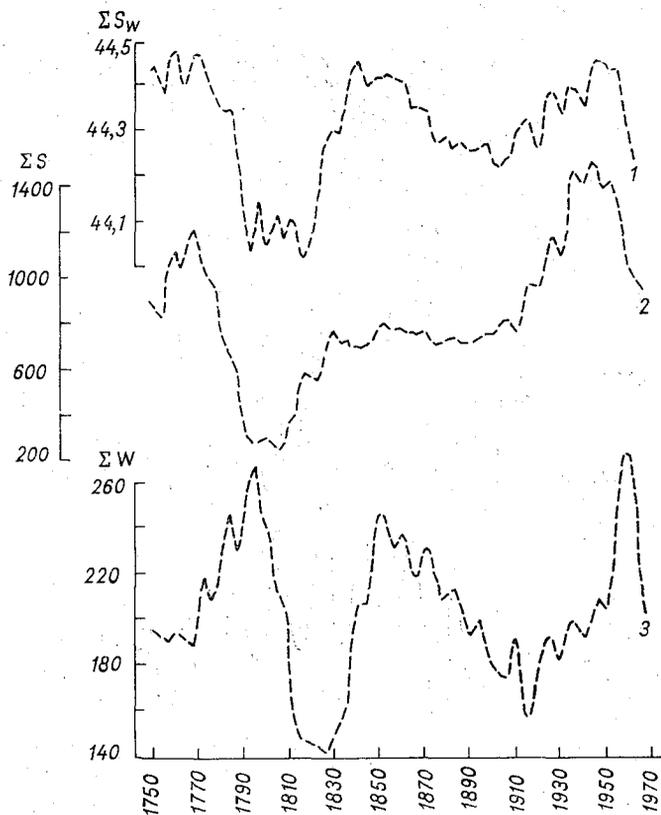


Рис. 2. 23-летние скользящие суммы характеристик солнечного излучения.

1 — восстановленный ряд солнечной постоянной (кал/(см²·мин) по связи с числами Вольфа; 2 — восстановленный ряд солнечной постоянной по связи с числами Вольфа и интегралом от знакопеременного ряда чисел Вольфа; 3 — числа Вольфа.

1721 г. по 1957—1958 г. был собран В. В. Бетиним и Ю. В. Преображенским в книге «Суровость зим в Европе и ледовитость Балтики» [1]. В дальнейшем детальный анализ связи зимних льдов с солнечной активностью провел Б. М. Рубашев [10]. Он показал, что в ходе ледовитости Балтики имеют место 11-летняя и 22-летняя волны, а 80—90-летняя, как это ни странно, не проявляется. Зато довольно отчетливо выявляется весьма длительное колебание, продолжительность которого превышает 200 лет. Хотя говорить о цикле такой длительности, как указывает Б. М. Рубашев, из-за не-

достаточной продолжительности ряда еще преждевременно, тем не менее это свидетельствует в пользу реальности выявленного двойного векового цикла в ходе солнечной постоянной.

Цикл этот выявляется также при применении такого приема обработки ряда наблюдений, как построение интегрально-разностной

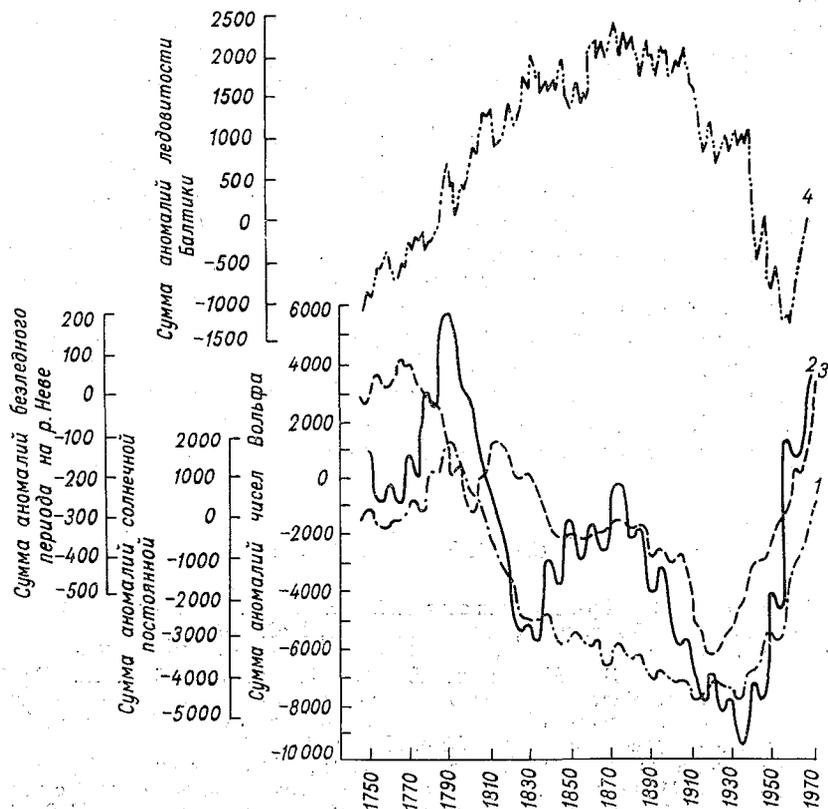


Рис. 3. Интегральные кривые аномалий средних годовых значений восстановленного по связи с числами Вольфа и интегралом от знакопеременного ряда чисел Вольфа (1), чисел Вольфа (2), числа дней, свободных ото льда на р. Неве (3), площади максимального распространения льдов в Балтийском море (4).

кривой. Вековой цикл на интегрально-разностной кривой проявляется недостаточно четко, в то время как цикл, близкий к 176-летнему, вследствие свойства интегрально-разностных кривых давать некоторое запаздывание по фазе по отношению к скользящим средним, виден вполне отчетливо.

Следует также упомянуть, что ледовитость р. Невы, выраженная в числе дней, свободных ото льда, как показано в [6], тесно связана с эпохами атмосферной циркуляции по типизации Г. Я. Вангенгейма. Так, например, коэффициент корреляции между

процессами формы E и сроками вскрытия Невы оказался равным 0,9. Таким образом, обнаруживается четкое соответствие характера макроциркуляционных процессов вариациям солнечной постоянной.

Предпринимались попытки прогнозирования дальнейшего изменения климата [2, 7]. Сложность таких прогнозов, помимо прочего, заключается в том, что рост производства энергии и другие антропогенные влияния на климат плохо поддаются учету. Считается все же, что антропогенный фактор станет значительным лишь в следующем столетии. Поэтому при климатическом прогнозе примем во внимание лишь прогностический ход солнечной активности.

Как хорошо видно из анализа восстановленных рядов, следует ожидать падения солнечной постоянной к 1987 г. до значений, близких к уровню 1880-х годов. В соответствии с ходом солнечного излучения значения аномалий температуры северного полушария также будут близки к этому уровню. Полученный результат согласуется с выводами О. А. Дроздова и других авторов.

Что же касается дальнейших изменений ледовитости в северном полушарии, то имеются основания ожидать ее существенного увеличения. В первую очередь это относится к арктическим морям, главным образом, в западной части Арктики. В Балтийском море также следует ожидать усиление ледяного покрова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бетин В. В., Преображенский Ю. В. Суровость зим в Европе и ледовитость Балтики. Л., Гидрометеиздат, 1962. 110 с.
2. Будыко М. И. Климат и жизнь. Л., Гидрометеиздат, 1971. 471 с.
3. Васильев О. Б., Мурагин А. Ф., Никольский Г. А., Рубашев Б. М. Частотный спектр вариаций солнечной постоянной и связь их с другими солнечными процессами (по Смитсоновским наблюдениям 1924—1952).— «Солнечные данные» № 4, 1973, с. 99—106.
4. Васильев О. Б., Любарский А. Н., Мурагин А. Ф., Рубашев Б. М. О связи возможных вариаций солнечной постоянной с некоторыми геофизическими параметрами.— «Солнечные данные», № 9, 1973, с. 100—107.
5. Витинский Ю. И. Цикличность и прогнозы солнечной активности. Л., «Наука», 1973, 258 с.
6. Гире А. А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л., Гидрометеиздат, 1971. 280 с.
7. Дроздов О. А. К вопросу о связи колебаний климата с вековым ходом солнечной постоянной за последние два столетия.— Вестник ЛГУ, сер. геологии и географии, вып. 4, № 24, 1972, с. 99—102.
8. Кондратьев К. Я., Никольский Г. А. Вариации солнечной постоянной по аэроstatным исследованиям в 1962—1968 гг. Изв. АН СССР, сер. физика атмосферы и океана, № 3, 1970, с. 227—238.
9. Макарова Е. А., Харитонов А. В. Распределение энергии в спектре солнца и солнечная постоянная. М., «Наука», 1972. 288 с.
10. Рубашев Б. М. Проявление циклов солнечной активности в ледовитости Балтийского моря.— «Солнечные данные», № 1, 1964, с. 71—78.
11. Рубашев Б. М. Проблемы солнечной активности. М., «Наука», 1964. 362 с.

О НЕКОТОРЫХ КРИТЕРИЯХ СТАТИСТИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ МНОГОЛЕТНИХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ РЯДОВ

Статистическая структура колебаний метеорологических величин из года в год лишь сравнительно недавно начала подвергаться внимательному изучению. При этом возникло много спорных вопросов. Наибольшей дискуссии подвергается циклическая природа колебаний климата, отличие ее от случайной и влияние на нее солнечной активности. Поскольку наличие циклических составляющих в колебаниях солнечной активности не вызывает сомнения, то отвергая цикличность в колебаниях климата, мы в значительной степени отвергаем и связи их с солнечной активностью. Обратное положение, однако, не обязательно. Колебания климата могут иметь циклическую природу, но не быть связанными с солнечной активностью, или, что еще опаснее, эти связи лишь кажущиеся за счет временного сближения хода колебаний обоих факторов [1], которые в дальнейшем расходятся полностью.

Есть основание предполагать, что по крайней мере часть связей, обнаруживаемых между вековым ходом солнечной активности и вековым ходом геофизических величин, в действительности фиктивны. Например, длительность колебаний ледовитости у Исландии, часто связываемая с Солнцем, даже в среднем на 10 лет короче векового солнечного цикла, в период же с IX по XVI в. эти колебания были еще короче [2]. Между тем по данным последнего столетия эти связи трактуются как реальные [3]. В данном случае, как и во многих других аномальных случаях, предстоит решать довольно сложные вопросы. Подобное нарушение связи может объясняться как изменением длины самого векового солнечного цикла в прошлом, так и временным прекращением связи ледовитости с солнечной активностью, маскируемой так называемым «обращением» гелиогеофизических связей и, наконец, полной фиктивности таких связей. В результате, если нельзя быть уверенным в реальности солнечных связей с ледовитостью северной Атлантики, то нет уверенности и в полном ее отсутствии, так как для проверки всех

возможных альтернатив, указанных выше, просто не хватает информации. Однако то, что здесь нет элементарной однозначной зависимости обоих колебаний, может быть статистически установлено довольно просто, хотя бы сравнением фазировки обоих колебаний за последние 200—300 лет, за которые наблюдения над обоими характеристиками достаточно надежны.

Авторы, которые считают циклические колебания климата недо-стоверными, стремятся использовать для спектральных разложений наиболее длительные ряды [4, 5]. Но, во-первых, таких длинных рядов очень мало, и этот прием применим не всегда. Во-вторых, он далеко не всегда достигает цели: лишь в редких случаях циклический процесс данной частоты сохраняется без изменения в течение нескольких столетий (колебания ледовитости у Исландии, колебания прироста арчи в Джунгарском Алатау [6]), чаще же [6, 7 и др.] циклические колебания изменяют свою частоту или прекращаются за период менее столетия.

В результате этого удлинение ряда не способствует увеличению четкости выделения циклических составляющих, и вносит лишь неопределенность в фактическое время существования данного цикла. Следовательно, нужно искать другой путь для увеличения четкости результата. Неопределенность результата, когда проявление циклических составляющих лежит в «пределах ошибок», может быть следствием недостаточной чувствительности критериев. Эта чувствительность часто может быть повышена, если отклонение явления от случайности суммируется по всему ряду (принцип последовательного анализа), а также, если удаётся заранее уточнить статистическую структуру ряда, что позволяет от более общих, но менее чувствительных формул перейти к более частным, но соответствующим конкретной задаче, и поэтому более чувствительным критериям.

Начнем с уточнения структуры ряда. Довольно часто циклические колебания рассматривают просто как «белый шум», т. е. как чисто случайное и даже бессвязное колебание. В работе [7] как по отношению к конкретным циклам, так и в отношении статистической структуры ряда, обусловленной их совокупностью, были введены конкретные критерии, позволявшие оценить вероятность случайного появления соответствующих структур в ряду. Из них остановимся более подробно на анализе структуры ряда в зависимости от всей совокупности циклических составляющих, проявляющейся в отличиях коэффициента дисперсии от 1, т. е. на эффективности осреднения как способа уменьшения изменчивости ряда.

При бессвязности ряда среднее квадратическое отклонение ординат интегрально-разностной кривой от нулевой линии выражается формулой

$$\sigma_{\Sigma \Delta x} = \sigma_x \sqrt{n - \frac{n^2}{N}}, \quad (1)$$

где N — период осреднения, от которого берутся отклонения Δx ,

а n — число членов от начала ряда, отклонения которых подвергнуты суммированию. Обычно мы использовали ряды длительностью 50—80 лет. Учитывая, что выход за $2\sigma_{\Sigma\Delta x}$ имеет для распределения нормальной крутости вероятность 4,56%, а за $3\sigma_{\Sigma\Delta x}$ 0,27%, можно заключить, что, например, для 70-летнего ряда за предел 2σ выйдет в среднем $0,0456 \times 70 \approx 3$ случая. За 3σ не выйдет ни одного, однако сравнительно часто кривая может подойти к этому пределу: $0,0027 \times 70 = 0,189$, т. е. в одной из 5 серий подобный случай еще встретится. Однако дальше вероятность выхода за пределы градаций резко падает: за $3,5\sigma$ выйдет $0,00047 \times 70 = 0,033$ случая, т. е. один случай из 30 серий, за 4σ выйдет $0,000064 \times 70 = 0,0045$, или 1 случай на 222 серии. За $4,5\sigma$ выйдет $0,0000068 \times 70 = 0,00496$, или 1 случай на 2100 серий. Поэтому выход кривой за 3σ уже говорит о повышенном коэффициенте дисперсии, хотя случайные появления таких величин в единичных случаях возможны, при выходе за $3,5\sigma$ это уже редкость, за 4σ случайность практически уже исключена, пока число использованных станций не превышает нескольких десятков. Наоборот, за предел $1\sigma_{\Sigma\Delta x}$ должно выйти около 0,32 всех случаев, т. е. около 22 значений из 70, за $1,5\sigma_{\Sigma\Delta x}$ должно выходить 0,13 всех случаев, т. е. около 9 случаев при той же исходной численности. Поэтому невыход интегрально-разностной кривой за пределы $\sigma_{\Sigma\Delta x}$ и $1,5\sigma_{\Sigma\Delta x}$ при нормальной крутости распределения для 70 случаев — явление, крайне маловероятное. Первое выражается $(1 - 0,32)^{70} = 1,7 \cdot 10^{-12}$, второе $(1 - 0,13)^{70} = 6,4 \cdot 10^{-5}$. Первая комбинация в случайном ряду при данном числе испытаний практически невозможна, вторая может встретиться изредка на одной из станций, если их число 65—100 для территории СССР. Поскольку мы имели здесь дело с суммами отклонений, ожидать сколько-нибудь существенного отклонения распределения от нормального нет оснований. Остается еще оценить устойчивость самой σ_x ; при сделанных предположениях

$$\sigma_{\sigma_x} = \frac{\sigma_x}{\sqrt{2N}}, \quad (2)$$

т. е. около 8% от σ_x . Такая неточность в большинстве случаев несущественна и даже при уровне значимости 5% неточность в определении $\sigma_{\Sigma\Delta x}$ достигает 16%, в определении 2σ — 32% и 3σ — 48%. Следовательно, ошибка в определении предела 3σ может достигнуть 50% не чаще чем в 5% всех случаев выхода накопленных сумм за значение 3σ , т. е. в общем довольно редко, но завышение числа $\sigma_{\Sigma\Delta x}$, за которое выходят накопленные суммы, на указанную величину в отдельных случаях все же возможно. Поэтому критерием аномально большого коэффициента дисперсии следует взять для единичной станции выход за $4\sigma_{\Sigma\Delta x}$, а аномально малого можно брать уже $1,5\sigma_{\Sigma\Delta x}$, хотя вероятность невыхода даже за предел $1,75\sigma_{\Sigma\Delta x}$ при 70 случаях уже лишь около 0,0003. Возможные ошибки определения этой величины изредка могут достигать 0,25 σ .

Обратимся теперь к фактическому материалу. Л. Г. Полозова по данным 120 станций, довольно равномерно (на больших расстояниях) расположенных на территории СССР, опубликовала для месячных температур карты максимальных выходов $\sum \Delta x$ за норму, за которую принято $2\sigma_{\sum \Delta x}$ [8]. Судя по ним с декабря по февраль повышенный коэффициент дисперсии наблюдается в некоторой области на севере, в декабре по рр. Печоре и Вычегде, в январе по средней и нижней Оби, в феврале между Енисеем и Хатангой, в январе еще большее увеличение коэффициента дисперсии происходит на Памире. Пониженный коэффициент дисперсии наблюдается в ноябре и в декабре на большей части СССР (между Енисеем и Леной и на побережьях Черного моря), в январе в Якутии, на юго-западе и в центре ЕТС, в феврале в Якутии и на юге АТС. Значения крайних изолиний, проведенных через $0,5\sigma_{\sum \Delta x}$ изменяются в ноябре и декабре от $1,0-1,5\sigma_{\sum \Delta x}$ до $2,5-3,5\sigma_{\sum \Delta x}$, в январе от $1,5$ до $4\sigma_{\sum \Delta x}$, в феврале от $1,5$ до $2,5\sigma_{\sum \Delta x}$. Во все 4 месяца преобладают коэффициенты дисперсии меньше 1, определяемые абсолютно надежно; повышенные коэффициенты надежно определяются в январе. В марте, апреле, мае, июле и сентябре наибольшие удаления накопленных сумм от нулевой линии составляют $1,5-2,5\sigma_{\sum \Delta x}$ (в марте до значения $2,5\sigma$ не доходят), в июне, августе и в октябре $2-3\sigma_{\sum \Delta x}$.

В результате компенсационные явления и пониженный коэффициент дисперсии абсолютно надежно устанавливаются для всего года, повышенный же коэффициент дисперсии практически достоверен для ряда районов в холодную часть года и по существу в августе (особенно, если учесть сходные конфигурации областей повышенного коэффициента и дисперсии в августе, сентябре и в начале зимы).

Следовательно, гипотеза белого шума применительно к временной структуре рядов по температуре воздуха на территории СССР не подтверждается по крайней мере в ряде районов.

Для осадков теплого (апрель—октябрь) и холодного (ноябрь—март) периодов данные обработаны О. А. Дроздовым и А. С. Григорьевой [7]. Для холодного периода $\sum \Delta x$ меняется от $2\sigma_{\sum \Delta x}$ до $4\sigma_{\sum \Delta x}$ (преобладает повышенный коэффициент дисперсии, надежно определяемый для севера ЕТС и Западной Сибири, а также в Казахстане и Средней Азии). В теплое время года, наоборот, коэффициент дисперсии преимущественно понижен до величин, меньших $\sigma_{\sum \Delta x}$, в центре и на юго-востоке ЕТС, а также на побережье Японского моря и повышен до $3,5\sigma_{\sum \Delta x}$ на севере и юго-востоке ЕТС, на берегу Каспийского моря. В теплый период абсолютно надежно определяется пониженный коэффициент дисперсии и довольно надежно повышенный в северных районах. Таким образом, так же, как и для температуры, свести колебания осадков к белому шуму не удастся. К этому следует добавить, что методы оценки вероятности случайного появления циклов данной длительности по регулярности повторения экстремумов на коррелограмме и по их амплитудам, примененные в работах [7, 8], также в значительной части слу-

чаев несовместимы с гипотезой белого шума. Получить надежный результат для каждого отдельного пункта не всегда удастся, но для больших отклонений коэффициента дисперсии от 1, особенно в меньшую сторону, ответ получается достаточно определенным. Он может быть еще уточнен, если учитывать не только предел, за который выходит $\sum \Delta x$, но и число случаев выхода за этот предел. При этом следует иметь в виду, что ординаты интегрально-разностной кривой связаны довольно большой корреляцией. Эта корреляция уже рассчитывалась нами в [13], но в результате вкрались ошибки, в связи с чем повторим с необходимыми уточнениями данный вывод.

Обозначим через y_m и y_n накопленные суммы значений $\Delta x_i = x_i - \frac{1}{N} \sum_1^N x_i$ от начала ряда до m - и n -го членов соответственно, положим, что $m < n$, тогда коэффициент корреляции между y_m и y_n равен

$$r_{y_m y_n} = \frac{E \left[\sum_1^m \Delta x_i \sum_1^n \Delta x_i \right]}{\sigma_{y_m} \sigma_{y_n}}, \quad (3)$$

где E — символ математического ожидания;

$$\sigma_{y_m} = \sigma_x \sqrt{m - \frac{m^2}{N}}; \quad \sigma_{y_n} = \sigma_x \sqrt{n - \frac{n^2}{N}}. \quad (4)$$

Раскрывая числитель (3) и подставляя знаменатель, находим

$$\begin{aligned} r_{y_m y_n} &= \frac{E \left[\sum_1^m \Delta x_i \left(1 - \frac{m}{n}\right) - \frac{m}{N} \sum_{m+1}^N \Delta x_i \right] \times \\ &\quad \times \left[\sum_1^n \Delta x_i \left(1 - \frac{n}{N}\right) - \frac{n}{N} \sum_{n+1}^N \Delta x_i \right]}{\sigma_x^2 \sqrt{\left(m - \frac{m^2}{N}\right) \left(n - \frac{n^2}{N}\right)}} = \\ &= \frac{E \left[\left(1 - \frac{m}{N}\right) \left(1 - \frac{n}{N}\right) \sum_1^m \Delta x_i^2 - \sum_{m+1}^N \frac{m}{N} \left(1 - \frac{n}{N}\right) \Delta x_i^2 + \right. \\ &\quad \left. + \sum_{n+1}^N \frac{m}{N} \frac{n}{N} \Delta x_i^2 + () \right]}{\sigma_x^2 \sqrt{\left(m - \frac{m^2}{N}\right) \left(n - \frac{n^2}{N}\right)}}, \end{aligned}$$

где в скобки собраны произведения $\Delta x_i \Delta x_k$ с неравными индексами. Математическое ожидание произведений $\Delta x_i \Delta x_k$ равно нулю.

С учетом этого находим, что

$$r_{y_m y_n} = \frac{\sigma_x^2 \left[m \left(1 - \frac{m}{N}\right) \left(1 - \frac{n}{N}\right) - (n-m) \frac{m}{N} \left(1 - \frac{n}{N}\right) + (N-n) \frac{m}{N} \frac{n}{N} \right]}{\sigma_x^2 \sqrt{mn} \sqrt{\left(1 - \frac{m}{N}\right) \left(1 - \frac{n}{N}\right)}} = \sqrt{\frac{m}{n} \frac{\left(1 - \frac{n}{N}\right)}{\left(1 - \frac{m}{N}\right)}} \quad (5)$$

Коэффициенты корреляции между членами интегрально-разностной кривой довольно высоки, достигая максимума в середине ряда. Например, если $N=50$, $m=1$ и $n=2$, то

$$r_{y_1 y_2} = \sqrt{\frac{\left(1 - \frac{2}{50}\right)}{2 \left(1 - \frac{1}{50}\right)}} = 0,70.$$

При $N=50$, $m=24$ и $n=25$ имеем

$$r_{24, 25} = \sqrt{\frac{24}{25} \frac{\left(1 - \frac{25}{50}\right)}{\left(1 - \frac{24}{50}\right)}} = \sqrt{\frac{24}{25} \frac{25}{26}} \approx 0,96.$$

Естественно, что в рамках каждой кривой в отдельности выход за соответствующий предел имеет вероятность больше всего у членов, у которых предыдущий член (или члены) уже вышел за тот же предел или по крайней мере приблизился к нему, а у членов, далеких от этого предела, эта вероятность мала или даже практически равна 0. Но если мы рассмотрим сразу всю совокупность кривых, положение упрощается. Во-первых, формулы (4) уже учитывают корреляцию между y_m и y_n . Во-вторых, именно по этой причине любой достигнутый уровень, выраженный в единицах σ_{y_m} , может последующими случайными приращениями перекрываться независимо от достигнутого уровня, чисто случайно. Поэтому общее число превышений заданного предела также характеризуется вероятностью. Одно дело, когда за предел, например, $3\sigma_y$ выходит один случай, а другое, если за этим пределом окажется 10—20 лет. С учетом сказанного, надежность отличия фактических интегрально-разностных кривых от белого шума значительно увеличивается и можно утверждать, что значимость этих отличий часто велика даже для отдельной интегрально-разностной кривой при значительном превышении фактической вероятности крупных отклонений от ее математических ожиданий, почти таких же, как и случаев поднормальной дисперсии.

Всего для анализа интегрально-разностных кривых в работе [7] использована 31 станция за 2 периода. Кроме того, использованы данные 40 станций из работ Ф. З. Батталова [14]. Последний ис-

точник, правда, из-за мелкого масштаба графиков, позволяет лишь ориентировочно устанавливать числа ординат интегрально-разностных кривых, выходящих за определенные пределы, но для наших целей этого было достаточно. Кроме того, в нескольких случаях у нас возникли серьезные сомнения в однородности использованных им данных станций. Последнее основывалось на невязках ходов близлежащих станциях, характерной форме кривых [13], приуроченности переломов к смене приборов на станциях и др. Когда на подобные случаи падали значительные отклонения накопленных значений от нулевого уровня, они браковались. Перечень подобных случаев будет дан ниже. Данные Ф. З. Батталова получены для периода 1891—1960 гг., пропуски восстанавливались. В наших материалах пропуски не восстанавливались. За теплый период обработка произведена также в пределах интервала времени 1891—1960 гг., в холодный период мы ограничивались 1950 г., чтобы не иметь дело с трудной исправляемым нарушением однородности, вызванным заменой дождемеров на осадкомеры. По станции Казань, кроме замены дождемера на осадкомер, имел место перенос станции в условия, когда осадки стали попадать с крыши здания библиотеки. По этой станции нами использованы материалы ГГО. Как видно из предыдущего, имело смысл подвергать анализу выходы кривых за 3σ и более (меньшие не дают особенно значительных отличий от случайности), случаи же поднормальной дисперсии анализируются достаточно точно и без учета чисел выходов за критические пределы. Однако в табл. 1 мы указали и число случаев превышения уровня 2σ (по данным ГГО). Из всей совокупности данных существенно повышенный коэффициент дисперсии получился в холодный период по 8 станциям, обработанным нами, и 7 станциям, обработанным Батталовым (данные станций Кола, Москва и Псков были нами забракованы по причинам, указанным выше). В теплое время года таких случаев, по данным Батталова, обнаружилось два.

Распределение редких событий, к которым принадлежат концы распределения сумм осадков, за пределами 2σ и 3σ удовлетворяют в первом приближении распределению Пуассона, с учетом этого определим вероятность появления события различное число раз для каждой такой величины (табл. 2).

Из табл. 1 и 2 следует, что даже число выходов за 2σ может служить критерием неустойчивости распределения J_m . Это видно из того, что, как правило, при данной численности станций не должно быть выходов больше 7—8 (редко до 9) и практически не должно встречаться 10, из последней же графы табл. 2 при 70 случаях число выходов за 2σ в 5 случаях превысило 30 и в 2 случаях — 50, что практически в бессвязном однородном ряду невозможно. Норма же 10 случаев существенно превышена у 7 станций, что также выходит за рамки возможного. Расположение всей кривой внутри предела 2σ должно также наблюдаться довольно редко; в 5% случаев (из 71 станции) за два периода кривые не достигали $\pm 2\sigma$, в холодный период — в 15 случаях (21%), а теплый период —

Таблица 1

Число выходов за пределы $3\sigma_{\text{БДХ}}$ и более по наблюдениям над осадками по станциям СССР из общего числа использованных станций

По нашим данным (холодный период)						
Станция	Период	Число выходов за				процент выхода за 2σ
		3σ	$3,5\sigma$	4σ	$4,5\sigma$	
Архангельск	х	10	7	5		47
Сургут	х	20	14	9	4	40
Целиноград	х	11	7	3		47
Омск	х	40	38	24	7	73
Барнаул	х	26	15	8	4	57
Красноярск	х	15	7			78
Иркутск	х	1				9
Ташкент	х	2				35

По данным Ф. З. Батталова (ориентировочно)						
Станция	Период	Число выходов за				
		3σ	$3,5\sigma$	4σ	$4,5\sigma$	
Клайпеда	х	5	3			
Вентспилс	х	9	1			
Зимнегорский маяк ¹	х	3 + 7	5	3		
	т	5				
Вологда	х	20	1			
Мезень	х	12	6	4		
Мезень ²	т	16 (18)	5			
Чердынь ²	х	2 (12)				
Красноводск	т	30	10			

Примечания: ¹ — Второй выход за $3\sigma_{\text{БДХ}}$ сомнителен по однородности; ² — в скобках интегральная кривая шла по границе $3\sigma_{\text{БДХ}}$.

Таблица 2

Вероятность появления различного числа выходов за пределы 2σ ; 3σ ; $3,5\sigma$; 4σ и $4,5\sigma$ при численности исходной совокупности 70 случаев (%)

Число σ ($n\sigma$)	Среднее число выходов за $n\sigma$ при $N = 70$ ($70 \bar{p}$)	Вероятность различного числа случаев (при данном $70 \bar{p}$)											
		0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
2σ	3,0	5	15	22,4	22,4	17	10	6	2	0,8	0,3	0,01	0,00
3σ	0,189	82	16	2	0,1	0,0							
$3,5\sigma$	0,033	97	3	0,04	0,00								
4σ	0,0045	0,995	0,005	0,00									
$4,5\sigma$	0,0005	0,9995	0,0005	0,000									

в 32 случаях (45%), что также не соответствует случайным бес-
связным рядам.

Выходов за 3 σ при 70 станциях на отдельной кривой не должно
быть больше двух, на какой-либо кривой в исключительных слу-
чаях могло бы появиться три. Фактически, этих выходов встреча-
ется и 20, и 30, и 40 (первые — в оба периода, вторые — в холодное
время года).

Соответственно выходы за 3,5 σ для отдельной кривой не только
редки, но должны держаться один, максимум два года, фактически,
они иногда держатся до 10 и более лет. Таких случаев наблюда-
лось 4 (в холодное время года), а в Омске выше этого уровня ле-
жало 38% всех случаев.

Выходы за 4 σ уже должны встречаться крайне редко и не
больше одного года; на кривой, фактически, они наблюдались на
7 станциях (в холодное время года), а в Омске их число достигло
24. Выходов за 4,5 σ при данной численности испытаний вообще не
должно быть (в исключительном случае возможен один подход
кривой к этому пределу). Фактически, в холодный период их на-
блюдалось три (в Омске 7 лет и в Сургуте и Красноярске по
4 года). Все это резко противоречит гипотезе белого шума и могло
бы объясняться лишь нарушениями однородности рядов. Но, во-
первых, плохо или хорошо, но специалисты ГГО, имеющие наи-
больший опыт обработки, ряды на однородность выверили, а во-вто-
рых, сама дислокация подобных выбросов подтверждает, что мы
имеем дело со сравнительно систематическим явлением: наиболь-
шие выбросы приходятся на Западную Сибирь и на побережье Бе-
лого моря, где вековой ход осадков выражен наиболее четко. В то
же время расстояние между пунктами достаточно велико, чтобы
корреляция, вызываемая погодными явлениями масштаба одного
циклона уже не сказывалась и большая часть синхронных связей,
вызываемых атмосферными процессами малого масштаба, уже ут-
рачивается. Остается лишь действие наиболее крупномасштабных
атмосферных процессов, вызывающих вековой ход.

Следует учесть, что корреляция между осадками отдельных
станций вообще низка и быстро затухает с увеличением расстояния
между пунктами. Когда рассматривается скоррелированность край-
них значений, то речь идет уже не о корреляции уровней (r),
а о корреляции изменчивостей (r^2), которая еще значительно ниже,
поэтому влияние связей между осадками отдельных пунктов на чи-
сло независимых испытаний N (степеней свободы) невелико. Не-
сколько сильнее это обстоятельство может сказаться на N в рядах
температуры; тем не менее данные 120 станций для каждого ме-
сяца дают не менее убедительный материал, опровергающий воз-
можность сведения циклических комбинаций месячных значений
этого элемента к белому шуму.

Остается определить, являются ли многолетние колебания
количества осадков результатом только связности соседних лет,
осуществляющейся по типу простой цепи Маркова («красный
шум»), или характеризуют более регулярный класс колебаний,

называемый в работе [7] квазипериодичностью. Решение этой задачи довольно существенно облегчается в тех случаях, когда коэффициенты корреляции между значениями метеорологических величин соседних лет оказываются малыми. В этих случаях погрешности средних и средних квадратических значений рядов в первом приближении пропорциональны и мало отличаются от погрешностей характеристик бесвязных рядов [9] и определяются значением r_1 . Погрешности средних и средних квадратических значений простой марковской цепи в первом приближении пропорциональны погрешностям соответствующих характеристик бесвязных рядов [9], поправочный множитель определяется значением:

$$\begin{aligned}\sigma_x &= \frac{\sigma_x}{\sqrt{N}} \sqrt{\frac{1+r_1}{1-r_1}} \approx \frac{\sigma_x}{\sqrt{N}} (1+r_1), \\ \sigma_{\sigma_x} &= \frac{\sigma_x}{\sqrt{2N}} \sqrt{\frac{1+r_1^2}{1-r_1^2}} \approx \frac{\sigma_x}{\sqrt{2N}} (1+r_1^2).\end{aligned}\quad (6)$$

Из формулы (6) видно, что поправки на точность определения дисперсий, а следовательно, и коэффициента корреляции значительно меньше, чем для среднего арифметического и при $r_1 < 0,3$ не выходит из 10%. Когда же r_1 не превышает 0,1—0,2 (что нередко для осадков и еще чаще для месячных температур), то поправки на связность марковского типа вообще малы. Только в районах резко выраженного векового хода погрешности средних будут уже существенными, а погрешности дисперсий и корреляции будут заметными. В последнем случае потребуется дополнительный анализ формы интеграла от автокорреляционной функции, о котором речь будет ниже.

Рассмотрим сначала случай, когда $r_1 < 0$. Он интересен тем, что квазидвухлетний цикл в принципе может быть спутан с марковским процессом и лишь регулярность его появления на коррелограмме в течение длительного времени пусть с небольшой, но почти неубывающей амплитудой опровергает гипотезу его марковской структуры. Поднормальность дисперсий по работам [7, 8] может служить основой анализа статистической структуры и появляется более четко, чем в формулах (6).

Средняя длина периодов \bar{T} с отклонениями одного знака для простой марковской цепи, по данным Н. А. Багрова [10], может быть записана в виде

$$\bar{T} = \frac{2}{p}; \quad p = \frac{1}{\pi} \arccos r_1.$$

Поскольку для случайного бесвязного ряда среднее число перемен знака равно $a = 2pqN$ с квадратической ошибкой [11]

$$\sigma_a = 2\sqrt{pq(N-1)(1-3pq)}, \quad (7)$$

то

$$\bar{T} = \frac{N}{a} = \frac{1}{2pq}.$$

Если $p=q$, то $\bar{T}=2$, для асимметричных распределений \bar{T} несколько больше 2, но, как правило, меньше 3. В то же время число экстрем в случайном бессвязном ряду [11] $b=2/3N$ с квазиквадратической ошибкой

$$\sigma_b = 0,71 \sqrt{\frac{16n - 29}{45}} \quad (8)$$

Таким образом, как по числу экстрем, так и по числу отклонений от нормы одного знака, длительность случайных циклов при $r_1 < 0$ будет что-то между двумя и тремя годами. Поэтому при марковской структуре ряда частоты случайных колебаний должны быть довольно велики, и смена знаков отклонений и направлений изменений должна быть чаще, чем в бессвязном ряду. Если же $\bar{T} > 3$, то дисперсия в цепи Маркова уже не может быть поднормальной. Поэтому, если при поднормальной дисперсии $\bar{T} > 3$ (а это обычная картина и для температуры, и для осадков), и разница выходит за пределы ошибок, то гипотеза красного шума отпадает, и даже из анализа интегрально-разностной кривой можно заключить, что гипотеза красного шума отпадает, а поднормальность вызвана более или менее регулярными (квазипериодическими) колебаниями. Такова, например, кривая осадков за теплый период по станциям Киев [7], Тарту, Николаевский, Калининград, Октябрьский городок за холодный период и Каргополь, Нарва—Валдай, Вологда, Тотьма, Лиепая, Вышний Волочек, Иваново, Свердловск, Каунас, Вильнюс, Сенгилей, Минск, Оренбург, Богородецко-Фенино, Житомир, Лубен, Умань, Астрахань, Гурьев, Тбилиси за теплый период [14]. Эти примеры можно еще умножить на основании проработок наших и Л. Г. Полозовой, но и так ясно, что в случае даже поднормальной дисперсии марковская структура рядов в основном не подтверждается.

Следовательно, гипотеза красного шума вообще отпадает, а неоднородность дисперсии вызвана более регулярными (квазипериодическими) колебаниями. Отличие периода колебаний от случайного бессвязного можно оценить по критериям Б. П. Вейнберга — М. А. Омшанского. Оценка длительности колебаний в ряде случаев может быть использована для анализа структуры ряда и для $r_1 > 0$. Это с успехом было сделано Н. А. Багровым, применительно к уровню Каспийского моря, для которого $r_1 = 0,98$, а $\bar{T} = 31$ оказалось существенно меньшим фактического периода отклонения от нормы одного знака [10, 12].

Связность ряда (при любом знаке r_1) удобно анализировать также с помощью интеграла (суммы ординат) автокорреляционной функции. Эти суммы пропорциональны ковариантам между отдельным членом ряда и суммой последовательных членов ряда (в любую сторону от начального члена), исключая исходный. Если же добавлять к этой сумме, как это у нас принято, единицу, то она будет характеризовать ту же корреляцию, включая исходный член.

Подобная корреляция выражается рядом

$$r_1 + r_1^2 + r_1^3 + \dots + r_1^n = \frac{r_1 - r_1^{n+1}}{1 - r_1} = \frac{r_1(1 - r_1^n)}{1 - r_1}. \quad (9)$$

Легко видеть, что если $r_1 > 0$, то и все последовательные суммы будут также больше 0 и постепенно нарастать, стремясь к значению $\frac{r_1}{1 - r_1}$. Эта сумма равна 1 при $r_1 = \frac{1}{2}$ и соответственно меньше или больше 1 в зависимости от значения r_1 . Для $r_1 < 0$ накопленные суммы коэффициентов всегда отрицательны и совершают двухлетние колебания с затухающей амплитудой. Следует, однако, иметь в виду, что модули $r_1 < 0$ очень малы, зимой $\frac{3}{4}$ их не достигает в обработанных нами осадках $-0,10$ и максимально $0,15$ (в Тбилиси за период 1846—1890 гг. — $0,18$). Летом их больше и сами они немного крупнее, но все же $\frac{2}{3}$ всех случаев не выходили из пределов $0,1$, и наибольший равен $0,24$ (Тбилиси) и $0,22$ (Днепропетровск). Поэтому колебания кривой затухнут практически сразу, а уровень кривой опустится ниже 0 (в пределах не более $-0,1$; $-0,2$). На этот ход колебаний наложится влияние смещения оценок, связанное с тем, что мы при корреляции берем отклонение не от математического ожидания, а от средней за все N лет. А поскольку сумма отклонений от нее должна равняться нулю, это обстоятельство создает корреляцию (с коэффициентами, равными $-\frac{1}{N-1}$) первого члена со всеми последующими. Это очевидно для бессвязного ряда, но довольно просто учесть это смещение и для марковских процессов, только при $r_1 > 0$ смещение оценки будет больше, чем для бессвязного ряда, так как должны быть скомпенсированы за 70 лет все накопленные суммы корреляции и за 50 лет компенсация составит для бессвязного ряда $-\frac{5}{7}$, а для марковской цепи с положительным r_1 несколько меньше $\frac{5}{7} \frac{r_1}{1 - r_1}$. При цепи с $r_1 < 0$ роль $r_0 = 1$ все же перевесит вклад марковости (при указанных выше малых значениях $|r_1|$), и кривая будет опускаться тоже до уровня около $\frac{5}{7} \frac{r_1}{1 - r_1}$; при $r_1 > 0$ это может имитировать сверхвековые циклические колебания; поэтому следует обратить внимание, симметричен ли подъем и спуск интегральной кривой или спуск резко выположен, или вообще на кривой начальный подъем отсутствует. Однако отсутствие начального подъема на интегральной кривой автокорреляции может означать явления компенсации и более сложного типа, чем в простой цепи Маркова, о чем следует судить по форме кривой. Интегральные кривые подобной формы отмечаются в рядах по осадкам (особенно теплого периода), температур, циркуляционных характеристик. Так, если амплитуда колебаний затухает со временем по несколько иному закону, чем в простой цепи Маркова, то отрицательные суммы коэффициентов корреляции могут получиться и при синусоидальных

колебаниях для $\overline{T} < 4$, а при резкой асимметричности кривых распределения коррелируемых величин, где в автокорреляции длинная плоская зона минимумов автокорреляции и короткие высокие максимумы (типа «всплесков»), почти для $\overline{T} < 8$. На основании изложенного представляется возможным на интеграле от автокорреляционной функции выявить и выключить влияние простых марковских составляющих, отделяя их от колебаний другой структуры. Для этого при $r_1 > 0$ следует при расчете амплитуды колебаний определять ее относительно фактического уровня с учетом влияния снижения этого уровня на протяжении ряда (рис. 1). Без учета этой особенности как амплитуда, так и длительность циклов могут оказаться существенно преувеличенными [6]. К самим же колебаниям после исключения вклада марковских составляющих можно применять методику, разработанную в [7], где учет смещения оценок не производился.

Рассмотрим теперь результаты массового применения автокорреляции к материалу по осадкам для территории СССР, а затем сопоставим их с аналогичными проработками Л. Г. Полозовой для средних месячных температур той же территории, а также учтем опыт применения рассмотренных методов к температуре и осадкам других районов северного полушария и циркуляционным характеристикам. Автокорреляционная функция для рядов осадков СССР вычислялась за холодную и теплую части года по 76 станциям. Всего 151 автокорреляционная функция. Кроме того, по 5 станциям (Ленинград, Тбилиси, Барнаул, Нерчинский завод, Ташкент) исследованы автокорреляционные функции за период до 1890 г., а также за весь период наблюдений. Правда, по Барнаулу имеются весьма серьезные основания сомневаться в однородности ряда [15], что впервые было обнаружено еще Брикнером в [17].

Совокупность автокорреляционных функций и интегралов от них подвергалась следующему анализу: 1) определялся r_1 и характер спада корреляции в первых 5—7 годах; 2) анализировалась форма интеграла от автокорреляционной функции, по которой наиболее четко видно преобладание инерционных или компенсационных явлений, и формы наиболее длительных циклов. Анализ автокоррелограмм, осредненных за несколько лет, не производился, поскольку поставленная задача удовлетворительно решалась и без использования осредненных данных.

Ниже дается сводная таблица значений r_1 , полученных по 76 станциям СССР по осадкам теплого и холодного периодов года и 2 станциям только за теплый период. Как и интегрально-разностные кривые, коррелограммы строились в теплое время года за период 1891—1960 гг. текущего столетия, в холодное же время года период обработки был ограничен временем работы дождемеров (в основном до 1950 г.), чтобы не затруднять анализ учетом трудно определяемого нарушения однородности, вызванного заменой дождемера на осадкомер. Впрочем, по специальному заданию по нескольким станциям Западной Сибири в подсчет были введены и

более поздние годы по непосредственным наблюдениям и с учетом введения поправок к осадкомеру. Это сравнение показало, что, например, поправки на смачивание обеспечивают несколько лучшую

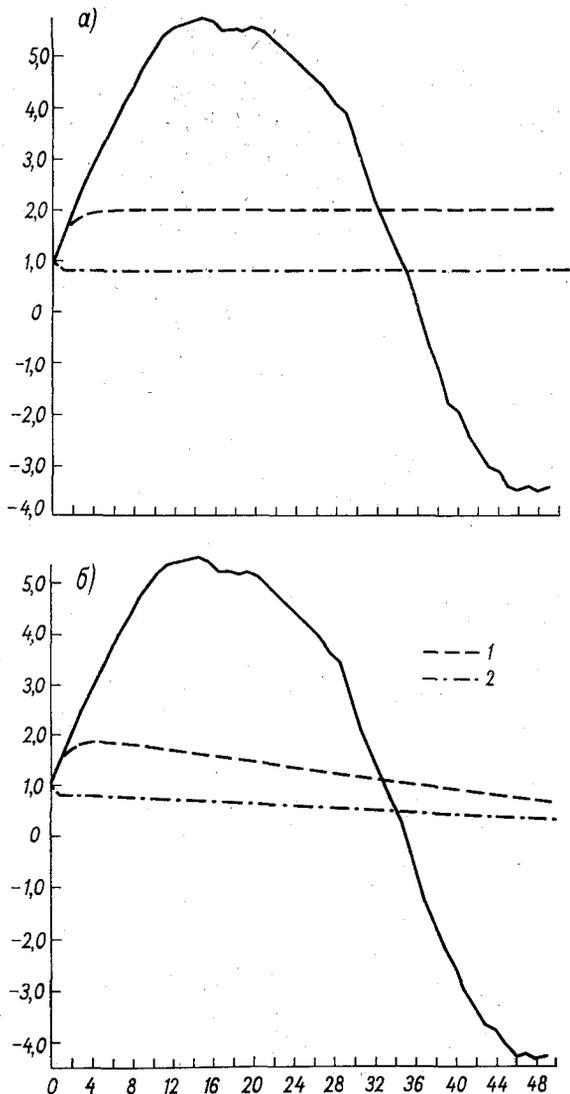


Рис. 1. Интеграл от автокорреляционной функции осадков (IV—X) по ст. Усть-Щугор.

а — данные, исправленные на смещение оценок; б — эмпирические данные; 1) $r=0,5$; 2) $r=-0,2$.

сравнимость материала за разные годы и лучшее проявление цикличности, чем при неисправленных данных, введение остальных поправок (на ветровой недоучет и испарение) дальнейшего увеличе-

ния сравнимости не обеспечило. Кроме того, по этим станциям произведены подсчеты r_1 за годы с основания станций (с 30—40-х годов прошлого столетия до 1891 г.), а также за весь период наблюдений (5 станций). Результаты подсчетов даны в табл. 3.

Таблица 3

Характеристики автокорреляционных функций и интегралов от них для осадков по 76 станциям СССР (за теплую и холодную части года) в пределах периода 1891—1960 гг. и за более ранний и длительный период

Период, годы	Число случаев со значениями r_1 в пределах								
	< 0	0—0,09	0,10—0,19	0,20—0,29	0,30—0,39	0,40—0,49	0,50—0,59	0,60—0,69	0,70—0,79
Холодный (1891—1950 гг.):	11	13	15	18	5	5	3	4	0
с большим простым правильным ходом квазипериодического характера				12	5	5	3	3	
то же со сложным ходом				5					
ход, напоминающий цепь Маркова		1							
полное или почти полное исчезновение начального подъема	4	2							
малый начальный подъем	2	5							
начальный подъем запаздывает	4	1	5	1					
Теплый (1891—1960 гг.):	24	31	12	8	1	1	1		
с большим простым ходом				4	1		1		
то же со сложным ходом				4					
ход, напоминающий цепь Маркова				Нет					
полное или почти полное исчезновение начального подъема	15	7	1	1					
малый начальный подъем	3	9							
начальный подъем запаздывает	4	1	1						
Холодный (до 1891 г.)	1			1				1	
Холодный (за весь период)	1	1		3					
Теплый (до 1891 г.)	1	1	1			1			
Теплый (за весь период)	2						1		

Для значений $r_1 > 0,20$ оценено число случаев, когда коррелограммы (в основном, по интегралам от автокорреляционных функций) дают правильный квазисинусоидальный ход с переходом

от положительных значений к отрицательным, исключаяющим марковский характер зависимости $r_1 > 0$. Марковский процесс должен, наоборот, характеризоваться подъемом интегральной функции, которая должна оставаться после этого на высоких значениях (такие случаи в осадках редки, но могут встречаться и действительно встречаются при анализе дендроклиматического материала и некоторых других инерционных процессов, например, ледовитости полярных морей). В последнем случае, чтобы не завязать амплитуду и не удлинять период на интеграле от автокорреляционной функции следует, как уже говорилось, учитывать колебания элемента только до фонового уровня, обусловленного марковской составляющей (см. рис. 1). Зато на всех автокорреляционных функциях по осадкам, месячным температурам и типам циркуляции заметно смещение оценок, вызываемое компенсацией в пределах ряда начального накопления корреляции. Неучет этого члена не имеет значения для исходной автокорреляционной функции, но заметно сказывается на форме интеграла от нее. Однако при его учете довольно часто во всех исследованных величинах замечается занижение начального подъема на интегральной автокорреляционной функции, а иногда полное исчезновение или запаздывание его появления. Этот момент отмечен в табл. 3 как для случаев отрицательного r_1 , так и положительного, но обычно небольшого по абсолютной величине. Последнее говорит о наличии в метеорологических рядах какой-то компенсационной слагающей, не совпадающей однако с марковской цепью при $r_1 < 0$.

Все эти особенности применительно к количеству осадков в СССР также отмечены в упомянутых выше таблицах.

Как видно из табл. 3, указанные выше особенности автокорреляционных функций наблюдаются далеко не в единичных случаях и с этими особенностями структуры следует считаться. Вместе с тем для проявления простых марковских цепей почти нет места. Таким образом, гипотеза красного шума, по существу, отпадает, кроме отдельных случаев в холодную часть года, обусловленных скорее всего скрытыми нарушениями однородности рядов. Почти во всех случаях существенно положительного r_1 для больших сдвигов по времени наблюдается четкая временная компенсация квазипериодического типа. Во всех случаях, где $r_1 < 0$ и сопровождается последующей отрицательной автокорреляционной связью, отсутствуют характерные для марковской цепи четкие затухающие 2-летние колебания. По месячным температурам 42 станций, расположенных в различных частях СССР, Л. Г. Полозовой построены автокорреляционные кривые за все 12 месяцев [16]. Вид кривых довольно разнообразен, но на марковский процесс не похожа ни одна. Из-за большого развития 2-летней цикличности r_1 обычно довольно мало, и даже при хорошо выраженном вековом ходе r_1 меньше, чем в рядах по осадкам, корреляция быстро сходит к нулю. Кривые без начального подъема встречаются при корреляции месячных температур примерно столь же часто, как по осадкам. По одной и той же станции в разные месяцы могут наблюдаться

и правильные колебания и отсутствие начального подъема. Характер цикличности в разные месяцы различается, хотя часто в группе месяцев колебания сходны.

Аналогичные выводы можно сделать из рассмотрения подавляющей доли материала по температуре и осадкам для других районов земного шара (хотя и там изредка встречаются кривые, напоминающие марковские цепи, вызванные, видимо, влиянием неисклученных нарушений однородности рядов).

В качестве примера рассмотрим ход интегральных значений от автокорреляционной функции для двух значений r_1 простых цепей Маркова:

1) $r_1=0,5$; в районах значительного векового хода в холодное, а кое-где и в теплое время года значения r_1 по осадкам близки или несколько больше указанной величины, и представляется важным сопоставить фактический ход автокорреляционной кривой с марковским и оценить значимость их различий;

2) $r_1=-0,2$; поскольку отрицательные значения r_1 обычно невелики по модулю и лишь в двух случаях для осадков теплого периода превышали эту величину (Днепропетровск $-0,22$ и Тбилиси за 1846—1890 гг. $-0,24$), а в холодную часть года лишь в одном случае r_1 приблизилось к этому значению (Тбилиси $-0,18$), то возможность объяснения марковской цепью интегральных кривых без начального подъема требует анализа влияния малых по модулю отрицательных r_1 .

В качестве примера квазипериодических колебаний рассмотрена кривая осадков теплой части года по ст. Усть-Шугор ($r_1=0,53$), для которой r_1 в теплый период наибольшее из всех исследованных станций на территории СССР (вообще, большие значения r_1 в оба сезона характерны для районов, прилегающих с южной стороны к Карскому морю). Выбор периода вызван большей степенью однородности и надежности наблюдения жидких и смешанных осадков по сравнению с твердыми, кроме того, поскольку отличие r_1 от 0,5 в данном случае лежит в пределах ошибок, по кривой ст. Усть-Шугор можно хорошо видеть отличия формы и амплитуды марковских колебаний от квазипериодических (и для количественной статистической оценки сопоставления делаются с $r_1=0,53$). Наблюдения этой станции охватывают периоды 1896—1917, 1921, 1926—1927, 1921—1939, 1936—1960 гг. Кривые даны в двух вариантах: 1) при взятии отклонений от математического ожидания (см. рис. 1 а), 2) при взятии отклонений от средней за весь (57-летний) период для ст. Усть-Шугор и 70-летний период для стандартных условий, когда возникает смещение значений коэффициентов

корреляции на $-\frac{1}{N-1}$ из-за корреляции между отклонением от средней в случайном ряду. Для марковских процессов смещение с учетом искажения ординат происходит в несколько других размерах, т. е. $-\frac{1}{N} \left(1 + \frac{r_1}{1-r_1}\right)$; это смещение больше, чем для случайного ряда при $r_1 > 0$ и меньше при $r_1 < 0$ (см. рис. 1 б). На рис. 1 а

в эмпирические данные введена поправка на смещение оценок, равная $-1/56$, т. е. на уровне случайного ряда, имея в виду, что квазипериодические колебания в принципе компенсируются. На рис. 1 б для того, чтобы марковские цепи давали корреляцию в согласии с осреднением за короткий период лет, поправки на смещение введены с обратным знаком.

Из рис. 1 а видно, что колебания осадков ни по форме, ни по амплитуде не похожи на марковскую цепь с $r_1=0,5$ (несмотря на близость значений r_1); марковская цепь вызывает искажение значений корреляции без последующего спуска. После введения поправок имеют место одинаковый квазисинусоидальный подъем и спуск (спуск несколько меньше подъема, вероятно, в связи с постепенным затуханием амплитуд или в результате некоторого смещения фазы от колебания к колебанию). Покажем это более строго. Поскольку к $n=15$, дающему максимум накопления для ст. Усть-Шугор, марковская цепь для $r_1=0,53$ практически уже достигает предельного значения, равного $1 + \frac{0,53}{1 - 0,53} = 2,113$, а кривая для $n=15$ дает 5,8, то превышение эмпирического значения над теоретическими для марковской цепи оказывается равным 3,7. Дисперсия суммы коэффициентов автокорреляции марковской цепи, полученная эмпирически, считая их определения независимыми, будет равна

$$\begin{aligned} \sigma_{\Sigma r}^2 &= \sum_1^n \frac{(1-r_k^2)^2}{N-k} = \frac{1}{N} \left(n - 2 \sum_1^n r_1^{2k} + \sum_1^n r_1^{4k} \right) \approx \\ &\approx \frac{1}{N-k} \left(n - 2 \frac{r_1^2}{1-r_1^2} + \frac{r_1^4}{1-r_1^4} \right). \end{aligned}$$

Подставляя $n=15$, находим

$$\sigma_{\Sigma r}^2 \approx \frac{15 - 2 \frac{1/4}{3/4} + \frac{1/16}{15/16}}{57},$$

или

$$\sigma_{\Sigma r} = \sqrt{\frac{14,4}{50}} \approx 0,54.$$

Отсюда различие полуамплитуды квазипериодического процесса с накоплением марковских значений составляет около $7,0\sigma_{\Sigma r}$, что исключает возможность сведения этих колебаний к действию последней. К этому можно добавить, что кривая Усть-Шугора опускается в дальнейшем до $-3,6$, давая разницу с марковской цепью в 5,6. Правда, для $n=46$, когда значение $\sigma_{\Sigma r}$ близко к 2, выброс за пределы вероятных значений еще достаточно существует. Следует обратить внимание на ход интегральной кривой, построенной для марковской цепи с $r_1=-0,2$ (см. рис. 1 б). Рисунок 1 б показывает одну из возможностей возникновения кривых, лежащих целиком

ниже уровня 1. Однако, в действительности, и на фоне подобных кривых возникают большие колебания, которые простая марковская цепь исключает. Видимо, явление компенсации действительно существует, но более сложного типа, чем простая цепь Маркова.

Например, в теплый период ниже или равны нулю значения следующих первых коэффициентов корреляции в автокорреляционных рядах в Вологде с r_1 до r_6 , в Охотске с r_1 до r_7 , в Астрахани с r_1 до r_3 , в Гурьеве с r_2 до r_8 , в Тбилиси и Турткуле с r_1 до r_3 , в Ташкенте с r_1 до r_4 .

Это явление компенсации более длительное, чем в простой марковской цепи, и, как правило, сопровождается волнами знакопеременных значений коэффициентов автокорреляции для больших n . Подобные случаи встречаются и в автокорреляционных рядах температуры и в повторяемости типов циркуляции.

Следовательно, попытки сведения цикличности как к проявлению белого, так и красного шума не выдерживают критики. Колебания климата вызываются процессами, создающими связи в целой серии лет. В то же время при анализе вековых циклов мы ограничены длиной метеорологических рядов, не позволяющей в большинстве случаев непосредственно показать повторение определенных фаз в прошлом. Однако анализ может быть расширен на одну реализацию в прошлом по данным наиболее длинных рядов, анализ же событий за более длительное время оказывается возможным при использовании связи климата с ледовитостью полярных морей, уровнем водоемов и приростом деревьев [2, 3, 4, 5, 6, 12, 15]. Конечно, связи этих факторов с климатом сложны. Реконструкции не совсем точны, но констатировать регулярность вековых колебаний температуры, осадков и изменение длительности циклов они все же помогают.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Слуцкий Е. Е. Избранные труды. Теория вероятностей. Математическая статистика. М., Изд. АН СССР, 1960. 292 с.
2. Дроздов О. А. Циклические колебания осадков и температуры, используемые в сверхдолгосрочных прогнозах, в формировании которых возможно участие солнечной активности.— См. наст. сб.
3. Максимов И. В. Геофизические силы и воды океана. Л., Гидрометеиздат, 1970. 448 с.
4. Бютнер Э. К., Ариэль И. З. Результат статистического анализа последовательности площадей годовых колец тысячелетней секвойи.— «Изв. АН СССР, сер. физика атмосферы и океана», 1970, т. 6, № 8.
5. Вулс И. Л., Мосолов Ю. В., Шнитников А. В. Результаты спектрального анализа индексов древесных колец можжевельника.— Изв. ВГО, 1971, т. 103, вып. 4.
6. Дроздов О. А., Малкова И. В. К вопросу об использовании автокорреляционных функций для анализа очень длинных дендрохронологических рядов.— В сб. «Дендрохронология и радиоуглерод». (Материалы второго Всесоюзного совещания по дендрохронологии и дендроклиматологии), Каунас, 1972, с. 115—168.
7. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР. Л., Гидрометеиздат, 1971, 157 с.

8. Полозова Л. Г. Точность норм средней месячной температуры воздуха в зависимости от ее многолетних колебаний.— Труды ГГО, 1973, вып. 299, с. 52—65.
9. Марченко А. С. Устойчивость оценок математического ожидания и дисперсии для связанных метеорологических временных рядов.— «Изв. АН СССР, сер. физика атмосферы и океана», 1965, т. 1, № 9, с. 906—913.
10. Багров Н. Л. О колебаниях уровня бессточных озер.— «Метеорология и гидрология». 1963, № 6.
11. Омшанский М. А. О дисперсии особенностей случайного ряда.— Труды ГГО, 1936, вып. 10. Теоретическая метеорология.
12. Дроздов О. А. Колебания уровня озер как индикатор климата.— «Труды ГГО, 1967, вып. 211, с. 121—134.
13. Дроздов О. А. Некоторые вопросы получения норм осадков методом интегрально-разностных кривых.— Труды ГГО, 1968, вып. 227, с. 101—109.
14. Батталов Ф. З. Многолетние колебания атмосферных осадков и вычисление норм осадков. Л., Гидрометеиздат, 1968. 183 с.
15. Дроздов О. А. О возможности климатических прогнозов на основании учета цикличности, обусловленной космическими и земными факторами.— Труды ГГО, 1971, вып. 274.
16. Полозова Л. Г. Анализ цикличности колебаний средней месячной температуры воздуха в северном полушарии.— Труды ГГО, 1970, вып. 269, с. 36—73.
17. Brückner E. Die Herkunft der Regens.— Gaea, Bd. 36, 1901.

**ПРЕДПОЛАГАЕМЫЙ ЗНАК ОТКЛОНЕНИЯ ОТ НОРМЫ
СРЕДНЕЙ МЕСЯЧНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА
В ПЕРИОД 1976—1980 гг. НА ЗАПАДНОЙ ПОЛОВИНЕ
ТЕРРИТОРИИ СССР**

Опубликованный [1] сверхдолгосрочный (до 2000 г.) прогноз знака аномалий средней месячной температуры воздуха на территории СССР дает схему ожидаемых колебаний температуры крупного масштаба. Он может быть использован при проектировании долговременных сооружений, составлении перспективных планов и т. п.

Задачи народного хозяйства более близкого плана требуют детализации этого климатологического прогноза.

Если в прогнозе до 2000 г. использовалось 10-летнее осреднение температуры для выделения волн крупного масштаба, то при уменьшении заблаговременности соответственно укорачивается и период осреднения прогнозируемого элемента, что влечет за собой усложнение его прогнозирования. Действительно, при использовании для прогноза средней 10-летней температуры длительных циклов ее колебаний (чаще всего вековых и полувековых), вероятность частой смены фаз таких циклов невелика, что и повышает возможность правильного определения прогнозируемой фазы и знака аномалии; с уменьшением периода, на который дается прогноз, уменьшается период осреднения, выделяются циклы меньшей длительности, увеличиваются частота смены фаз циклов и вероятность ошибки определения знака аномалии при непостоянстве длины циклов и их амплитуды.

Опыт нашей работы показывает, что можно получить высокую оправдываемость прогноза знака аномалии даже без осреднения температурного ряда, т. е. прогнозируя знак аномалии его следующего члена с заблаговременностью около года. Однако обольщаться успешностью таких прогнозов не приходится, поскольку при их составлении часто используется 2—3-летняя цикличность, при которой изменение длительности цикла на один год обуславливает противоположность прогнозируемого знака аномалии.

Для климатологического прогноза оптимальный период осреднения, по-видимому, пятилетний, поскольку при этом будут использоваться 6—7-летняя и кратная ей цикличность, достаточно часто проявляющаяся в колебаниях температуры.

В 1971 г. нами был составлен опытный прогноз знака аномалии средней месячной температуры на период 1971—1975 гг. по ЕТС, Западной Сибири и Казахстану для всех месяцев года.

Прогностические соображения строились на учете основных структурных элементов (циклов) ряда средней месячной температуры и экстраполяции циклических составляющих [2].

Вспомогательным материалом для определения фазы циклов служили: хронологические графики средней месячной температуры, несглаженной и осредненной по скользящим пятилетиям; знак отклонения средней фазовой температуры от многолетней для нисходящей фазы и фазы минимума в 11-летнем цикле колебаний солнечной активности при низком ($W < 100$) ее вековом уровне [3]; величина коэффициента неустойчивости норм, определяющая ответственность векового хода температуры [4].

Для прогноза использовались ряды наиболее длительных (преимущественно с 1881 г.), по возможности однородных наблюдений метеостанций, расположенных более или менее равномерно на рассматриваемой территории. Прогноз знака аномалии давался в трех градациях: выше нормы (+), ниже нормы (—), около нормы (0). Случаи, когда в рядах не обнаруживался вековой ход или цикличность меньшей длительности (при низком коэффициенте неустойчивости норм), относились к градации «около нормы».

Ниже помещены опытные прогностические карты знака аномалии пятилетней средней температуры, которые были уточнены в 1973 г.

К моменту опубликования настоящей статьи уже можно будет оценить оправдываемость этого прогноза.

На схематических картах (рис. 1 и 2) выделены области преобладания положительной и отрицательной аномалии температуры в среднем за пятилетие 1971—1975 гг.; на остальной территории ожидается средняя температура, близкая к норме.

При рассмотрении полученных карт, обращает на себя внимание устойчивость знака аномалии в течение нескольких месяцев в одних и тех же районах.

Так, в холодный период (рис. 1) с октября по декабрь выделяется обширная область положительной аномалии, распространяющаяся с востока на запад: в октябре она расположена над Казахстаном и югом Западной Сибири; в ноябре — захватывает и восточную половину ЕТС к югу от 60° с. ш.; в декабре — распространяется почти на всю ЕТС, исключая Западную Украину и Крайний Север. С января к востоку от 45° в. д. знак аномалии меняется на обратный, и в последующие месяцы (февраль и март) область отрицательной аномалии сокращается, смещаясь на восток.

В теплый период года в течение апреля, мая и июня (рис. 2) область отрицательной аномалии занимает северную и юго-восточную части территории, положительная — южную ее половину в апреле и центральные районы ЕТС — в июле и августе.

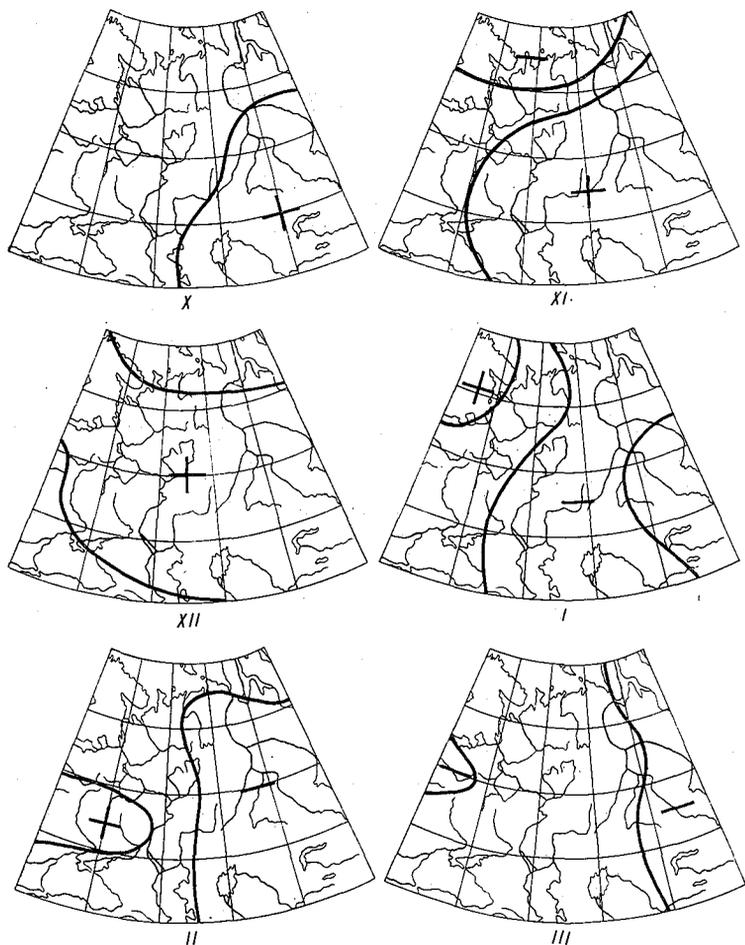


Рис. 1. Прогноз знака аномалии средней месячной температуры воздуха на 1971—1975 гг. (октябрь—март).

Уточнение прогноза на 1971—1975 гг. по истечении половины этого периода (в 1973 г.) позволило убедиться в правильности использования для прогноза той или иной цикличности или скорректировать ее в случае изменения длительности ожидаемого цикла. Это дало возможность более уверенно составить прогноз на следующее пятилетие 1976—1980 гг., представленный на схематических картах рис. 3 и 4 для каждого месяца.

В холодный период (рис. 3) во многих районах знак аномалии в 1976—1980 гг. ожидается обратным знаком предыдущего пятилетия. Исключение составляет карта ноября, когда на большей части территории сохранится положительная аномалия.

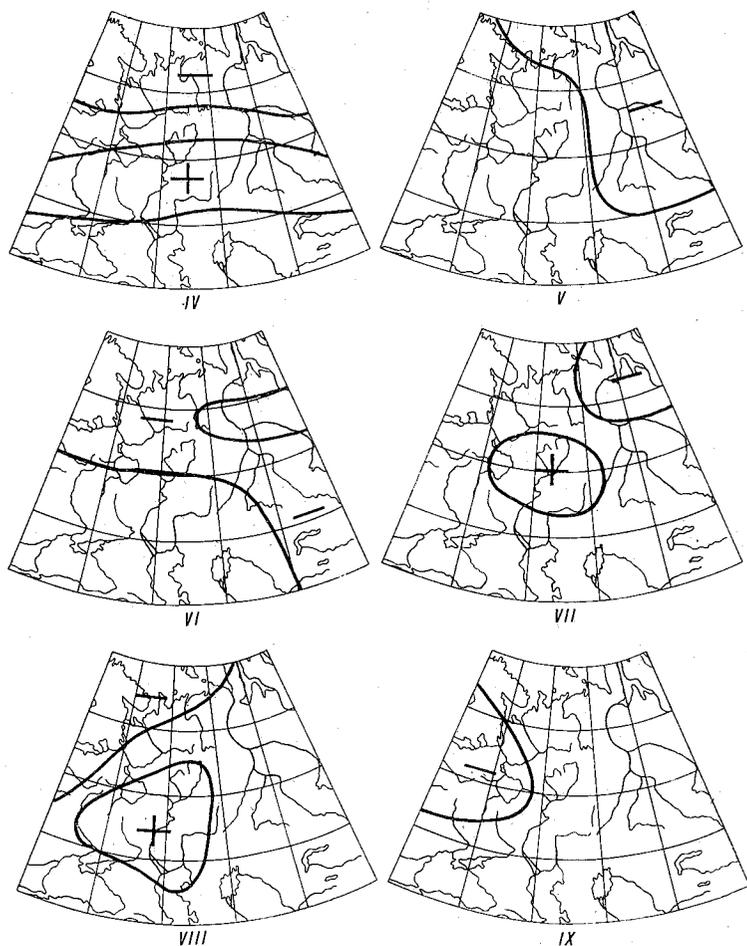


Рис. 2. Прогноз знака аномалии средней месячной температуры воздуха на 1971—1975 гг. (апрель—сентябрь).

В месяцы теплого периода (рис. 4) в пятилетие 1976—1980 гг. ожидается преобладание отрицательного знака аномалий в Казахстане, южной половине Западной Сибири, Поволжье (апрель), на ЕТС (май), на юго-западе ЕТС и Казахстане (июнь), в центральных районах ЕТС (июль), на всей территории севернее 48° с. ш. (август) и в северной половине ЕТС (сентябрь).

Следует подчеркнуть, что анализ данных и прогноз знака аномалии производились для отдельных станций, и при нанесении спрогнозированных знаков на карты они расположились не беспорядочно, а вполне закономерно выделились в обширные области

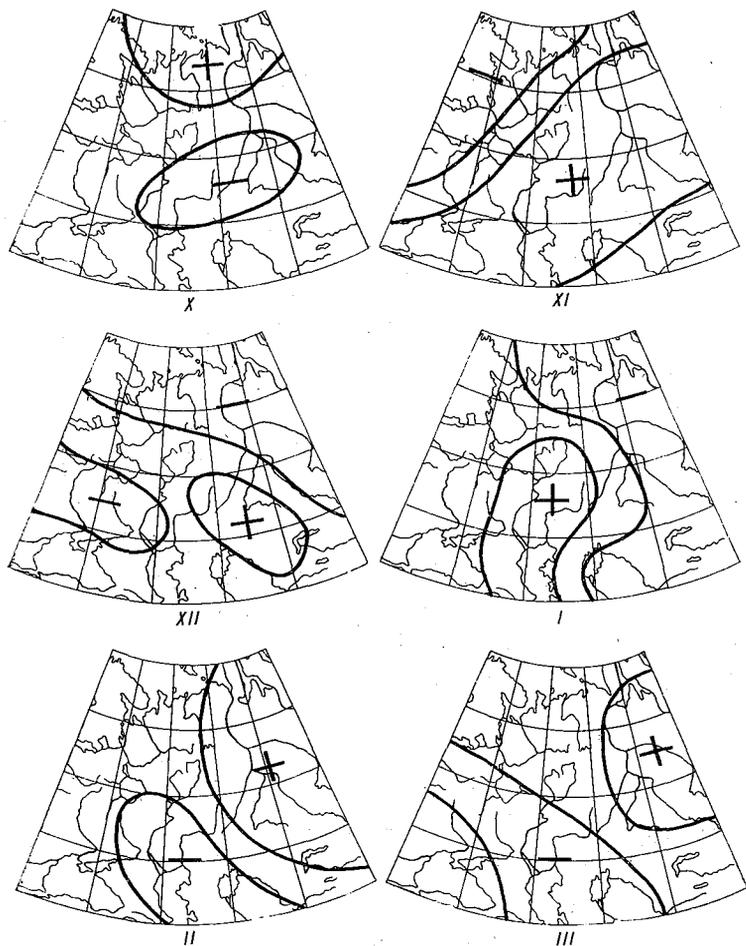


Рис. 3. Прогноз знака аномалии средней месячной температуры воздуха на 1976—1980 гг. (октябрь—март).

одного знака, устойчиво удерживающиеся в некоторых районах в течение 2—3 месяцев. Это является, на наш взгляд, подтверждением неслучайности и реальности прогноза знака отклонения температуры от ее средней многолетней величины на основании учета длительности и фазы циклических колебаний температуры.

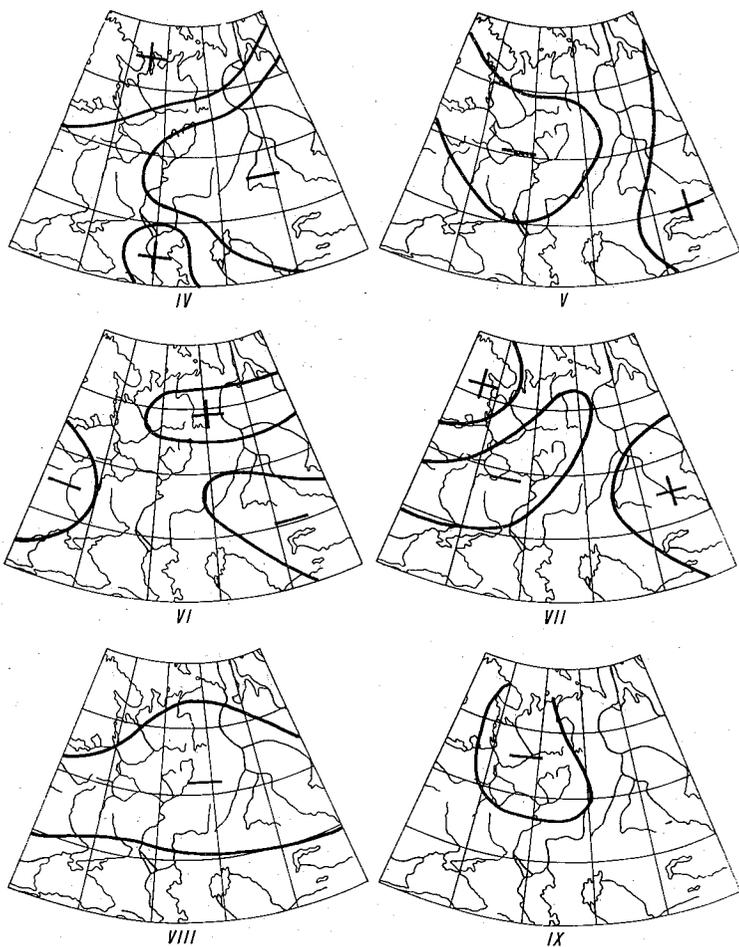


Рис. 4. Прогноз знака аномалии средней месячной температуры воздуха на 1976—1980 гг. (апрель—сентябрь).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Полозова Л. Г. Предполагаемый ход средней месячной температуры воздуха на территории СССР в период 1971—2000 гг.—Труды ГГО, 1974, вып. 316, с. 69—82.
2. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР. Л., Гидрометеоиздат, 1971. 158 с.
3. Полозова Л. Г. Аномалии средней месячной температуры воздуха над северным полушарием в различные фазы 11-летнего и векового циклов солнечной активности.—Труды ГГО, 1973, вып. 299, с. 47—51.
4. Полозова Л. Г. Точность норм средней месячной температуры воздуха в зависимости от ее многолетних колебаний.—Труды ГГО, 1973, вып. 299, с. 52—65.

ПРОДУКТИВНЫЕ ОСАДКИ В ОСНОВНЫХ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ РАЙОНАХ СТРАНЫ

Первая половина вегетационного периода является наиболее ответственной в жизни растений. Достаточное естественное увлажнение почвы в это время года обеспечивает формирование хорошего урожая [2, 5]. Поэтому изучение режима увлажнения периода посев—колошение зерновых культур (конец апреля—начало июля) в пространственном распределении по основным сельскохозяйственным районам страны, а также в историческом аспекте имеет практическое значение при организованном плановом ведении хозяйства.

Атмосферные осадки определяют общий режим увлажнения. Из всех погодных характеристик это наиболее изменчивый элемент, в силу чего оказывается затруднительным уловить закономерности пространственного и временного хода по данным отдельных пунктов. Осреднение за различные периоды года не упорядочивает в нужной мере их распределение. Изменчивость весенне-летних сумм осадков в отдельных пунктах Европейской территории Союза составляет 40—50%, в Казахстане превышает 70% среднего многолетнего значения. Из-за неоднородного распределения осадков данные отдельных станций оказываются нерепрезентативными для оценки условий увлажнения на окружающей территории. Положение улучшается при осреднении данных отдельных пунктов по некоторой территории, внутри которой связность рядов превышает 0,60.

На рис. 1 представлены средние суммы осадков за вегетационный период и их изменчивость по районам. Они характеризуют слой осадков по площади, отражая особенности формирования их в пределах данной территории под влиянием крупномасштабных атмосферных процессов. Норма осадков для западных районов Украины равна 100 мм, в центральном Поволжье около 80 мм, а в Казахстане — 30—40 мм за период. Изменчивость в относительных величинах составляет по большей части территории 30%, а в наиболее неустойчивой климатической зоне Казахстана — 40—45%.

Распределение сумм осадков во времени отличается от нормального ярко выраженной асимметричностью, особенно по южным районам, где чаще повторяются малые суммы. Поэтому два параметра — среднее значение и дисперсия — не дают полной характеристики этого элемента. Физико-географические и климатические особенности удается учесть, если рассматривать равночисленные градации, т. е. группировку осадков по квантилям [3]. С этой целью при выполнении данной работы площадные суммы осадков были разбиты по классам в зависимости от повторяемости различных величин. Эмпирические кривые распределения построены для каждого района, с них сняты величины, соответствующие границам

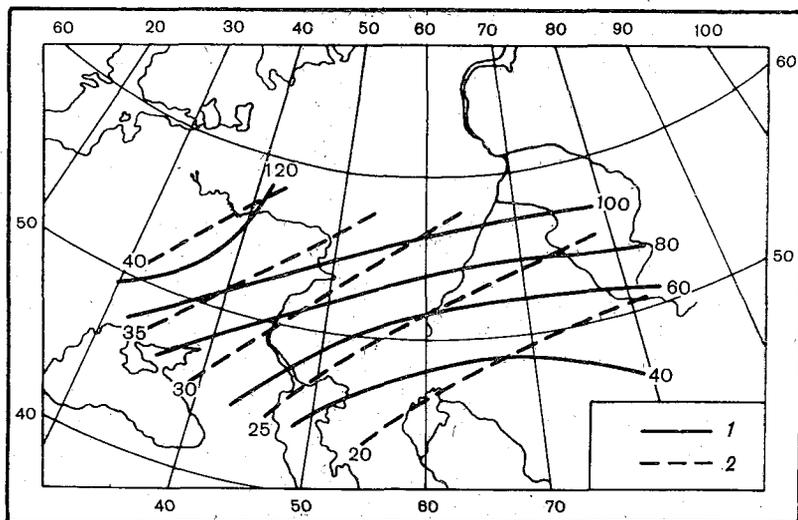


Рис. 1. Средние суммы осадков за период и их изменчивость.

1 — суммы осадков, мм; 2 — изменчивость осадков, %.

каждого класса (табл. 1). В эту таблицу включены также экстремальные значения, наблюдавшиеся за рассмотренный период продолжительностью 80—90 лет.

К классу «ниже нормы» отнесены случаи с повторяемостью менее 30%, а «значительно ниже нормы» — 10% всех случаев. На Европейской территории Союза в эти годы выпадает меньше 70% многолетней нормы, а в юго-восточных районах рассматриваемой территории — только половина средней многолетней суммы. Эти годы наиболее опасны по своим губительным последствиям. При планировании хозяйственных мероприятий на несколько лет вперед возможность их появления должна быть учтена. Для этих целей могут служить названные выше характеристики: математическое ожидание, дисперсия, повторяемости различных величин. Однако их использование при известных общефоновых изменениях оказывается более эффективным.

Таблица 1

Сумма весенне-летних осадков на границах классов (мм)

Район	Минимальная сумма осадков	Сумма осадков обеспеченностью, %						Максимальная сумма осадков
		5	10	30	70	90	95	
1	63	70	80	102	138	176	202	249
2	49	62	70	102	132	171	190	230
3	30	60	71	94	119	147	160	192
4	34	50	58	75	113	141	154	179
5	22	47	49	70	105	125	134	181
6	14	28	33	46	71	102	107	121
7	29	38	53	78	109	130	138	163
8	32	48	51	70	102	117	125	170
9	19	31	34	48	71	92	94	107
10	2	12	16	28	45	56	68	79
Классы	Значительно ниже нормы		Ниже нормы		Норма	Выше нормы	Значительно выше нормы	

Многолетние изменения осадков обнаруживают относительно устойчивые ритмы, близкие к периодическим. Цикличность лучше проявляется в рядах суммарных величин за сезон, полугодие или в целом за год.

Данные отдельных месяцев, как показано в [1], имеют размытый общий фон за счет перекрывающего влияния местных условий. Анализ многолетних рядов площадных сумм осадков вегетационного периода показал, что короткопериодические колебания проявляются повсеместно и довольно регулярно. Продолжительность их меняется от 2 до 4 лет. При ориентировочной оценке увлажнения текущего года они могут быть учтены, если многолетние изменения регулярно фиксируются в табличной или графической форме. Статистически эти циклы достаточно устойчивы и надежны.

Для оценки структурных особенностей временных рядов О. А. Дроздовым [4] применен метод автокорреляционных функций. Основные положения этого метода использованы автором статьи при анализе рядов суммарных осадков вегетационного периода. При этом вычислялась автокорреляция как в исходных рядах, так и в осредненных по 2, 3 и 5 членов. Осреднение рядов выполнялось с целью погашения случайных составляющих. Короткопериодические колебания, отмеченные прежде по фактическим исходным данным, подтвердились на коррелограмме натуральных рядов. Более продолжительные циклы лучше всего проявляются при коррелировании осредненных рядов, но при этом существенно завышается амплитуда. Они приближаются к исходным после пересчета по формулам:

$$A = \frac{Am}{c^2m(1 - Am) + Am}; \quad C = \frac{\sin m\pi/p}{m \sin \pi/p}$$

где A — амплитуда цикла в исходном ряду; Am — амплитуда цикла осредненного ряда, m — период осреднения, p — длина цикла.

Надежность выявленных циклов оценивалась по значимости экстремальных ординат, т. е. по отношению величины коэффициента автокорреляции к его ошибке. Статистически значимыми (надежными) считались циклы, вероятность случайного появления которых была менее 10%.

В табл. 2 для каждого района представлены: продолжительность обнаруженных циклов (τ), их амплитуда (A) и надежность (r/σ_r).

Таблица 2

Цикличность атмосферных осадков вегетационного периода, средняя амплитуда и надежность определения циклов

Район	τ число лет	A %	r/σ_r %	Район	τ число лет	A %	r/σ_r %
1	2—4	20	1	6	15—16	24	1
	9	21	1		30—35	5	1—10
	16—20	18	1—10		2—4	15	1
2	3—4	17	1	7	12	20	1
	9—12	15	1		16	31	1
	15—20	15	1		2—4	15	1
3	2—4	20	1	8	9—12	21	1
	8	18	1		45	11	10
	25	16	1—10		2—4	12	1
4	3—4	27	1	9	9—12	18	1
	6—8	10	1—10		15—20	15	1—10
	20	11	1		40	5	10
5	3—4	16	1	10	2—4	13	1
	10	27	1		8	20	1
	30	5	1—10		15	28	1—10
6	2—4	23	1	40	6	10	
	8—10	17	1				

Наиболее длительные внутривековые циклы (более 20 лет) определялись по интегралу от автокорреляционной функции, где они проявились более четко. По Казахстану, например, устойчиво проявился 40—45-летний цикл. Вероятность случайного появления таких циклов обычно превышает 10%, но для целей сверхдолгосрочных прогнозов они имеют особое практическое значение.

Общий вклад цикличности в колебания осадков составляют 30—40% всех изменений, т. е. вклад довольно существенный. Наличие устойчивых и статистически надежных циклов открывает возможности к использованию их для качественной оценки уровня увлажнения на ближайший год или несколько лет вперед. Основными рабочими материалами при этом будут служить многолетние наблюдения за осадками в натуральных величинах, а также в осреднении по n -летиям. Экстраполяцию будущего фона следует осуществлять по фазе последнего максимума или минимума в зависимости от чет-

СОДЕРЖАНИЕ

3	О. А. Дроздов. Циклические колебания осадков и температуры, используемые в сверхдологосрочных прогнозах, в формировании которых возможно участие солнечной активности
15	Т. В. Покровская. К вопросу о совместном анализе циркуляционных и геотермических факторов формирования засух
23	Э. И. Гирская, Б. И. Саонов. Годовые колебания атмосферного давления в сезонных и сезонных прогнозов погоды
30	Л. А. Вительс. Использование фазовых аналогов 11-летнего солнечного цикла для сверхдологосрочных прогнозов
40	Е. С. Рубинштейн, А. А. Григорьева. О роли атмосферной циркуляции в колебаниях климата северного полушария
49	С. И. Костин. Циклические, колебания увлажненности местности по годичным приростам деревьев в зависимости от солнечной активности
70	Л. А. Вительс, О. А. Дроздов. Проявление векового хода осадков США в повторяемости крупных дефицитов осадков и сравнение с аналогичными условиями в засушливых районах СССР
76	А. С. Григорьева, О. А. Дроздов, К. В. Еремько, И. В. Малкова. Главные особенности векового хода осадков в Америке и Африке (северное полушарие)
80	Л. М. Шереметова. Многолетние колебания годовых сумм осадков Северной Америки
86	Л. Г. Полозова, С. Г. Шиятов. Структура колебаний индексов ширинных годичных колец деревьев, распространяющихся вблизи подпоясной границы леса
95	А. С. Григорьева, О. А. Дроздов. К вопросу о влиянии вулканических извержений на осадки северного полушария
102	А. Н. Лобарский. К вопросу о реальности вариаций солнечной постоянной
109	О. А. Дроздов. О некоторых критериях статистической структуры столбной в связи с дологореченными колебаниями климата
117	Л. Г. Полозова. Предполагаемый знак отклонения от нормы средней месячной температуры воздуха в период 1976—1980 гг. на западном полушарии территории СССР
137	С. М. Алафонов. Продуктивные осадки в основных сельскохоззяйственных районах страны
143	

Общая и синоптическая климатология
Труды ГГО, вып. 354

Редактор Н. С. Смирнова
Техн. редактор Г. В. Искова
Корректор Л. И. Хримова

Слано в набор 24/IX 1974 г. Подписано в печать 17/1 1975 г. М-17026. Формат 60×90/16.
бум. тип. № 1. Уч.-изд. л. 10,4. Тираж 700 экз. Индекс МЛ-115. Заказ № 506.
Лена 73 коп. Издательство ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ. 199053, Ленинград, 2-я линия, д. 23.
Ленинградская типография № 8 Союзполиграфпрома при Государственном комитете
Совета Министров СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли.
190000, Ленинград, Литейный пер., 6.

кости проявления фазы в конце периода. Продолжительность сохранения определенного фона рассчитывается на основании сведений о цикличности, т. е. при использовании данных табл. 2.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Приорьева А. С. и др. Структура комбаний осадков отдельных месяцев года.—Труды ГГО, вып. 299, с. 116—125.
2. Давиная Ф. Ф. О густоте дождемерной сети для целей земледелия.—«Метеорология и гидрология», 1946, № 5, с. 54—58.
3. Дмитриев И. В. Характеристика распределения средних месячных сумм осадков по территории СССР.—Труды ЦИП, 1961, вып. 108, с. 23—30.
4. Дроздов О. А., Приорьева А. С. Многолетние климатические колебания атмосферных осадков на территории СССР. Л., Гидрометеоиздат, 1971, 158 с.
5. Обухов В. М. Урожайность и метеорологические факторы. М., Госплан-издат, 1949, 35 с.