

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

ТРУДЫ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЛАВНОЙ
ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
им. А. И. ВОЕЙКОВА

Выпуск

503

КРИТЕРИИ
И ХАРАКТЕРИСТИКИ
ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ
КЛИМАТИЧЕСКИХ
ЯВЛЕНИЙ

Под редакцией
д-ра геогр. наук В. Ф. Логинова,
канд. геогр. наук Б. И. Сазонова



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1986

06
T78

Сборник содержит статьи, посвященные методике выявления экстремальных климатических явлений и исследованию факторов, способствующих их формированию. Дается оценка чувствительности климатического режима к антропогенным воздействиям. Представлены каталоги экстремальности летних и зимних сезонов по основным экономическим районам северного полушария. Рассмотрены возможности использования косвенных источников информации (летописей, ширины колец деревьев) для выявления экстремальных климатических явлений за последние три столетия.

Сборник рассчитан на специалистов метеорологов, климатологов, гелиогеофизиков, преподавателей, аспирантов и студентов гидрометеорологических специальностей.

The publication contains articles dealing with the procedure for finding out extreme climatic phenomena and study of factors contributing to their formation.

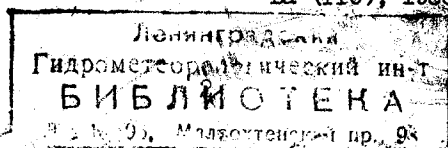
The estimation is given of the climatic regime sensitivity to anthropogenic effects. The catalogues of extreme summer and winter seasons are presented for basic economic regions of the northern hemisphere. There are examined possibilities of using proxy data sources (chronicles, tree rings) to identify the extreme climatic phenomena for recent three hundred years.

The publication is intended for meteorologists, climatologists, heliogeophysicists, post-graduates and students of hydrometeorological specialities.

500020

К 1903040000-050 45-86(I)
069(02)-86

© Главная геофизическая
обсерватория им. А. И. Воейкова (ГГО), 1986 г.



МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КАК ОПТИМАЛЬНЫЕ ПОКАЗАТЕЛИ
ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ

В метеорологических исследованиях постоянно возникает необходимость в оценке экстремальных погодных и климатических ситуаций. На практике это равносильно выявлению на концах распределения метеорологических величин нескольких значений, которые принимаются в качестве экстремумов / 7, 8 /.

Однако большая роль случайных флуктуаций, ошибок наблюдений и нерепрезентативности установки приборов приводит к тому, что на концах распределения часто появляются значения метео-элементов, не отражающие экстремальность формирующего их процесса.

В метеорологии, кроме того, характер распределения величин часто оказывается суммой распределений, характерных для разных физических процессов. Например, в тропических областях распределение вектора ветра является суммой трех распределений, связанных с суточным ходом ветра, развитием муссонов и прохождением тропических циклонов. В каждом из таких физически определенных распределений есть свой набор экстремальных величин, которые сливаются в общее распределение. Экстремумы в этом случае имеют очень сложное распределение. Если использовать дополнительную информацию о времени суток, строении барического поля, облачности, влажности, осадках и других метеорологических параметрах, то оказывается возможным разделить эти распределения и идентифицировать природу того или иного экстремума.

Такая же ситуация создается и при выявлении экстремумов в других метеорологических параметрах. Например, экстремумы в месячных суммах осадков могут формироваться в результате прохождения нескольких грозových облаков и интенсивных ливней, но могут возникнуть и при очень продолжительных слабых обложных осадках. Разделить эти два распределения без дополнительной информации не удастся. Экстремумы в температуре появляются или в результате радиационного прогрева приземных слоев воздуха, или вследствие устойчивого адвективного выноса теплых масс воздуха с юга. Каждому из указанных случаев соответствует свое распределение метеорологических показателей и экстремумов. То, что в одном распределении может приниматься за "норму", оказывается

экстремумом в другом распределении.

Все сказанное выше заставляет подходить к вопросу экстремальности климатических ситуаций не с позиции определения величин, попавших на концы распределения, а с позиции оценки развития некоторого физического процесса, способного сформировать значительные отклонения от нормы в группе (комплексе) различных метеорологических параметров. С помощью таких метеорологических комплексов возможно выделить определенный класс устойчивых процессов, определенный характер распределения целой группы метеорологических показателей в этом классе. Такой подход важен по двум обстоятельствам: 1) повышается надежность определения экстремальных величин; 2) создаются возможности лучшего прогноза аномалий, поскольку конкретизируется физическая природа разных аномалий.

Использование естественных метеорологических комплексов - набора связанных между собой параметров - для определения экстремальных ситуаций позволяет существенно снизить роль случайных флуктуаций / 4 /.

Для исследования метеорологических комплексов нами был использован факторный анализ / 5 /, который дает возможность иметь численную характеристику процесса, определяющего одновременные изменения нескольких метеорологических параметров. Отличие факторного анализа от метода главных компонент в основном заключается в том, что, расчлняя дисперсию переменных по факторам, метод не искажает естественной группировки переменных, а, наоборот, выявляет естественные комплексы в исходных данных. Как показал наш опыт, факторный анализ оказался весьма эффективным статистическим методом для выявления естественных метеорологических комплексов.

Были обработаны месячные данные 17 метеорологических станций, равномерно распределенных по территории СССР, за 20-летний период по ряду показателей:

- 1) T_1 - максимальная температура,
- 2) T_2 - минимальная температура,
- 3) Q - осадки,
- 4) S - продолжительность солнечного сияния,
- 5) V - скорость ветра,
- 6) e - абсолютная влажность,
- 7) p - давление воздуха.

Данные о направлении ветра, числе дней с разными атмосфер-

ными явлениями, включенные на первом этапе, из дальнейшей обработки были исключены, так как они не формировали устойчивых комплексов с другими параметрами.

Комплекс считался реально существующим, если нагрузки (ℓ_i) по крайней мере трех метеорологических параметров из семи превышали 0,5 на общий фактор (F_i). Величина $\ell_i > 0,5$ с уровнем значимости 95 % указывала на существование связи между переменной F_i и переменной i при $n = 20 / 5$.

В результате обработки данных было установлено, что существуют два универсальных метеорологических комплекса на разных станциях СССР во все сезоны года. Повышение критерия значимости связей до $\ell_i > 0,6 \dots 0,7$ не меняет существа дела, хотя количество комплексов, выявленных из исходного объема данных, несколько уменьшается.

Первый и наиболее существенный комплекс - температурно-влажностный ($T_1 - T_2 - e$) - отражает одновременные изменения влагосодержания воздуха и его максимальной и минимальной температуры в результате адвекции воздуха. Вынос воздуха с юга, как правило, сопровождается повышением максимальных (T_1) и минимальных (T_2) температур и увеличением влажности (e) во все сезоны года. Усиление воздухообмена между северными и южными широтами, между океаническими и континентальными районами увеличивает вклад этого фактора в изменения важнейших климатических параметров - температуры и влажности воздуха. Роль этого фактора, выбирающего до 50 % дисперсии переменных, особенно велика в Прибалтике и Восточной Сибири в течение всех месяцев года.

Второй фактор - облачно-радиационный ($Q - S - p$) - определяется согласованным изменением давления (p), облачности (S) и режима осадков (Q). Этот фактор, выбирающий до 35 % общей дисперсии переменных, вносит значительный вклад в тех районах, где в одном и том же месяце в одни годы преобладают антициклоны и безоблачный режим погоды, в другие годы - циклоны, т.е. облачность, осадки, пониженное давление. Особенно велика роль облачно-радиационного фактора ($Q - S - p$) в степной и лесостепной зоне СССР в осенние месяцы.

На рис. I приведены нагрузки семи выше указанных переменных в температурно-влажностном факторе ($T_1 - T_2 - e$) за месяцы с января по июнь по трем станциям. По вертикали отложена нагрузка (ℓ_i), по горизонтали - переменные. Видно, что переменные 1, 2 и 6 почти во всех случаях значительно превышают уровень $\ell_i > 0,5$.

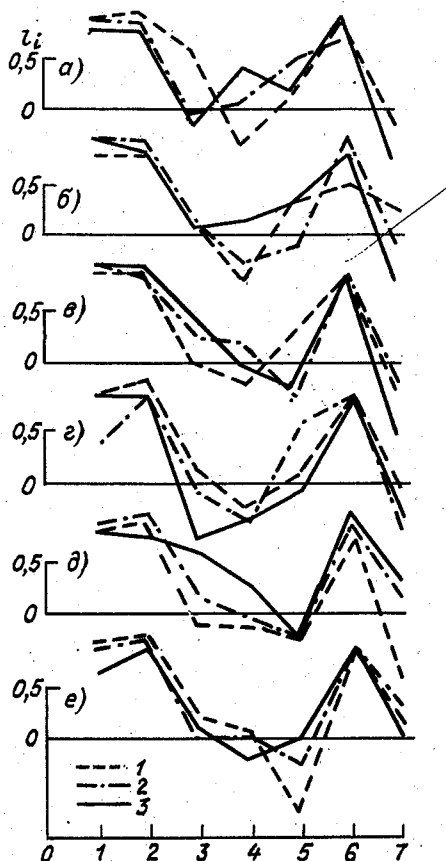


Рис.1. Значения факторных нагрузок по семи переменным для трех станций с января по июнь. Комплекс ($T_1 - T_2 - e$).

а - январь, б - февраль, в - март, г - апрель, д - май, е - июнь; 1 - Туруханск, 2 - Калининград, 3 - Иркутск.

Кривые нагрузок для второй половины года выглядят аналогичным образом.

На рис.2 показаны кривые распределения нагрузок по трем степным станциям в осенние месяцы. В то время как переменные Q и S (3 и 4 на рис.2) связаны четкой обратной связью, перемен-

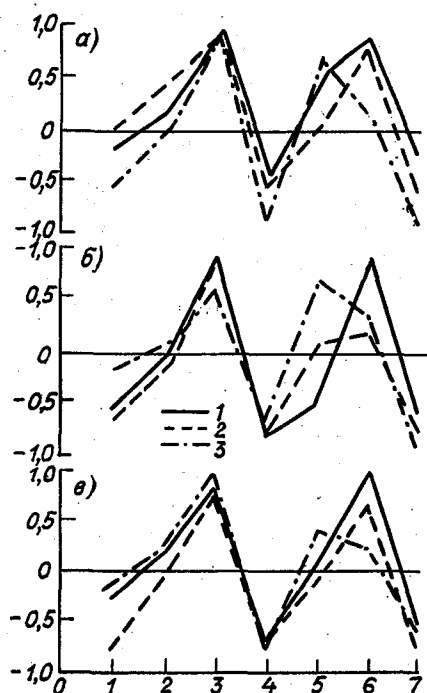


Рис.2. Значения факторных нагрузок для группы станций степной и лесостепной зоны. Комплекс (Q - S - p).

а - Караганда, б - Октябрьский Городок, в - Харьков;
1 - август, 2 - сентябрь, 3 - октябрь.

ная p (6 на рис.2) лишь в отдельные периоды дает значительный вклад в облачно-радиационный фактор. В августе значимый вклад дает переменная 6. Эта тенденция прослеживается и по другим станциям и по другим месяцам. По мере приближения к летним месяцам роль давления в этом комплексе снижается, что, по-видимому, связано с уменьшением интенсивности общей циркуляции атмосферы. Летом появляются хотя и небольшие, но устойчивые связи между всеми метеорологическими элементами. При снижении критерия нагрузок на факторы до $\ell_i = 0,3 \dots 0,4$ выявляется множество комплексов, состоящих из четырех, пяти и даже шести переменных. При

увеличении критерия нагрузок до $\ell_i > 0,5$ во все сезоны года наблюдаются, как отмечалось выше, лишь температурно-влажностный и облачно-радиационный комплексы. Доминирующая роль этих комплексов при выделении двух факторов иллюстрируется таблицами.

Из табл. I видно, что в двух факторах в 80 % случаев (48 % + 32 %) отмечаются основные метеорологические комплексы - температурно-влажностный ($T_1 - T_2 - e$) и облачно-радиационный ($Q - S - p$), причем комплекс ($T_1 - T_2 - e$) отмечается в 1,5 раза чаще, чем ($Q - S - p$), и наблюдается в основном в первом, наибольшем по мощности факторе.

Аналогичная хотя и менее четкая картина наблюдается летом (табл. 2).

Таблица I

Повторяемость (%) естественных метеорологических комплексов в холодный период (октябрь-апрель)

Фактор	Естественные метеорологические комплексы			Сумма, %
	($T_1 - T_2 - e$)	($Q - S - p$)	Прочие комплексы	
I	42	6	2	50
II	6	26	18	50
Сумма	48	32	20	100

Таблица 2

Повторяемость (%) естественных метеорологических комплексов в теплый период (май - сентябрь)

Фактор	Естественные метеорологические комплексы			Сумма, %
	($T_1 - T_2 - e$)	($Q - S - p$)	Прочие комплексы	
I	20	12	18	50
II	8	10	32	50
Сумма	28	22	50	100

При снижении критерия нагрузок с $\ell_i = 0,5$ до $\ell_i = 0,4$ повторяемость комплексов в теплый период приближается к значениям, которые характеризуют повторяемость комплексов в холодный период (табл. I). При критериях нагрузок $\ell_i = 0,6$ повторяемость

комплексов почти не меняется (см. табл. I), а повторяемость двух основных комплексов летом (см. табл. 2), резко снижается до 1 - 5 %, что указывает на слабую обусловленность естественных метеорологических комплексов летом. Это говорит о том, что циркуляционные и радиационные процессы зимой в большей степени способствуют формированию естественных метеорологических комплексов.

Были проанализированы те группировки метеозадающих элементов, которые вошли в графу "Прочие комплексы" (см. табл. I и 2). Оказалось, что в середине лета и в середине зимы формируются специфические, не похожие друг на друга комплексы. В летние месяцы связь температуры и осадков становится доминирующей. К комплексу температура - осадки ($T - Q - \dots$) могут присоединяться в одних районах

S (продолжительность солнечного сияния), в других e (абсолютная влажность), в третьих V (скорость ветра). В целом для трех-четырех летних месяцев почти на всех станциях СССР доминирующим оказывается комплекс максимальная температура - осадки в соединении с двумя-тремя другими показателями. Для зимних месяцев (декабрь - февраль) преобладающим комплексом является комплекс ($T_1 - T_2 - p$). Отрицательная связь температуры с давлением, характерная для середины зимы, исчезает в переходные сезоны, а в летние месяцы появляется тенденция даже к положительной связи между этими переменными.

Резюмируя сказанное выше, можно констатировать, что вместе с универсальными метеорологическими комплексами ($T_1 - T_2 - e$) и ($Q - S - p$) существуют метеорологические комплексы, характерные только для середины зимы ($T_1 - T_2 - p$) и середины лета ($T_1 - Q - \dots$), которые могут быть использованы для оценки степени экстремальности только этих сезонов.

Физическая природа этих комплексов понятна. Рост давления зимой сопровождается безоблачным небом, что при наличии снежного покрова и интенсивного выхолаживания приводит к резкому снижению как максимальной температуры (T_1), так и минимальной (T_2). Характерность комплекса ($T_1 - Q - \dots$) для середины лета также легко объясняется тем, что достижение высоких экстремальных температур возможно лишь при безоблачном небе и сухой почве. Влажная подстилающая поверхность и облачность связаны с осадками, отсюда четкая связь T с Q .

В общем, можно говорить о двух универсальных и двух специфических естественных метеорологических комплексах, с помощью которых может быть дана более точная оценка экстремальности кли-

матических явлений. Соответствующий выбор масштабов пространственного и временного осреднения позволяет подавить мелкомасштабные и кратковременные флуктуации, отделить нормальные условия от экстремальных и точнее оценить развитие физического процесса, формирующего экстремальные явления.

Интересно отметить, что два универсальных комплекса существуют независимо друг от друга, что следует из ортогонализации факторов в факторном анализе. Таким образом выделяются два вида климатообразующих процессов. Один процесс связан с изменчивостью свойств воздушной массы в результате адвекции, что отражается на температурных характеристиках и влажности воздуха. Другой процесс отражает вертикальную неустойчивость масс воздуха, развитие облачности и выпадение осадков.

Достаточно давно известно, что климатический режим температуры не связан с режимом осадков /1, 2, 6/. Изменения климатических характеристик в одном из названных комплексов не влечет за собой изменения другого.

Наличие двух не связанных между собой естественных метеорологических комплексов, по-видимому, позволяет говорить о нескольких процессах, определяющих климат планеты. В тех районах, где значения соответствующего фактора выше, лучше проявляет себя процесс, формирующий соответственный метеорологический комплекс. Появляется возможность выделить условие для климатических изменений в районах. То же справедливо для выделения наиболее важных интервалов во времени. На изменение температуры, как видно из анализа, решающее влияние оказывают адвективные выносы воздушных масс, вызванные изменением влажности, на изменение осадков - развитие вертикальных движений. Пространственные и временные характеристики этих процессов различны, хотя они и являются звеньями общей циркуляции атмосферы /1, 2, 3, 6/.

Различие естественных метеорологических комплексов в зимние и летние месяцы указывает на разные причины климатических изменений в эти сезоны. Неудивительно поэтому, что климатические изменения в летний и зимний сезоны лишь в редких случаях согласуются друг с другом /1, 6/. Определяя фактор F_i , как отмечалось выше, можно как во времени, так и в пространстве находить такие интервалы, в которых те или иные физические процессы находят свое наилучшее выражение, т.е. оптимизировать отбор исходной информации. Факторы позволяют находить экстремальные величины именно в тех районах и в тех временных интервалах, где и когда атмосферные процессы, формирующие экстремумы, находят свое наи-

лучшее развитие. Используя лишь один метеорологический параметр нельзя быть уверенным в том, что в данном месте, в выбранный интервал времени полученный по какому-либо способу экстремум не является просто случайной флуктуацией этого временного ряда.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дроздов О. А. и др. Курс климатологии. Ч. I - 2. Л.: Гидрометеиздат, 1952.
2. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Циклическая структура временного поля осадков и использование ее для прогноза. Обзор, Обнинск, Информационный центр, 1974. - 42 с.
3. Зверев А. С. Синоптическая метеорология. 2-е изд. - Л.: Гидрометеиздат, 1977. - 712 с.
4. Жуковский Е. Е. и др. Статистический анализ случайных процессов. - Л.: Гидрометеиздат, 1976. - 408 с.
5. Лоули Д., Максвелл А. Факторный анализ как статистический метод. - М.: Мир, 1967. - 144 с.
6. Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Г. Современное изменение климата. - Л.: Гидрометеиздат, 1966. - 268 с.
7. Jenkinson A. F. Statistics of extremes. WMO Techn. Note, N 98, 1969, 227 p.
8. Calambos J. The Asymptotic Theory of Extreme Order Statistics. - J. Wiley and Sons, New York, 1978, p. 294.

Б.И.Сазонов, В.Н.Сердюк,
Е.И.Кропш, В.И.Сергеева

КАТАЛОГИ ИНДЕКСОВ ЭКСТРЕМАЛЬНОСТИ ЗИМНИХ СЕЗОНОВ ПО ОСНОВНЫМ ЭКОНОМИЧЕСКИМ РАЙОНАМ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

Классификация зимних сезонов по степени их суровости проводилась многими авторами. Достаточно полный обзор этих работ сделан А.В.Ефановой / 2 /. Предлагаемый авторами статьи индекс экстремальности зимних сезонов удобен своей универсальностью.

Он позволяет выделить не только холодные, но и теплые зимы с разной степенью экстремальности; выражается безразмерной величиной.

Формирование поля приземной температуры воздуха при отсутствии фазовых превращений воды происходит под влиянием в основном двух факторов: адвективного и радиационного / 3 /. В зимнее время во внутриконтинентальных районах умеренных широт крупные отрицательные аномалии температуры образуются главным образом за счет радиационного выхолаживания при малооблачной погоде в антициклонах и поэтому сопровождаются повышенным давлением. Однако процессы антициклологенеза обычно начинаются с вторжения холодного воздуха, т.е. с адвекции. Значительные положительные аномалии температуры зимой возникают за счет адвекции теплых масс с океана или из более низких широт. Такие адвективные выносы тепла, как правило, связаны с прохождением циклонов и с пониженным давлением. Кроме того, зимой облачные системы циклонов уменьшают радиационное охлаждение воздуха / 3 /. Таким образом, отрицательные аномалии температуры сопровождаются положительной аномалией давления, положительные аномалии температуры - отрицательной.

В районах, подверженных влиянию океанов, зимние стационарные антициклоны с малооблачной погодой образуются весьма редко. Здесь аномалии температуры создаются главным образом адвекцией, и изменение температуры мало связано с изменением давления.

Проверка корреляционной связи между аномалиями температуры и давления показала, что во внутриконтинентальных районах во все зимние месяцы связь хорошая. Она исчезает лишь в Западной Европе, на Дальнем Востоке и у побережий Северной Америки. Анализ поля корреляций температуры и давления подтвердил, что эти два элемента составляют комплекс, достаточно показательный для создания единого крупномасштабного индекса суровости зим во внутриконтинентальных районах. Для прибрежных районов, где изменения температуры связаны с изменениями влажности воздуха, комплекс для расчета такого индекса могли бы составить эти два элемента. Но, к сожалению, отсутствуют достаточно длинные ряды наблюдений за влажностью.

На основе данных о повторяемости экстремально холодных месяцев, факторного анализа поля температуры холодных месяцев, а также с учетом распределения коэффициента корреляции между температурой и давлением выделены районы для расчета индекса суро-

восте зим, близкие к основным экономическим районам в умеренных широтах. Они показаны на рис.1 вместе с районами наибольшей изменчивости режима температуры и увлажнения в летние сезоны, тоже близко совпадающими с основными экономическими районами /4/. В пределах Евразии таких районов три: север Европейской части СССР, Сибирь, а также Восточный Казахстан и Средняя Азия. В Северной Америке выделены Канада и США. Расчет индекса экстремальности зимних сезонов производился аналогично тому, как он рассчитывался для летних сезонов /1, 4/, для каждого района отдельно. В пределах района выбирается 10 (или 5) репрезентативных станций с длинными и однородными рядами наблюдений. Для каждой станции строится корреляционный график связи температуры и давления. Поле точек на графике делится на три равные части: теплые зимы, нормальные и холодные. Им придаются соответственные условные оценки: +1, 0, -1. Алгебраическая сумма оценок по 10 станциям (или удвоенная сумма оценок по 5 станциям) дает значение индекса экстремальности зимнего сезона для исследуемого района. Таким образом производится кодирование информации по экстремальным зимним месяцам. Однородность района и репрезентативность индекса для всей рассматриваемой территории определялись по вычисленным коэффициентам взаимной корреляции между месячными оценками экстремальности (+1, 0, -1) по набору выделенных станций. Во всех пяти районах эти коэффициенты корреляции положительны.

Для трех регионов, выделенных в пределах Евразии, коэффициенты корреляции между аномалиями температуры и давления показаны на рис.2.

Над севером Европейской части СССР коэффициенты достаточно велики. Вычисление индекса экстремальности зимних сезонов (XII - I) для этого региона сделано по данным следующих станций: 1) Рига, 2) Вильнюс, 3) Минск, 4) Ленинград, 5) Великие Луки, 6) Кемь, 7) Москва, 8) Тотьма, 9) Киров, 10) Пермь.

Значения индекса представлены в табл.1. Задавая различные пороговые значения индекса, можно выделить зимние сезоны с разной степенью экстремальности. Если, например, отнести к экстремальным сезоны с абсолютным значением индекса 8 и более, то из 101 зимнего сезона 21 оказывается экстремально холодным и 19 - экстремально теплым.

Над Сибирью коэффициенты корреляции между аномалиями температуры и давления достигают особенно больших значений (рис. 2). Индексы рассчитаны по данным 5 станций: 1) Целиноград, 2) Омск, 3) Барнаул, 4) Томск, 5) Красноярск.

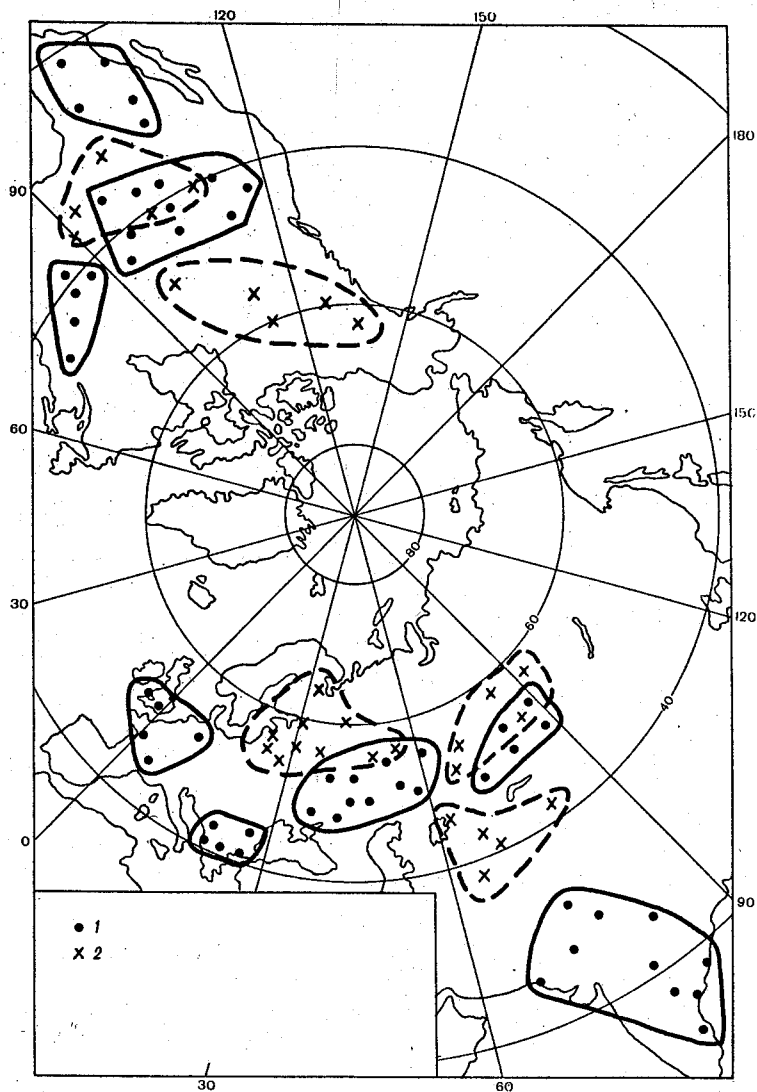


Рис. I. Районы наилучшей связи элементов летнего (1) и зимнего (2) комплексов для оценки экстремальности сезонов.

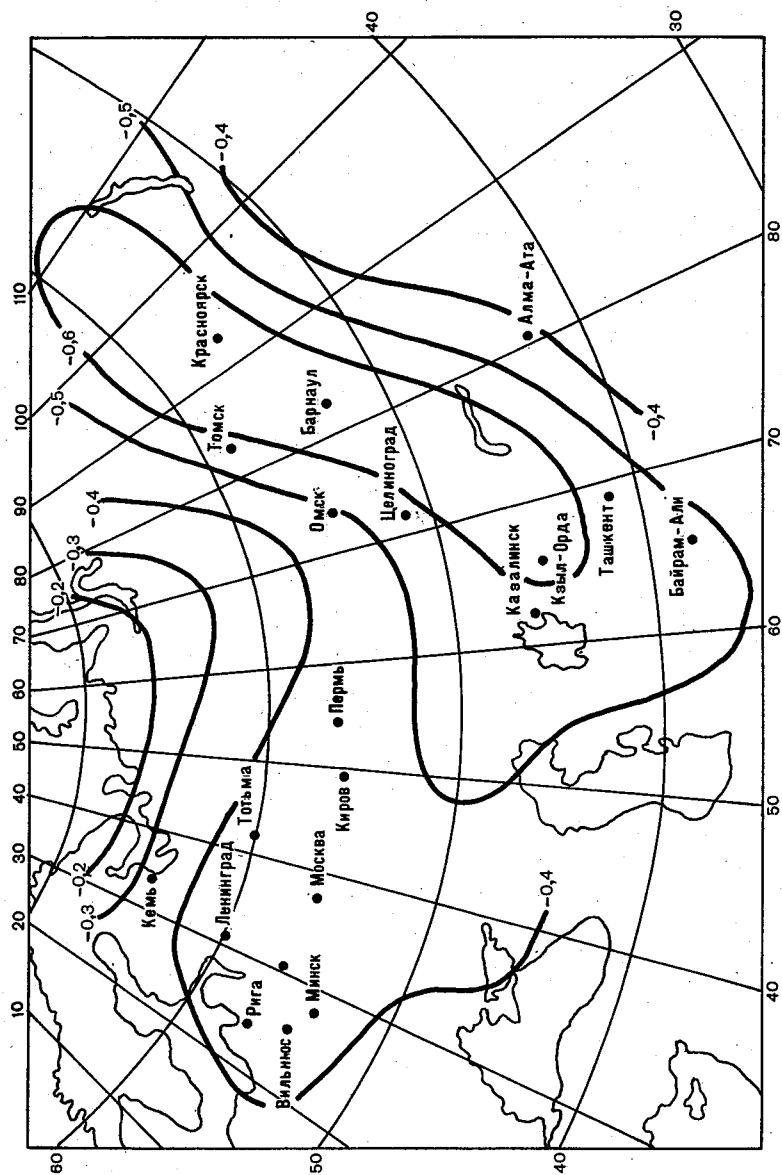


Рис. 2. Коэффициенты корреляции между аномалиями температур воздуха и давления в районах формирования экстремальных земных сезонов в СССР.

Таблица I

Сводный каталог индексов экстремальности зимних сезонов
(декабрь - февраль) в основных экономических районах
северного полушария

Годы	Север Европы	Сибирь	Казахстан и Средняя Азия	Канада	США
I	2	3	4	5	6
1881-82	+7	+10	-10		
82-83	-10	-10	-8		
83-84	+10	+10	+6		
84-85	0	-10	-8		
85-86	-8	-4	-8		
86-87	+6	+6	-10		
87-88	-5	0	+10		
88-89	-9	-4	-4		
89-90	-3	0	-10		
1890-91	-8	0	-10		
91-92	+8	-6	+10		-2
92-93	-9	-10	-6		-8
93-94	+8	+10	0		-4
94-95	-5	-10	-10		-8
95-96	-5	-2	+10		+4
96-97	-10	-10	-10		+4
97-98	-5	-10	-10		-2
98-99	+9	+10	+10	0	-10
99-1900	-10	-10	-10	+6	-4
1900-01	+7	+2	-2	+6	+4
01-02	+3	+6	+4	+8	-6
02-03	+8	+10	+8	+2	-8
03-04	0	+6	-10	-10	0
04-05	+7	+10	-4	-10	-8
05-06	+6	-4	0	0	-4
06-07	-5	0	+4	-10	+4
07-08	+1	0	-2	+4	+10
08-09	-4	+6	+2	-10	+8
09-10	+8	-8	+10	-2	-6

Продолжение таблицы I

I	2	3	4	5	6
I9I0-II	+3	0	-4	-6	+6
II-I2	-9	0	0	+6	-8
I2-I3	+3	+2	0	+4	-4
I3-I4	+I0	+I0	+I0	+6	+4
I4-I5	+7	-6	-2	+2	-8
I5-I6	+7	+4	+2	-I0	+4
I6-I7	-5	-6	+I0	-I0	0
I7-I8	+I	-2	-I0	-6	-6
I8-I9	-4	-I0	-I0	+6	+4
I9-20	-I	-2	+2	-8	-I0
I920-2I	-5	0	-I0	+I0	+6
2I-22	-2	-2	+I0	0	-2
22-23	+I	-4	+4	-6	+4
23-24	-6	+2	+2	+I0	-6
24-25	+9	+I0	-6	-4	0
25-26	-5	+2	+I0	+I0	+8
26-27	-9	-I0	-4	+8	+8
27-28	-5	+4	+2	0	-4
28-29	-I0	-I0	-I0	-2	-I0
29-30	-I	-8	-I0	-6	+4
I930-3I	-I0	-I0	-I0	+I0	+4
3I-32	+8	+I0	+6	+I0	+6
32-33	-8	-I0	-I0	+4	-2
33-34	+3	+8	-8	+2	+8
34-35	+5	+8	+2	-2	+4
35-36	+3	-I0	-6	-8	-8
36-37	+3	+6	0	+2	0
37-38	+I	-6	+8	-6	+8
38-39	-I	-8	+2	+I0	+8
39-40	-I0	-8	+I0	+6	-4
I940-4I	-3	+8	+I0	-2	+I0
4I-42	-I0	-I0	+8	+8	+2
42-43	0	-8	-6	-6	+I0
43-44	+I0	+8	+I0	+I0	+2
44-45	-7	-I0	-I0	+6	0
45-46	+2	+I0	+I0	+6	+2

Продолжение таблицы I

I	2	3	4	5	6
I946-47	-10	-10	-2	-10	+6
47-48	+5	0	+8	-2	-4
48-49	+9	+10	-2	-4	+2
49-50	+1	-10	+2	-10	+10
I950-51	-5	-8	-10	-2	+4
51-52	+10	+6	+10	-2	+10
52-53	0	0	+8	+10	+10
53-54	-9	-4	-2	+10	+8
54-55	+10	-10	0	+6	+2
55-56	-8	-10	+6	-8	0
56-57	+9	-4	-10	-8	+4
57-58	+9	+10	+10	+10	+4
58-59	+10	+10	+8	-8	-4
59-60	-6	-2	0	+8	-2
I960-61	+10	+4	-4	+4	-6
61-62	+9	+8	+8	-10	-6
62-63	-8	+10	+10	-8	-8
63-64	0	+10	0	+10	-6
64-65	+6	+6	-4	-4	+4
65-66	+2	-4	+10	0	-8
66-67	-7	-10	-4	+4	0
67-68	+4	+4	+10	-8	-10
68-69	-9	-10	-10	-8	+2
69-70	-7	+2	+10	+2	0
I970-71	+4	+6	-6	-2	+4
71-72	-10	+8	-8	-8	+8
72-73	+7	+10	-2	-6	-10
73-74	+5	-4	-10	-2	0
74-75	+10	+6	0	+10	+2
75-76	+6	+8	+10	+2	0
76-77	-2	-10	-10	+10	-8
77-78	-3	+6	+2	-10	-6
78-79	-10	+10	+10	-10	-10
79-80	-2	+2	+2	+2	
I980-81	+10	+6	+10	+4	
81-82	+3	+10	+6		

Значения индексов представлены в табл. I.

Если отнести к экстремальным зимы с абсолютным значением индекса 8 и более, то из 101 использованного сезона 26 оказываются экстремально холодными и 24 - экстремально теплыми.

Над востоком Казахстана и Средней Азией коэффициенты корреляции между аномалиями температуры и давления, как и над Сибирью, достигают по абсолютной величине 0,6 и более. Индексы рассчитаны по данным следующих пяти станций: 1) Казалинск, 2) Байрам-Али, 3) Кызыл-Орда, 4) Ташкент, 5) Алма-Ата.

Как и для других районов, значения индекса показаны в табл. I. При заданном выше пороговом значении индекса 8, экстремально холодными оказываются 27 сезонов из 101, экстремально теплыми - 26.

Для Канады и США коэффициенты корреляции между температурой и давлением показаны на рис. 3. Они рассчитаны по данным 12 станций США и 23 станций Канады. Ряды наблюдений короче, чем по районам СССР. По США они начинаются с 1891 г., по Канаде - с 1898 г. и заканчиваются в 1978 и 1980 гг. Индексы экстремальности рассчитаны по данным следующих станций:

Канада	США
1. Уотсон-Лейк	1. Солт-Лейк-Сити
2. Виннипег	2. Абилин
3. Доусон	3. Литл-Рок
4. Мак-Марри	4. Сент-Луис
5. Форт-Смит	5. Норт-Платт

Индексы экстремальности зимних сезонов в Канаде и в США приведены в табл. I.

Исследование особенностей циркуляционных процессов, формирующих экстремальные зимние сезоны в каждом из рассмотренных районов, проводилось с помощью карт средних групповых аномалий температуры воздуха, давления и геопотенциала АТ₅₀₀. В группы экстремально холодных и теплых зимних сезонов отбирались случаи с абсолютным значением индекса 6 и более.

На картах аномалий температуры противоположные знаки в очагах в холодные и теплые зимы над соответствующим исследуемым районом определены отбором случаев. Но противоположность знаков аномалий распространяется далеко за пределы исследуемого района, на большие пространства полушария. Коэффициенты корреляции между аномалиями температуры в холодные и теплые сезоны составляют

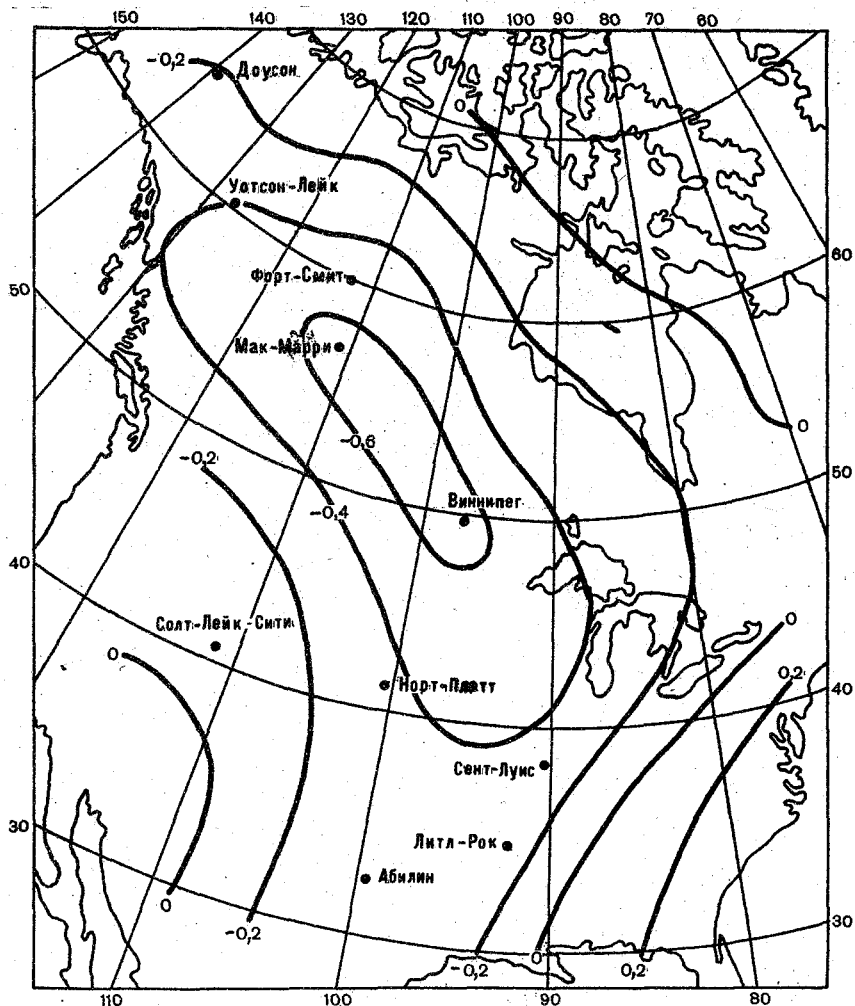


Рис.3. Коэффициенты корреляции между аномалиями температуры воздуха и давления в районах формирования экстремальных зимних сезонов в Северной Америке.

от $-0,27$ для США и Канады до $-0,50 \dots -0,88$ для регионов Советского Союза. Такие же значения имеют коэффициенты корреляции между аномалиями давления. Между аномалиями геопотенциала AT_{500} они меньше. Частично это связано с короткими рядами данных и небольшим числом случаев.

В то же время случаи, вошедшие в одну группу, имеют между собой хорошее сходство. Лучше всего оно выражено в исходном районе, но сохраняется и вдали от него. Это видно по очагам аномалий. Они хорошо выражены в исходных районах, по мере удаления от них очаги аномалий несколько ослабевают из-за уменьшения сходства и сглаживания при осреднении, однако обнаруживаются далеко за пределами исходных районов, в некоторых случаях над всем полушарием.

На рис.4 в качестве примера приведены карты аномалий геопотенциала AT_{500} в холодные и теплые зимы в Сибири. Очаги аномалий хорошо выражены во всех секторах полушария, а в холодные и теплые зимы аномалии противоположны по знаку.

Такое глобальное различие случаев с разными знаками аномалий и сходство случаев с одним знаком означают, что циркуляционные процессы, приводящие к формированию экстремальных зимних сезонов, являются крупномасштабными процессами, охватывающими почти все полушарие, и что индекс экстремальности отражает эти процессы.

Существенно важным является то, что классификация зимних сезонов на основе индекса экстремальности позволяет обнаружить некоторые общие особенности циркуляционных процессов, характерные для экстремальных сезонов одного знака во всех рассмотренных районах и физически ясно отражающие условия формирования аномалий температуры. Несмотря на очаговый характер поля аномалий давления и геопотенциала AT_{500} , отражающий большую повторяемость меридиональных процессов, во всех случаях явно обнаруживается, что в холодные зимы в высоких широтах преобладают положительные аномалии давления и геопотенциала AT_{500} , а в умеренных — отрицательные (см., например, рис.4 а). Такое распределение аномалий отражает строение поля давления, благоприятное для вторжения холодных воздушных масс из высоких широт в умеренные. В теплые зимы, наоборот, в высоких широтах преобладают отрицательные аномалии давления и геопотенциала AT_{500} , а в умеренных и субтропических — положительные (рис.4 б). Это указывает на повышенную интенсивность зональной циркуляции в умеренных широтах, обеспечи-

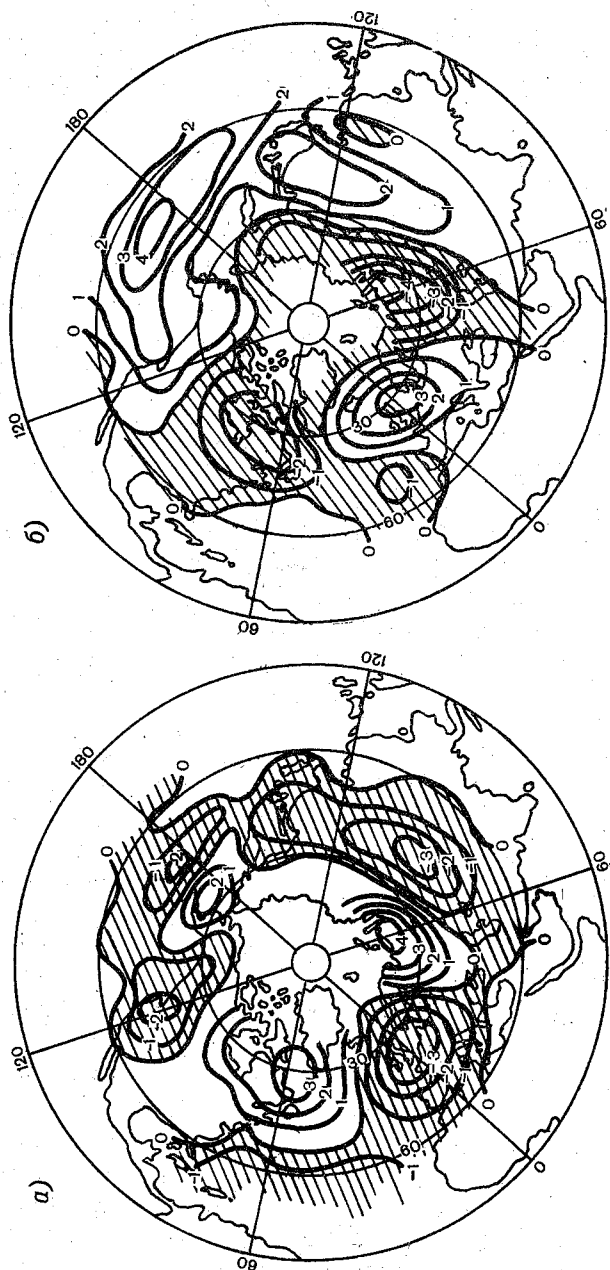


Рис. 4. Аномалии геопотенциала ΔT_{500} в холодные (а) и теплые (б) зимы в Сибири.

значущий вынос теплых воздушных масс с океанов на материк.

Кроме того, во всех случаях расположение очагов аномалий давления и геопотенциала AT_{500} вблизи района с экстремальным сезоном отражает формирование поля давления, создающего адвекцию тепла соответствующего знака. Так, из рис.4 а видно, что в холодные зимы в Сибири формируется поле геопотенциала AT_{500} , обеспечивающее заток в этот район холодного воздуха в передней части антициклонической области и в тыловой части циклонической, а в теплые зимы (рис.4 б) создаются условия для выноса теплого воздуха с юга в передней части циклонической области и в тыловой части антициклонической.

Все это позволяет утверждать, что классификация зимних сезонов по степени их экстремальности на основе предлагаемого индекса является не формальной и не случайной. Индекс не только учитывает знак и значение аномалии температуры, но и отражает циркуляционные процессы крупного масштаба, приводящие к формированию теплых и холодных зимних сезонов в исследуемом районе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гирская Э.И., Сазонов Б.И.
Кропп Е.И. Показатели метеорологических засух. - Труды ГГО, 1979, вып.403, с.14-21.
2. Ефанова А.В. Холодные зимы на континентах северного полушария. - Л.: Гидрометеиздат, 1976. - 115 с.
3. Зверев А.С. Синоптическая метеорология. - Л.: Гидрометеиздат, 1968. - 774 с.
4. Сазонов Б.И., Сердюк В.Н., Кананева А.Д., Кропп Е.И., Долнакова Н.Б., Ульянова Т.Н. Каталоги индексов экстремальности летних сезонов по основным экономическим районам северного полушария. - См. настоящий сборник.

Б.И.Сазонов, В.Н.Сердюк, А.Д.Канаева,
Е.И.Кропп, Н.Б.Долнакова, Т.Н.Ульянова

КАТАЛОГИ ИНДЕКСОВ ЭКСТРЕМАЛЬНОСТИ ЛЕТНИХ СЕЗОНОВ
ПО ОСНОВНЫМ ЭКОНОМИЧЕСКИМ РАЙОНАМ СЕВЕРНОГО
ПОЛУШАРИЯ

Основой для составления каталогов послужил индекс засушливости Б.И.Сазонова. Сущность его и техника вычисления изложены в работе / I /. При вычислении индекса весь ряд летних сезонов делится на три группы: засушливые сезоны, нормальные и переувлажненные. В засушливые сезоны индекс изменяется в зависимости от степени засушливости от $+I$ до $+10$, а в переувлажненные сезоны в зависимости от степени переувлажнения - от $-I$ до -10 . Таким образом, индекс характеризует степень экстремальности летних сезонов, степень засушливости или переувлажненности больших территорий.

В основе определения индекса лежит летний тип корреляционной связи между осадками и температурой, отражающий понижение температуры при выпадении осадков. Очевидно, такая связь должна хорошо проявляться там, где при отсутствии осадков наблюдается относительно высокая температура. В тех районах, где в антициклонических областях воздух достаточно сильно нагревается, переход к осадкам, как правило, связан с понижением температуры.

Методика ориентирована на выявление районов наибольшей изменчивости режима температуры и увлажнения. Именно таким районам наносится наибольший ущерб при экстремальных летних условиях. Всего на полушарии выделено 8 таких районов:

1. СССР, юго-восток Европейской части СССР (ЕЧС) и Западный Казахстан,
2. СССР, Алтай и Восточный Казахстан,
3. Западная Европа, западная часть,
4. Западная Европа, юго-восточная часть,
5. США,
6. Канада,
7. Индия,
8. Мексика.

Для этих районов рассчитаны индексы экстремальности летних сезонов и составлены каталоги. Расчеты проводились по принятой в / I / схеме с приведенными ниже дополнениями.

1. В каждом летнем месяце периода проверялось наличие достаточно тесной корреляционной связи между осадками и температурой.

2. Коэффициенты корреляции картировались, чтобы выбрать очаги наилучшей связи.

3. В этих районах выбиралось 10 (или 5 для небольшой территории) по возможности равномерно расположенных опорных станций с однородными и длинными рядами наблюдений (с 1891 по 1982 г.).

4. Данные отдельных месяцев группировались в сезоны таким образом, чтобы связи между осадками и температурой не исчезали, а очаги наилучшей связи сохранялись в тех же географических районах.

5. Для каждой из отобранных станций строились графики связи между сезонными температурами и осадками. Поле точек разбивалось на три равные группы: с пониженным увлажнением и высокой температурой (оценка +1 балл), с нормальными условиями увлажнения и температуры (оценка 0 баллов) и с повышенным количеством осадков и низкой температурой (оценка -1 балл). Таким образом, каждый сезон для данной станции оценивался одной из трех оценок: +1, 0, -1 балл.

6. Далее вычислялась временная согласованность летних условий по группе отобранных станций. Используя балльные оценки по отдельным сезонам, вычислялась матрица корреляций. Значимые положительные значения коэффициента корреляции свидетельствовали о синхронности изменений летних условий на выбранной группе станций. Станции, не показывающие такой согласованности изменений, отбраковывались и заменялись другими. Значительная отрицательная корреляция между станциями указывает на необходимость раздельного расчета индексов для соответствующих территорий. Так возникла необходимость вычислять индексы отдельно для западной и юго-восточной частей Европы, для США и Канады, для двух регионов СССР.

7. Алгебраическая сумма баллов по отобранным 10 (или 5) метеорологическим станциям дает для каждого года значение индекса экстремальности сезона по району, в котором наблюдаются хорошо согласованные в пространстве крупные аномалии метеорологического режима.

Для построения карт корреляции между осадками и температурой по районам СССР использовались данные 102 станций умеренных широт. Станции, расположенные в высоких широтах, не рассматрива-

лись, поскольку они имеют короткие (50 – 60 лет) ряды наблюдений.

На рис. I приведены изокоррелянты температуры и осадков. Выделяются два очага со значительными коэффициентами. Один очаг охватывает ЕЧС и Западный Казахстан, другой – Восточный Казахстан и Алтай. В каждом из этих районов обнаруживается хорошая согласованность экстремальных летних условий во времени.

Для ЕЧС и Западного Казахстана вычисление индексов экстремальности для теплого сезона проводилось по следующим станциям:

1. Харьков, 2. Конь-Колодец, 3. Урюпинск, 4. Ростов-на-Дону, 5. Оренбург, 6. Земетчино, 7. Казань, 8. Златоуст, 9. Темир, 10. Уральск.

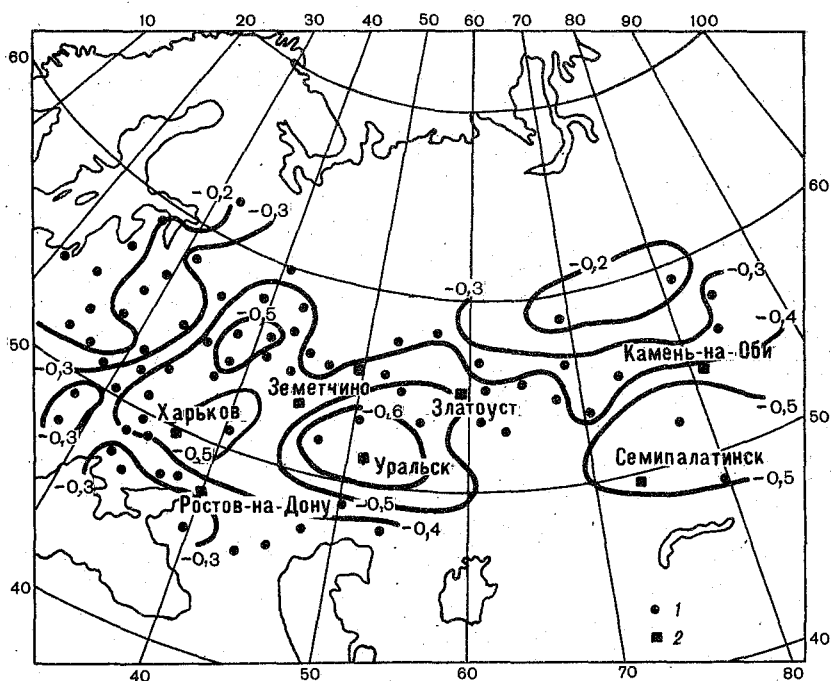


Рис. I. Коэффициенты корреляции между средней месячной температурой (1) и месячными осадками (2). ЕЧС и Западный Казахстан, Восточный Казахстан и Алтай.

Значения индекса экстремальности для двух летних интервалов приведены в табл. I. Коэффициенты корреляции между оценками по станциям положительны и в большинстве случаев составляют 0,4-0,6.

Таблица I

Сводный каталог индексов экстремальности летних сезонов в основных экономических районах северного полушария

Год	ЕЧС, IV-V-VI	ЕЧС, V-VI-VII	Алтай, IV-V-VI	Алтай, V-VI-VII	Западная Европа, зап. часть, VI-VII-VIII	Западная Европа, юго-вост. часть, VI-VII-VIII	США, IV-V-VI	США, VI-VII-VIII	Канада, юго-вост. часть, IV-V-VI-VII	Индия, VI-VII-VIII	Мексика, VII-VIII-IX
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1891	+ 7	+ 9	- 8	+ 4	- 8	0	- 4	- 9	+ 6	+ 4	+ 8
92	+ 1	+ 7	- 2	+ 2	- 2	- 6	- 8	- 5	- 8	- 7	+ 8
93	- 7	0	+10	+ 6	+10	- 6	- 1	0	- 6	- 6	- 2
94	-10	- 8	-10	- 8	- 6	+10	+ 5	+ 3	+ 4	- 3	0
95	- 7	- 2	-10	- 2	- 2	+ 4	+ 2	- 7	+ 8	- 1	- 2
96	-10	- 9	0	+ 2	+ 2	+ 6	0	0	+ 4	0	0
97	+ 7	+ 9	-10	- 8	+ 4	- 2	- 1	- 4	- 4	+ 4	- 4
98	- 2	+ 5	-10	- 8	+ 4	0	- 1	+ 3	+10	- 1	+ 2
99	+ 2	0	- 2	- 2	+ 8	- 4	- 4	- 6	+ 6	+ 7	+ 2
1900	- 9	- 8	+10	+ 6	- 2	-10	+ 4	+ 5	+ 2	+ 6	- 4
01	+10	+ 6	+ 8	+ 8	+ 8	-10	+ 2	+ 7	+ 4	+ 4	+ 2
02	- 3	- 1	- 4	- 4	- 6	+ 8	+ 1	- 2	- 8	+ 3	0
03	+ 4	0	-10	- 8	- 8	+ 2	- 2	- 2	- 2	+ 1	- 6
04	- 8	- 6	- 6	+ 6	+ 8	+ 8	- 4	- 4	+ 2	+ 3	- 4
05	+ 2	+ 1	- 8	- 4	- 2	+ 6	- 5	- 3	- 4	+ 9	0
06	+10	+ 8	- 2	0	+ 4	-10	- 2	- 5	+ 2	- 1	-10
07	- 3	0	0	+ 4	- 4	0	- 7	- 7	- 4	+ 2	0
08	- 8	- 5	0	- 8	0	0	- 9	- 8	+ 4	- 4	- 2
09	- 7	- 4	+ 8	+10	- 6	+ 4	- 7	0	- 8	- 9	- 2
1910	+ 1	+ 1	- 2	+ 4	-10	- 6	+ 9	+ 4	0	- 5	+ 2
II	+ 4	+ 4	+ 4	+ 4	+10	- 2	+ 4	- 1	+ 8	+ 3	+ 2

Продолжение таблицы I

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
I912	- 5	- 7	- 4	- 8	-10	+ 4	0	- 7	- 2	0	+ 2
I3	- 8	- 9	- 8	- 4	0	- 6	+ 4	+ 1	+ 8	0	+ 4
I4	- 2	+ 3	- 4	- 8	- 2	-10	0	+ 1	+ 6	- 5	- 4
I5	- 4	- 7	+ 8	+ 6	- 2	-10	- 6	- 9	0	+ 2	- 4
I6	- 2	- 6	+ 4	+ 4	- 6	+ 2	- 4	+ 1	- 6	- 7	- 8
I7	+ 5	0	+ 4	0	- 4	+ 2	- 6	+ 1	- 4	- 8	+ 4
I8	- 5	- 8	0	0	0	0	+ 3	+ 3	0	+ 6	+ 4
I9	- 5	- 5	- 6	- 8	+ 6	- 2	+ 3	+ 5	0	- 1	-10
I920	+ 9	+ 6	+ 8	+ 8	- 4	0	- 6	- 1	0	+ 4	+ 6
21	+10	+10	- 6	- 2	+10	- 2	+ 3	+ 5	+ 6	+ 1	+ 2
22	- 3	0	0	- 8	- 8	+ 8	+ 1	+ 6	+ 4	+ 6	0
23	- 1	+ 3	+ 8	+ 6	+ 6	0	- 7	- 4	0	+ 5	- 2
24	+10	+ 3	- 4	0	-10	- 6	+ 1	+ 1	- 6	+ 6	+ 4
25	+ 2	- 1	-10	- 2	0	- 2	+ 7	- 2	0	- 6	0
26	- 7	- 7	- 6	- 6	- 4	- 4	+ 5	0	0	+ 6	- 4
27	+ 2	+ 1	+ 6	+ 2	-10	+ 8	- 2	- 5	- 8	- 5	- 6
28	- 8	- 8	- 8	- 8	+ 4	+ 8	- 1	- 5	- 6	+ 8	- 2
29	- 7	+ 3	+ 8	+ 8	+ 2	+ 2	- 4	+ 4	- 8	- 2	- 6
I930	+ 2	0	- 2	0	- 4	- 4	+ 5	+ 3	+ 4	- 1	+10
31	+ 4	+ 8	+ 6	+10	-10	+ 6	+ 8	+ 9	+ 2	+ 1	- 2
32	+ 2	- 2	+ 6	+ 2	+ 4	+ 2	+ 3	+ 1	- 2	+ 1	-10
33	- 4	0	+ 6	+ 4	+ 4	- 6	+ 2	+ 9	0	- 7	- 6
34	- 1	- 2	- 2	- 8	+ 8	- 4	+10	+ 8	+ 6	- 4	- 4
35	- 1	- 6	+ 6	+10	+ 6	- 2	- 5	+ 8	- 6	+ 5	0
36	+ 3	+ 9	- 4	+ 2	- 2	- 2	+ 8	+ 8	+ 2	- 7	-10
37	- 4	- 3	- 8	+ 4	+10	0	+ 8	+10	- 4	+ 4	- 2
38	+ 4	+ 6	+ 4	- 6	+ 2	+ 4	- 3	+ 6	- 2	- 2	- 6
39	+ 6	+10	+ 6	- 4	- 2	- 4	+ 7	+ 6	0	+ 3	+ 6
I940	- 2	+ 1	+ 8	+10	+ 4	-10	+ 5	+ 4	- 6	+ 1	+10
41	-10	-10	+ 2	+ 2	- 6	- 4	- 2	- 3	+10	+ 8	0
42	-10	- 9	- 2	- 6	+ 4	0	- 6	- 3	0	+ 4	- 6
43	+ 6	- 2	+ 8	+ 6	+ 4	- 4	- 2	+ 2	- 8	0	+ 2
44	+ 1	- 4	+10	+ 4	0	- 2	- 8	- 6	+ 2	- 2	- 4
45	-10	- 8	+ 8	+ 4	0	+10	-10	- 8	-10	0	+ 6
46	+ 6	+ 2	-10	-10	- 4	+10	+ 3	+ 3	0	- 4	+ 2
47	- 4	- 3	- 4	-10	+ 8	- 4	- 6	0	-10	+ 2	+ 6
48	+10	+ 8	- 6	- 4	- 8	0	+ 3	- 7	0	0	0

Продолжение таблицы I

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1949	+ 3	+ 5	- 2	- 6	+10	- 6	+ 2	+ 3	+ 6	- 2	+ 4
1950	+ 5	- 5	- 8	+ 4	+ 4	+ 6	0	- 5	- 4	- 3	+ 2
51	+ 9	+ 5	+10	+10	- 2	- 2	- 7	- 8	- 2	+ 4	+ 6
52	- 4	+ 1	- 2	+ 4	+10	+10	+ 5	+ 5	+ 6	+ 3	+ 6
53	+ 3	0	+ 6	+ 6	- 2	+ 2	- 2	+ 1	0	+ 1	+ 6
54	- 1	+ 6	-10	-10	- 6	+ 6	+ 3	+ 4	+ 4	+ 5	+ 4
55	0	+ 4	+10	+10	0	- 6	- 3	+ 2	+ 8	- 2	- 6
56	+ 2	- 5	- 4	- 4	- 8	+ 4	+ 5	+ 5	- 4	- 8	+ 8
57	+10	+ 9	- 2	- 2	0	+ 2	- 8	- 3	- 4	+ 1	+ 6
58	- 5	- 4	-10	-10	-10	+ 8	+ 4	- 4	0	+ 3	- 6
59	+ 7	+ 5	- 2	- 6	+ 8	- 8	+ 2	+ 2	+ 6	- 4	+ 4
1960	- 2	- 2	- 8	- 8	- 8	+ 4	+ 3	+ 3	0	+ 3	+ 2
61	0	+ 1	+ 4	- 4	+ 6	+ 4	+ 3	+ 2	- 8	- 5	+ 6
62	+ 3	- 1	+10	+10	+ 2	+ 8	+ 1	- 7	+ 4	+ 2	+ 8
63	+ 4	+ 4	+ 4	+10	- 6	- 2	+ 3	+ 2	+ 6	0	0
64	- 8	- 8	- 6	+ 2	+ 6	+ 2	+ 3	- 1	+ 8	- 6	+ 8
65	- 5	+ 1	+ 6	+10	- 8	+10	- 5	- 6	+ 8	+ 1	- 2
66	+ 4	+ 2	-10	- 2	- 2	- 2	+ 6	+ 2	+ 4	+ 2	+ 2
67	+10	+ 5	+ 8	0	+ 4	- 2	- 6	- 3	0	- 3	- 6
68	+ 5	- 1	+ 8	+ 6	- 4	- 6	- 6	- 6	0	+ 6	- 4
69	- 3	- 8	- 4	+ 4	- 2	- 4	+ 5	- 1	- 6	+ 4	+ 4
1970	- 2	+ 2	0	0	+ 2	+ 2	0	+ 9	- 2	- 6	0
71	0	0	- 2	- 6	0	+ 2	+ 1	+ 2	+10	- 3	- 6
72	+ 6	+ 9	- 2	- 8	- 2	- 6	+ 4	- 1	- 4	+ 7	- 6
73	+ 6	- 5	+ 2	+ 6	+ 8	0	+ 3	+ 5	- 4	- 1	- 2
74	- 6	- 4	+10	+10	+ 2	+ 2	+ 6	+ 1	- 8	+ 1	
75	+10	+10	- 2	+ 6	+10	-10	- 6	- 1	- 2	- 4	
76	- 1	- 5	+ 8	+ 4	+10	- 2	+ 1	+ 1	- 6	- 3	
77	+ 6	+ 5	+10	+ 6	- 6	- 2	+ 7	- 4	+ 4	- 6	
78	- 7	- 8	0	0	- 2	0	- 1	+ 3	+ 2	- 8	
79	+ 2	+ 3	- 6	0	+ 2	- 4	0	- 3	- 4	+ 7	
1980	- 4	0	+ 2	- 2	- 4	+ 4					
81	+ 5	+ 5	+ 8	+ 4							
82	- 1	- 3	+10	+10							

Сумма экстремальных сезонов по районам

> 6	19	15	30	23	20	17	10	11	19	8
< -6	17	18	24	23	21	17	17	14	16	11

При вычислении индексов для Алтая и Восточного Казахстана использовались данные станций:

1. Долинское (с 1978 г. — Караганда), 2. Семипалатинск, 3. Кандома, 4. Камень-на-Оби, 5. Барнаул.

Индексы приведены в табл. I также для двух вариантов летнего периода. Коэффициенты корреляции между оценками по станциям составили 0,3–0,6.

Для Западной Европы наиболее значительная обратная связь между осадками и температурой наблюдается с июня по август. Поэтому коэффициенты корреляции вычислялись по средним данным за эти месяцы. На карте изокоррелят выделяются два очага хорошей обратной связи: один над крайним западом, с центром над Францией, второй над Юго-востоком, с центром над Югославией (рис. 2). Индексы экстремальности вычислялись для каждого очага отдельно. Правильность такого решения подтвердилась при проверке корреляционной связи между оценками экстремальности летнего сезона по станциям: внутри каждого из указанных районов коэффициенты корреляции положительны и значимы, а между станциями разных районов отрицательны.

Индексы экстремальности летних сезонов для Западной Европы вычислялись по следующим станциям:

Западная часть	Юго-восточная часть
1. Гринвич	1. Сараево
2. Фалмут	2. Лечче
3. Лион	3. Хасково
4. Париж	4. Бухарест
5. Ганновер	5. София

Значения индексов приведены в табл. I.

При исследовании экстремальности летних сезонов в зернопроизводящих районах США и Канады картировались коэффициенты корреляции между средней месячной температурой и месячными суммами осадков, осредненными по скользящим трехмесячным периодам с марта по август. Использовались данные 50 станций США и 14 станций Канады за период 1891–1980 гг.

Как и следовало ожидать, обратная связь между указанными параметрами постепенно улучшается по мере перехода от весенних месяцев к летним и достигает максимума в июне — августе. В течение всех трехмесячных периодов на территории США и Канады выделяются два очага наибольших коэффициентов корреляции: западный, охватывающий центральную и северо-западную части США, и восточ-

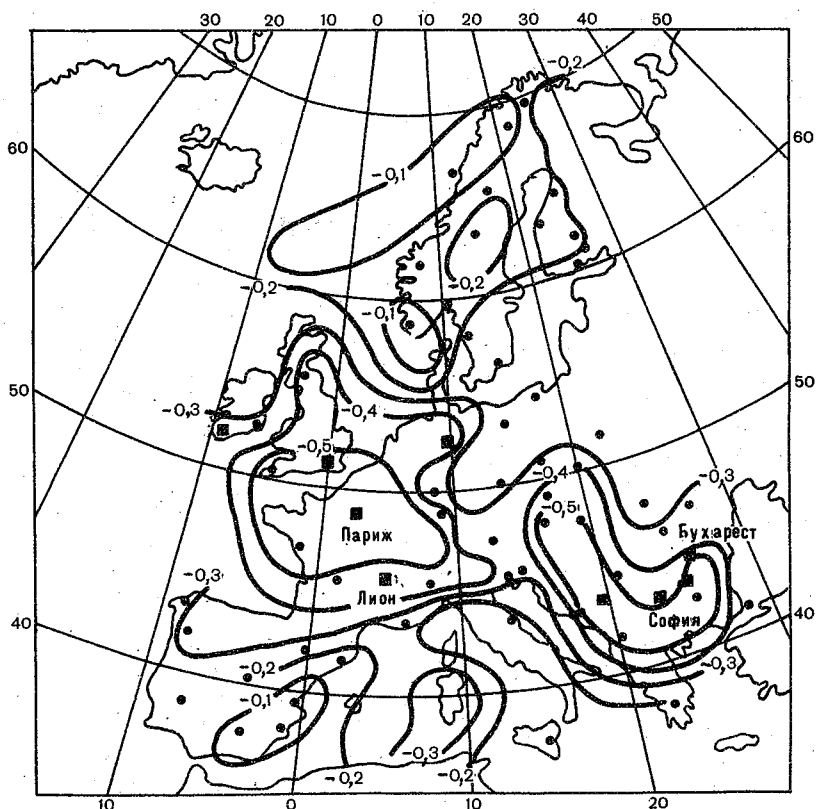


Рис.2. Коэффициенты корреляции между сезонной (VI-VIII) суммой осадков и средней сезонной температурой воздуха. Западная Европа.

ный, охватывающий северо-восток США и юго-восток Канады. Особенно четко они выделяются при осреднении данных за апрель - июнь (рис.3). На карте изокоррелянт за июнь - август восточный очаг ослаблен и представляет собой ложбину западного.

Большое расстояние между очагами, разные физико-географические условия и преобладание разных синоптических процессов являются причиной слабой синхронной связи между очагами. Дальнейшая проверка корреляционной связи между оценками увлажнения по станциям подтвердила этот факт; индексы вычислялись для каждого района отдельно.

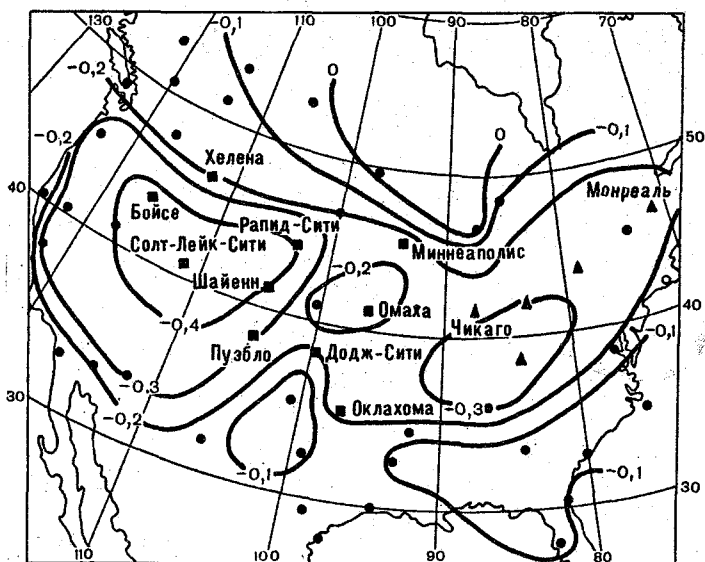


Рис.3. Коэффициенты корреляции между сезонной (IV-VI) суммой осадков и средней сезонной температурой воздуха. США и Канада.

Для расчета индексов использованы данные следующих станций:

Центральная и северо- западная части США		Северо-восток США и юго- восток Канады
1. Миннеаполис	6. Омаха	1. Монреаль
2. Хелена	7. Пуэбло	2. Торонто
3. Рэпид-Сити	8. Оклахома	3. Детройт
4. Бойсе	9. Додж-Сити	4. Чикаго
5. Солт-Лейк-Сити	10. Шайенн	5. Цинциннати

Поскольку корреляционные связи между осадками и температурой существенно изменяются от весны к лету, индексы для западной области рассчитаны отдельно по данным за весну и лето, а для восточной области - по данным весенне-летнего периода (апрель - июль). Значения индексов приведены в табл. I.

При исследовании экстремальных летних сезонов в Индии коэффициенты корреляции между осадками и температурой вычислялись и картировались для летнего сезона (июнь - август) по всему югу и юго-востоку Азии. По всей этой территории они отрицательны, причем над большей частью Индии, Индокитая и Китая их значения

составили 0,4-0,6 и более.

Поскольку осадки в Индии связаны преимущественно с внутри-тропической зоной конвергенции, а она в течение лета постепенно перемещается с юго-юго-востока на северо-северо-запад, погода трех летних месяцев на разных станциях имеет определенные различия. Поэтому проверялась степень однородности летнего сезона и возможность оценки экстремальности всего сезона одним индексом. Вычислялись коэффициенты корреляции между суммами осадков. В большинстве случаев они положительны. Коэффициенты корреляции между осадками июня и августа небольшие - от 0,01 до 0,28, а между значениями температуры по станциям они составляют 0,95 - 0,96. Однородность сухих и влажных сезонов прослеживалась достаточно ясно, и это дало основание для вычисления индексов за весь сезон, т.е. за период муссона, с июня по август.

Для расчета индексов использованы данные следующих станций:

- | | |
|--------------------------|-----------------------|
| 1. Хайдарабад (Пакистан) | 6. Хайдарабад (Индия) |
| 2. Джодхпур | 7. Висакхапатнам |
| 3. Лахор | 8. Мачилипатнам |
| 4. Нью-Дели | 9. Мадрас |
| 5. Илахабад | 10. Бачпур |

Коэффициенты корреляции между балльными оценками экстремальности по станциям положительны, значения их изменяются преимущественно от 0,1 до 0,6. Поэтому индекс отражает степень экстремальности летних сезонов для всей средней части Индии. Значения индексов представлены в табл. I.

Индексы рассчитаны еще для одного тропического района - Мексики. Коэффициенты корреляции между температурой и осадками для северной ее части показаны на рис. 3. Для расчета индексов использованы данные следующих станций: 1. Чиуауа, 2. Монтеррей, 3. Масатлан, 4. Леон, 5. Эль-Насо.

Индексы экстремальности приведены в табл. I. Коэффициенты корреляции между оценками экстремальности по станциям положительны, хотя значения их небольшие - от 0,02 до 0,4.

Чтобы получить представление об объективности оценок, получаемых с помощью индекса, прежде всего проводилось сравнение засушливых лет по индексу с известными каталогами засух разных авторов. Для ВЧС и Западного Казахстана сравнение с каталогами шести авторов дало совпадение в 66 - 82 % случаев, в среднем - в 71 % / 3 /. Найдена также хорошая корреляционная связь между индексом засухливости и урожайностью яровой пшеницы в Поволжье,

в Центрально-Черноземном районе и в Западном Казахстане / 2 /. Для Индии проведено сравнение полученных индексов с опубликованными данными о сильных засухах и ливнях за 1891-1955 гг. / 9 /, а также о данных за отдельные годы за период с 1955 по 1972 г. / 6, 7 /. Если принимать во внимание только знак индекса и факт наличия засухи или ливней хотя бы над частью территории Индии, то совпадение отмечается в 88 % случаев. Значение индекса не всегда отражает размеры территорий, охваченных засухой или ливнями и представленных в / 9 /. Однако самые большие значения индексов соответствуют случаям, когда засухи или ливни охватывают несколько районов.

Непосредственной причиной появления экстремальных летних сезонов являются циркуляционные процессы в атмосфере, и особенности их должны отражаться по крайней мере знаком индекса. Чтобы убедиться в этом, для каждого из рассмотренных районов составлены карты средних групповых аномалий давления, геопотенциала AT_{500} и температуры воздуха сухих и влажных сезонов. В группы включались случаи с абсолютным значением индекса 6 и более.

Сухие и влажные летние сезоны существенно различаются по расположению очагов аномалий указанных элементов над большей частью северного полушария. В то же время хорошо выраженные очаги не только в исходном регионе, но и в других секторах полушария подтверждают достаточно хорошую аналогию между случаями, вошедшими в каждую из выборок. Это означает, что летние экстремальные сезоны являются следствием крупномасштабных циркуляционных процессов, особенности которых прослеживаются почти над всем полушарием, и что индекс экстремальности отражает эти глобальные процессы.

В каждом из рассмотренных районов циркуляционные процессы в засушливые и увлажненные сезоны имеют частные особенности. Но выявлена и общая закономерность их формирования. Для регионов, расположенных в умеренных широтах, а также для Индии и Мексики она заключается в том, что в засушливые сезоны наблюдается кольцевая зона положительных аномалий давления и геопотенциала AT_{500} в умеренных широтах и пониженная интенсивность западной зональной циркуляции на юге умеренных широт. В месяцы с избытком осадков в каком-либо из указанных регионов в умеренных широтах наблюдается отрицательная аномалия давления и геопотенциала AT_{500} , а в южной их части - повышенная интенсивность западной зональной циркуляции. Для засух в регионах, расположенных в субтропиках (США,

юго-восток Европы), характерны зоны положительных аномалий давления и геопотенциала AT_{500} , расположенные также в субтропиках.

На рис. 4 приведен пример расположения аномалий давления в засушливые и переувлажненные летние сезоны над ЕЧС и Западным Казахстаном. В засушливые сезоны (рис. 4 а) выделяется зона положительных аномалий в умеренных широтах. Кроме очага положительных аномалий давления над ЕЧС, отражающего повышенную антициклогенность, выделяются очаги, указывающие на ослабление циклогенеза в основных его районах — у восточного побережья Северной Америки и особенно у Алеутских островов. В субтропической зоне наблюдаются отрицательные аномалии давления. Понижены меридиональный градиент давления между субтропическими и умеренными широтами и западный зональный перенос.

В переувлажненные годы (рис. 4 б) в умеренных широтах видна хорошо выраженная зона отрицательных аномалий давления. В субтропических широтах аномалии положительны. Увеличена интенсивность зональной циркуляции. Понижено давление над ЕЧС, Казахстаном, Сибирью. Над Атлантическим океаном очаг отрицательных аномалий давления расположен южнее Исландии и указывает на то, что в эти сезоны циклоны проходят южнее обычного, не на Исландию, а в средние широты Европы. Несколько повышена интенсивность циклогенеза у восточного побережья Азии и у Алеутских островов.

Зоны положительных аномалий давления и геопотенциала AT_{500} несомненно являются зонами повышенного антициклогенеза. В некоторых случаях, особенно при засухах над Индией, они очень близко совпадают с зонами преимущественного антициклогенеза над северным полушарием, обнаруженными Б.И. Сазоновым / 4 /.

На основе анализа данных об антициклогенезе, сопоставления их с данными о распределении вертикальной составляющей напряженности магнитного поля и с другими данными о космических факторах в / 4 / было сделано заключение о существенном вкладе космических факторов в формирование высотного барического поля и в процессы антициклогенеза. Можно предполагать, что формирование крупных засух в умеренных широтах (особенно над ЕЧС и Западным Казахстаном, над Канадой), а также над Индией и Мексикой связано с повышением давления в зоне преимущественного антициклогенеза и в поясе умеренных широт. Вероятно, определенную роль в этой перестройке играют космические факторы.

В умеренных широтах интенсивность зональной циркуляции является важным фактором, непосредственно влияющим на возможность

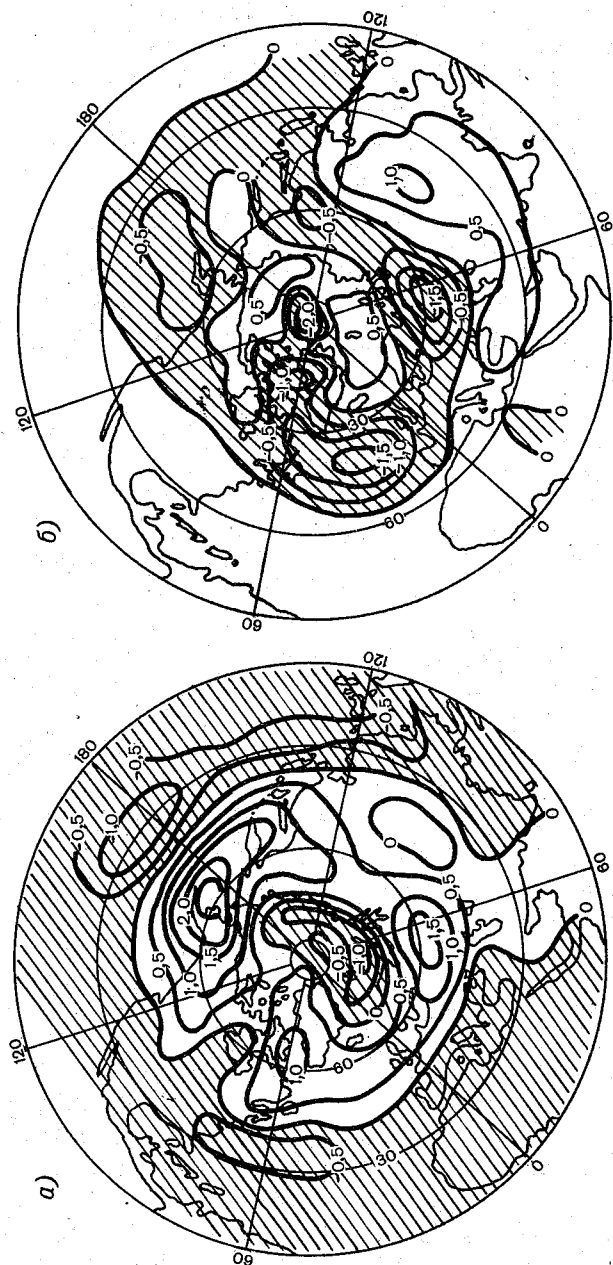


Рис. 4. Аномалии давления в засушливые (а) и переувлажненные (б) летние сезоны на КТО-Вост-токе ЕЧС и в Западном Казахстане.

образования засух. При повышенной зональной циркуляции на континенты больше поступает влажных воздушных масс с океана, чаще образуются активные фронтальные зоны, развивается циклоническая деятельность, чаще выпадают осадки. Сопоставление каталогов засух над СССР с каталогом значений индекса зональной циркуляции Е.Н.Блиновой показывает, что 2/3 засух образуется при пониженной зональной циркуляции.

Однако дело, по-видимому, не только в усилении или ослаблении западного зонального переноса. При процессах антициклогенеза над исследуемым районом и особенно севернее него велика повторяемость северных и северо-восточных ветров, приносящих сухой холодный воздух. В процессе развития антициклонов и прогрева он еще больше иссушается. Это было характерно и для засух 1963, 1975, 1972 гг. / 5 /. Если положительные аномалии и процессы антициклогенеза наблюдаются южнее исследуемого региона, то, наряду с усиленными западными потоками с океана, происходит адвекция теплого и влажного воздуха с юга.

Образование засух в Индии и Мексике, расположенных во внутритропической зоне, в периоды усиления антициклогенеза и ослабления зональной циркуляции в умеренных широтах объясняется тесной взаимосвязью циркуляционных процессов двух зон. Нами исследована связь между интенсивностью индийского муссона и зональной циркуляции в умеренных широтах. Рассчитаны средние групповые значения индекса зональной циркуляции Е.Н.Блиновой в июне - августе для двух семилетних периодов с более сильным и менее сильным индийским муссоном / 7 /. Для всех трех месяцев более сильному муссону соответствуют более высокие значения индекса (табл.2).

Кроме того, рассчитаны средние разности геопотенциала AT_{500} и AT_{200} в ВФЗ над югом умеренных широт в пределах Евразии и Атлантического океана. Разности снимались с карт AT_{500} и AT_{200} в области наибольших градиентов в секторах $60-80^{\circ}$ з.д., 10° з.д. - 10° в.д., $40-60^{\circ}$ в.д., $70-100^{\circ}$ в.д., $110-130^{\circ}$ в.д.; за единицу расстояния принимался отрезок меридиана 20° . В пределах сектора разности геопотенциалов снимались через 10° долготы и осреднялись, затем были вычислены средние значения для всего сектора от 80° з.д. до 130° в.д. (табл.3).

Как видно из табл.3, более сильному индийскому муссону соответствуют более высокие значения разности геопотенциалов, т.е. более интенсивная зональная циркуляция в умеренных широтах, причем над выбранным сектором различия более значительны, чем в

среднем над всем полушарием (табл.2). Именно эта связь является причиной того, что засухи над Индией, образующиеся при слабом развитии муссона, в большинстве случаев совпадают со слабой зональной циркуляцией в умеренных широтах. По этой же причине засухи над БЧС более чем в 70 % случаев совпадают со слабым индийским муссоном / 6 /.

Таблица 2

Средние групповые значения индекса Е.Н.Блиновой в годы с более сильным и менее сильным муссоном

Характеристика муссона	У I	У II	У III	Средний
Более сильный	28,24	28,13	32,0	29,46
Менее сильный	28,12	27,81	31,91	29,28

Таблица 3

Средние групповые разности геопотенциалов AT_{500} и AT_{200} (дам на 20^0 меридиана) при сильном и слабом муссоне

Характеристика муссона	Разность геопотенциалов AT_{500}				Разность геопотенциалов AT_{200}			
	У I	У II	У III	Средняя	У I	У II	У III	Средняя
Более сильный	28,84	26,22	28,48	27,85	50,76	48,46	57,64	52,29
Менее сильный	24,48	24,60	28,42	25,83	48,14	47,66	50,38	48,73

Однако около 1/3 засух над БЧС, в том числе сильных и продолжительных, образуется при повышенной зональной циркуляции. Например, сильная засуха летом 1972 г., охватившая и БЧС и Индию, образовалась при интенсивной зональной циркуляции над югом умеренных широт, особенно в атлантико-американском секторе полушария / 5 /. То же наблюдалось в июле 1975 г. во время сильной засухи над БЧС. В обоих случаях индексы зональной циркуляции Е.Н.Блиновой, а также приведенных выше разностей геопотенциалов AT_{500} и AT_{200} были выше средних групповых. В этих случаях связь муссона с зональной циркуляцией нарушалась, а образование засухи над Индией происходило, как обычно, при слабом муссоне.

Следует заметить, что использование индекса зональной циркуляции Е.Н.Блиновой обнаружило недостаточную его информативность для подобных сравнений. Это слишком глобальный показатель. Он не

отражает интенсивности циркуляции при разных ее формах, не дает информации для разных секторов полушария. Желательно было бы иметь индекс циркуляции, позволяющий объективно определять, с одной стороны, тип циркуляции, а с другой - ее интенсивность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гирская Э. И., Сазонов Б. И., Кропц Е. И. Показатели метеорологических засух. - Труды ГГО, 1979, вып. 403, с. 14-21.
2. Гирская Э. И., Сазонов Б. И., Яковлева Н. И. Макроциркуляционный индекс засушливости и урожайность яровой пшеницы. - Труды ГГО, 1979, вып. 428, с. 129-136.
3. Гирская Э. И., Сазонов Б. И., Ульянова Т. Н. КATALOGИ засух на европейской территории СССР и геомагнитная возмущенность. - Труды ГГО, 1981, вып. 443, с. 24-27.
4. Сазонов Б. И. Высотные барические образования и солнечная активность. - Л.: Гидрометеиздат, 1964. - 131 с.
5. Сердюк В. Н., Котляр И. В. Макросиноптические особенности развития и перемещения антициклонов в периоды засух 1963, 1972 и 1975 годов. - Труды ГГО, 1981, вып. 443, с. 50-59.
6. T a n a k a M. Role of the circulation at the 150 mb level in the winter and summer monsoon in the Asian and Australian regions. - Climatological Notes, 1980, N 26, occasional papers N2, p. 134.
7. T s u c h i y a I. Year-to-year fluctuations of Indian Southwest monsoon rainfall and cross equatorial air flow and low latitude atmospheric circulation during 1962-1972. - Climatological Notes, 1967, N 19, p. 21-23.
8. Y e s h i m u r a M. Chronology of disasters caused by unusual dry or wet weather in monsoon Asia. - Climatological Notes, 21, 1978, p. 49-83.

ЭКСПЕРТНАЯ ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА
ДО КОНЦА XX - НАЧАЛА XXI вв.

Построение сценария изменений климата на несколько десятков лет - одна из сложнейших и актуальных задач современной науки. Эта проблема была всегда важной в теоретическом плане, но за последние десятилетия неизмеримо возросла и практическая ее значимость. Этому способствовали в первую очередь увеличение спроса на сырье и продукты питания в связи с расширением масштабов промышленного производства, ростом городского населения и повышение зависимости сельскохозяйственного производства от климатических условий. Подобная зависимость отмечалась и ранее, но с годами увеличились ее масштабы, так как неизмеримо возрос объем посевных площадей, а повторяемость экстремальных климатических условий, которые приводят к резкому сокращению производства продовольствия и сырья, увеличилась /1/.

Следует отметить, что не только человечество подвержено влиянию колебаний климата, но и климат в свою очередь уязвим и реагирует на деятельность человеческого общества. Из большого числа факторов, влияющих на климат, наиболее пристальное внимание за последние годы уделяется двуокиси углерода, содержание которой в атмосфере в результате сгорания топлива систематически возрастает. Это вызывает озабоченность в научном мире и требует всесторонней и корректной оценки влияния CO_2 на климат.

Очевидно, что при наличии надежного сценария изменений климата станут возможными планирование деятельности человеческого общества по предотвращению отрицательного влияния изменения климата на сельскохозяйственное производство и другие отрасли народного хозяйства, а также оценка влияния CO_2 , фторуглеродистых соединений и других газов на климат.

Эффективность планирования существенно повысится, если будут изучены многосторонние связи человеческой деятельности с климатом, оценено влияние предполагаемых изменений климата на различные отрасли народного хозяйства. От успешности решения этих задач зависит степень снижения негативного влияния неблагоприятных климатических условий на хозяйственную деятельность общества. К сожалению, методы оценки будущих изменений климата до настоящего времени еще не созданы, хотя попытки получения таких

оценок имели место /2-4/. Известны, например, работы, авторы которых на основании установленной ритмичности (цикличности) колебаний различных геофизических факторов оценивают предстоящие изменения климата. Однако надежность этих оценок колеблется в значительных пределах в зависимости в основном от исходных условий и устойчивости ритмов во времени. Вероятно, по этой и ряду других причин официально прогнозы колебаний климата не составляются. Еще дальше от решения практических задач оценки будущих изменений климата находятся работы, основанные на численном моделировании общей циркуляции атмосферы. Несмотря на большие успехи в области моделирования климата, даже с помощью лучших моделей составление прогноза климата невозможно. Современные модели, однако, можно успешно использовать для оценки чувствительности климата к воздействию различных факторов.

Одна из попыток оценки глобальных климатических изменений к 2000 г. была предпринята в США, /5/. В этих целях использовался метод экспертных оценок, который нередко применяется при разработке современных проблем управления общественным производством и особенно при долгосрочном планировании развития науки, техники и экономики. Согласно работе /5/, в частности, предполагается, что, несмотря на большой разброс представлений о возможных температурных трендах, со сравнительно большой вероятностью можно ожидать, что к концу этого столетия в северном полушарии температурный режим будет подобен режиму последних 30 лет.

В 1982 г. в Главной геофизической обсерватории им.А.И.Воейкова (ГГО) была начата разработка сценария климата до 2000 и 2025 гг.

С учетом сложившейся обстановки в области оценки предстоящих изменений климата и невозможности в ближайшем будущем создать надежную схему прогноза изменений климата было признано целесообразным использовать для решения поставленной задачи метод экспертных оценок. Сценарий, полученный с помощью этого метода, является обычно продуктом "мозговой атаки", т.е. эксперты, привлекаемые к этой работе, используют для получения конечного результата, как правило, свой широкий кругозор, эрудицию, индивидуальные способности предвидеть будущее, литературные источники, опубликованные результаты численных экспериментов и т.д. Метод не исключает использования экспертами результатов собственных исследований. Надо полагать, что точность оценок от этого в принципе должна повыситься. По этой причине было признано целесообразным использовать в настоящей работе в неявном виде имеющиеся методы

и сложившиеся подходы к сверхдолгосрочным метеорологическим прогнозам. Для этого в качестве экспертов были привлечены известные специалисты, выполнявшие ранее исследования в области теории климата, долгосрочных и сверхдолгосрочных прогнозов. При подборе экспертов авторы исходили из того, что эксперты должны представлять различные направления и подходы в решении поставленной задачи. В этом случае за счет обобщения результатов многолетнего опыта работы и широты взглядов экспертов открывается возможность сформулировать наиболее вероятные оценки ожидаемых изменений климата к 2000 и 2025 гг. По существу, после получения ответов от экспертов возникла задача, подобная той, которая складывается в ряде прогностических центров при составлении прогнозов на сезон и т.д., а именно из нескольких сценариев, полученных различными методами, составить единый и наиболее вероятный /6/.

Параллельно рассматривался и количественный состав группы экспертов, так как известно, что точность групповой оценки существенно зависит от числа экспертов в группе. Ясно, что уменьшение количества экспертов ведет к снижению точности оценки, поскольку на групповую оценку большое влияние оказывает оценка каждого из экспертов. В то же время при очень большом числе экспертов уменьшается значимость тех суждений, которые хотя и отличаются от мнения большинства, однако не всегда бывают ошибочными. Установить оптимальную численность группы экспертов чрезвычайно трудно.

На рис. I, заимствованном из работы /7/, представлен образец кривой, характеризующей зависимость между количеством экспертов в группе и средней групповой ошибкой. Использование кривой такого типа позволяет выбрать оптимальное число экспертов, необходимое для получения надежного сценария. Однако следует иметь в виду, что каждая кривая не является универсальной и включает в себя специфические особенности конкретной экспертизы. Если предположить, что форма кривой примерно сохраняется в каждой конкретной экспертизе, а меняются только значения групповых ошибок, что, вероятно, можно считать справедливым исходя из общих соображений об изменении ошибок, то надо полагать, что оптимальное количество экспертов лежит примерно в интервале от 10 до 30.

В соответствии с этими положениями был составлен список предполагаемых экспертов, который затем был дополнен по предложениям самих экспертов и сотрудников ряда институтов Госкомгидромета и АН СССР. Согласились принять участие в работе 26 экспер-

тов. Ответы на вопросы, сформулированные в анкетах, поступили от 18 экспертов, которым авторы выражают признательность за проделанную большую и трудоемкую работу.

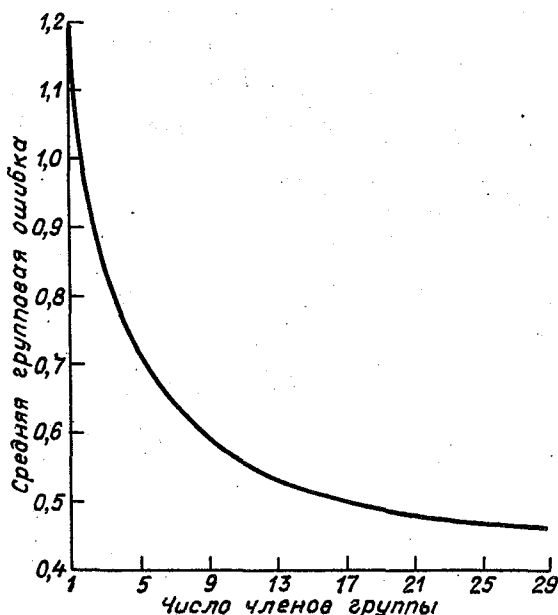


Рис. I. Взаимосвязь групповой ошибки с количеством членов группы.

Существующий опыт экспертных оценок показывает, что члены экспертных групп предпочитают иметь дело в своей работе с набором конкретных вопросов, а в ряде случаев и вариантов возможных ответов. Вопросы в принципе можно разделить на две большие группы: открытые, ответы на которые даются в произвольной форме, и закрытые, варианты возможных ответов на которые содержатся в анкетах. Эксперт должен остановить свой выбор на одном из них.

Например, эксперта просят ответить на вопрос о том, как будет изменяться температура воздуха в ближайшие 10 лет, или оценить вероятность того, что температура воздуха будет ниже нормы, около нормы или выше нормы. Первый вопрос является открытым, второй — закрытым. На наш взгляд, постановка перед экспертной группой закрытых вопросов предпочтительнее, так как в итоге от

экспертов поступает однородный, конкретный материал, легко поддающийся обработке.

При рассмотрении возможного перечня вопросов исходили из того, что перед экспертами целесообразно ставить совокупность вопросов, решение которых необходимо для практических и теоретических целей.

В настоящее время перед наукой довольно остро стоит задача не только разработки сценария изменений климата до 2000 и 2025 гг., но и задача оценки влияния предполагаемых изменений климата на сельское хозяйство и энергетику, строительство и водное хозяйство, здравоохранение и др. Очевидно, что при составлении перечня вопросов необходимо учесть требования различных потребителей, которые будут использовать ожидаемые значения для оценки влияния климата на различные отрасли народного хозяйства. Эти требования должны распространяться на перечень параметров и временную дискретность ожидаемых изменений климатических характеристик по крупным физико-географическим районам. Обобщение требований показало, что интересы потребителей будут в основном учтены, если сценарий климатических изменений будет составлен для двух основных сезонов (зима, лето) по Европейской части СССР, Западной Сибири, Казахстану, Алтайскому краю и Среднеазиатским республикам. Сценарий должен предусматривать по отдельным временным периодам знак отклонения от нормы сезонных температур и осадков, преобладающие формы циркуляции атмосферы и возможность превышения экстремальных значений температуры воздуха, количества осадков и скорости ветра.

В действующем перечне содержится, однако, ряд невыполнимых в настоящее время требований, связанных, в частности, с будущими значениями влажности, продолжительности солнечного сияния, продолжительности вегетационного периода и влажности почвы.

При разработке содержания и формы анкет признано целесообразным, чтобы эксперты давали ответы в количественной форме, выраженной в виде предполагаемой вероятности событий.

Большой интерес представляет реакция экспертов на вопросы, которые касаются роли CO_2 и других факторов в климатических изменениях, а также направленности глобальных температурных трендов. За последние годы получила распространение точка зрения, согласно которой считается, что под влиянием увеличения содержания CO_2 в атмосфере новое столетие ознаменуется резким повышением температуры, которое получит наибольшее проявление в высоких

широтах. По этим причинам представлялось целесообразным предложить экспертам дополнительно две анкеты, в первой анкете необходимо оценить относительный вес (%) факторов, влияющих на изменения климата, а во второй – определить тенденцию изменения климата в 1983–2000 гг. и 2001–2025 гг. для трех широтных зон:

полярные широты (65 – 85° с.ш.);

умеренные широты (45 – 65° с.ш.);

южные широты (южнее 45° с.ш.).

Наконец, было признано целесообразным предложить экспертам для заполнения еще одну анкету, ответы по которой необходимы для повышения объективности конечных результатов. Дело в том, что члены экспертной группы обладают различной мерой компетентности по вопросам, содержащимся в анкетах. Поэтому очевидно, что при обработке материалов экспертизы мнение экспертов желательно принимать во внимание с учетом веса экспертов, или, иначе говоря, меры компетентности по тому или иному вопросу.

Строгое определение веса каждого эксперта представляется невозможным делом, однако максимально приблизиться к наиболее достоверной оценке можно, если меру компетентности каждого эксперта, выраженную в баллах по 4-балльной шкале (5, 4, 3, 2), будут определять все эксперты. Средний вес из полученных оценок и будет отражать, очевидно, наиболее достоверную меру компетентности эксперта по каждому из вопросов.

Для оказания помощи экспертам при заполнении этой анкеты разработаны рекомендации по определению значимости экспертных оценок следующего содержания:

5 – эксперт знает современное состояние проблемы и работает по тематике, близкой или соответствующей содержанию вопросов, сформулированных в анкете. Знает тех, кто работает в этой области, присутствует и иногда выступает с докладами на конференциях и семинарах; имеет опубликованные работы, хорошо известные в стране.

К мнению эксперта относятся с вниманием, хотя некоторые из специалистов могут не соглашаться с точкой зрения рассматриваемого эксперта, однако логические и физические обоснования точки зрения эксперта признаются в научных кругах.

4 – эксперт хорошо знаком с содержанием проблемы и современным уровнем ее развития, но в связи с новым назначением или по другим причинам прекратил исследования в этой области. Равным образом оценивается специалист, который находится в процессе становления и которому необходимо еще поработать, чтобы достиг-

нута мастерства. Рассматриваемый эксперт имеет широкий круг интересов в ущерб глубокой специализации.

3 - эксперт хорошо знаком с основными положениями проблемы, читал большинство дискуссионных статей и имеет сложившееся мнение по спорным вопросам проблемы. Однако для более глубокого понимания проблемы и участия в квалифицированных дискуссиях знаний недостаточно.

2 - эксперт недостаточно знаком с содержанием проблемы, но что-то читал по ее тематике и слышал по радио, телевидению или от специалистов о содержании дискуссий, которые происходили по данной проблеме.

Одновременно с анкетами экспертам были отправлены общие положения экспертизы, в которых были даны следующие рекомендации:

I. Заполните каждый блок матриц в анкетах I-6 Вашими оценками вероятности:

- знака отклонения от нормы сезонной температуры (анкета I);

- знака отклонения от нормы сезонного количества осадков (анкета 2);

- превышения экстремальных значений элементов (анкета 3);

- тенденции изменения температуры воздуха в широтных поясах северного полушария (анкета 4);

- преобладания формы циркуляции атмосферы (анкета 5), а также относительного веса (в процентах) ряда факторов по их влиянию на глобальный климат (анкета 6).

2. Если Вы предполагаете, что имеется существенная вероятность значительных изменений температуры (примерно $1,0^{\circ}\text{C}$ и более), то в соответствующих блоках матриц (анкеты I, 4) укажите уровень ожидаемых изменений с вероятностной оценкой.

3. Обоснуйте Ваши ответы, не ограничивая себя объемом высказываний.

Способы обработки материалов экспертных оценок достаточно разработаны. В частности, в работе С.Д.Бешелева и Ф.Г.Гурвича /7/, посвященной этой проблеме, подробно рассмотрены методы обработки материалов экспертных оценок, применимые к количественным и качественным ответам экспертов.

Однако в отдельных случаях в зависимости от вида и содержания исходного материала могут быть использованы иные способы обработки.

В данной работе, принимая во внимание содержание вопросов, сформулированных в анкетах I-6, представлялось естественным получить конечные результаты в виде средних вероятностей событий ($\bar{P}_c$) по каждому из вопросов анкет

$$\bar{P}_c = \frac{\sum_{i=1}^N P_i}{N},$$

где P_i - вероятность события, установленная i -м экспертом; N - количество экспертов.

Для повышения строгости обработки материалов целесообразно мнения экспертов принимать во внимание с учетом их веса (α_i). Тогда

$$\bar{P}_c = \frac{\sum_{i=1}^N \alpha_i P_i}{\sum \alpha_i}.$$

При формулировании анкет I-2, 4-6 экспертам ставилось условие, чтобы суммарная вероятность событий была равна единице. Очевидно, что это условие сохраняет силу и при окончательной обработке материалов.

Действительно,

$$\frac{\sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^k \alpha_i P_{ij}}{\sum \alpha_i} = 1, \quad \text{если} \quad \sum_{j=1}^k P_{ij} = 1, \quad \forall i.$$

С учетом этих положений и проводилась обработка материалов, полученных от экспертов.

Рассмотрим основные черты полученного сценария.

Из анализа анкеты I следует, что температурный режим до 2000 г. почти во всех районах не претерпит серьезных изменений. Максимальные вероятности, изменяющиеся от 0,36 до 0,54 зимой и от 0,36 до 0,47 летом, соответствуют температурам около нормы.

Распределение вероятностей аномалий температур в следующем столетии в принципе согласуется с весьма распространенным мнением о повышении температуры как летом, так и зимой. В большинстве районов ожидается преобладание положительной аномалии температуры с вероятностями 0,37-0,47. Что касается причинной стороны этого потепления, то надо полагать, оно будет вызвано естественными причинами и не связано, как это следует из анкеты 6, с увеличением концентрации CO_2 в атмосфере.

Особенности распределения ожидаемых аномалий температуры были рассмотрены только с привлечением данных о наибольших вероятностях.

✓ Содержание анкеты I и ряда других анкет можно трактовать шире – рассматривать приведенные в них вероятности как повторяемость соответствующих событий. Такой подход лучше соответствует и непосредственной природе явлений. Действительно, едва ли возможно, например, чтобы аномалия температуры в каких-то районах с 1991 до 2000 г. была все время выше нормы. Вероятно, за этот отрезок времени будет какой-то процент аномалий как выше, так и ниже нормы, а также около нормы. Из этого положения можно исходить при истолковании сравнительно небольших вероятностей, приведенных в анкетах, и использовании материалов сценария для оценки влияния предполагаемых изменений климата на отдельные отрасли народного хозяйства.

Эксперты считают, что по сравнению с температурой воздуха аномалии осадков будут иметь более сложное распределение во времени и в пространстве.

Экстремальные значения температуры воздуха (минимальная, максимальная), скорости ветра и количества осадков, установленные по материалам наблюдений, выполненных на станциях до настоящего времени, как это следует из анкеты 3, в основном должны сохраниться. Вероятность превышения известных экстремальных значений метеорологических элементов, как правило, меньше 0,5.

Далее, несколько нарушая последовательность рассмотрения анкет, остановимся на результатах, представленных в анкете 5, которые, как и результаты, приведенные в предыдущих анкетах, имеют практический интерес. В отличие от этих таблиц, материалы анкет 4 и 6 имеют в основном научный интерес.

В настоящее время, как известно, господствующей формой циркуляции является восточная. Согласно анкете 5, вероятность преобладания этой формы со временем будет снижаться. Наконец, в следующем столетии ожидается с равной вероятностью преобладание форм W и E.

✓ Анкета 4, на наш взгляд, интересна с двух точек зрения: во-первых, она информирует о тенденции изменения температуры в северном полушарии и, во-вторых, позволяет определить широтные пояса, в которых начнется потепление в следующем столетии. Эта анкета иллюстрирует известный из работы /8/ факт о региональных различиях в величине и знаке изменения температуры на земном шаре. В высоких и низких широтах температура воздуха до 2000 г. останется без изменения, а в умеренных широтах ожидается ее понижение. Следующее столетие будет связано с потеплением в высо-

7

ких и низких широтах и в меньшей степени - в умеренных широтах.

В анкете 6 представлен относительный вес факторов, влияющих на изменения климата. Согласно этой анкете, максимальные веса имеют общая циркуляция атмосферы, затем изменение солнечной постоянной и спектрального состава солнечного излучения, другие космофизические факторы. При формулировании этой анкеты и анализе представленных в ней материалов предполагалось, что между общей циркуляцией атмосферы и другими факторами существуют прямые и обратные связи, что выделить вклад каждого фактора в изменения климата чрезвычайно сложно, если не использовать приближенные оценки, которые можно получить с помощью модельных расчетов. Согласно материалам, представленным в анкете 6, относительный вклад углекислого газа и других газовых примесей в изменения климата, вызванные суммарным воздействием других климатообразующих факторов, незначителен. Эксперты указывают на возрастание относительного веса CO_2 со временем. Вклад углекислого газа возрастет с 3,5 % в 1983-2000 гг. до 5,6 % - в 2001-2025 гг., а фторуглеродистых соединений и других газов - соответственно с 3,8 до 4,9 %. Тем самым известные специалисты в области изменений климата, долгосрочных и сверхдолгосрочных прогнозов выразили отрицательное отношение к широко рекламируемой идее о главенствующей роли углекислого газа в изменениях климата в следующем столетии.

Если обобщить результаты работы, то кратко содержание сценария можно представить в следующем виде. Существенных изменений в климате до 2000 г. не предполагается. В этот период можно ожидать, что климат в среднем будет похож на климат истекших 30-40 лет.

В следующем столетии, а точнее, до 2025 г. предполагается за счет естественных колебаний климата повышение температуры в летний и зимний сезоны, а также уменьшение количества летних осадков на юге ЕЧС, юге Западной Сибири, Казахстане, Поволжье и Алтайском крае.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенков Е. П. Климат и деятельность человека. - М.: Наука, 1982. - 132 с.
2. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР. - Л.: Гидрометеиздат, 1970. - 158 с.

3. Рубашев Б. М. Проблемы солнечной активности. - М.-Л.: Наука, 1964. - 408 с.
4. Эйгенсон М. С. Солнце, погода и климат. - Л.: Гидрометеиздат, 1963. - 200 с.
5. Climate change to the year 2000. - Fort Lesley J. Mc Nair, Washington, D. C. 20319, 1978. - 109 p.
6. Борисенков Е. П. Принципы и статистические методы оптимизации (комплексирования) прогнозов. - Метеорология и гидрология, 1982, № 9, с.5-14.
7. Бешелев С. Д., Гурвич Ф. Г. Математико-статистические методы экспертных оценок. - М.: Статистика, 1980. - 264 с.
8. Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Г. Современное изменение климата. - Л.: Гидрометеиздат, 1966. - 268 с.

Е.П.Борисенков, В.М.Пасецкий, Л.М.Шереметова

ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ПРИРОДНЫЕ ЯВЛЕНИЯ В XVIII в. И В ПЕРВОЙ ПОЛОВИНЕ XIX в.

Анализ исторических материалов /1-3/ показал, что в 18-м столетии Россия пережила 68 голодных лет. Из них более половины было вызвано засухами, которые носили особенно интенсивный характер в 1722, 1726, 1732, 1733, 1747-1750, 1759, 1766, 1767, 1793-1794 гг. Общее число засух за столетие составило 36, большинство из которых носило региональный характер. В 10 случаях засухи сопровождались нашествием вредителей (главным образом саранчи). Так, в 1747-1748 гг. из-за "безмерной суши" был огромный недород хлеба и трав, что привело к голоду и падежу скота.

В XVIII в. отмечено 16 дождливых сезонов в России. Переувлажнение было причиной больших недородов в 1716, 1721, 1758, 1786 гг. На эти годы приходятся самые сильные голода, которые охватывали большинство губерний Европейской России.

Резко возросло число необычайно холодных зим: оно достигло 35 за столетие, при этом 8 из них носили общеевропейский харак-

тер. Особенно жестокие холода наблюдались в 1709, 1729, 1740, 1760, 1762, 1786-1789, 1799, 1800 гг. В ряде губерний и европейских стран вымерзли посевы озимых, что привело к голоду как в России, так и в Западной Европе.

Так, по словам академика Крафта, в 1709 г. от "чрезмерно жестокой зимы многие тысячи людей, зверей и деревьев погибли", а около Венеции замерзло Адриатическое море. Подобные холода имели место и в 1840 г., когда погибло много скота, деревьев, посевов.

К столь же тяжелым последствиям приводили мягкие зимы (22 за столетие), когда вымокали или выпревали под снегом озимые.

Отмечено 10 случаев возврата холодов в начале лета и 7 случаев раннего наступления холодов (заморозки в конце лета - начале осени), выпадение снега, когда еще не убран урожай. Следует подчеркнуть, что все несвоевременные холода в конце лета - начале осени приходится на первую половину XVIII в. Возвраты холодов приносили значительные ущербы. Так, 20 мая 1704 г. "был великий мороз", который "побил рожь в заокских городах до Брянска и в районе Москвы". Как следствие этого бедствия и "голод бысть по деревням великий", 23 августа 1718 г. на Украине отмечен "холод великий", которым побил яровые посевы. Бедствие усугубилось тем, что ранние морозы повторились несколько раз. Летом 1734 г. морозом побил рожь и гречиху, что было причиной тяжелого голода. Везде жители ели дубовые желуди, лебеду, мякину, к которым примешивали малое количество муки. От такой пищи "крестьяне пришли в бессилие и впали в болезни".

На реках европейской части России за XVIII в. отмечено более 40 необычайно высоких половодий.

Часто отмечались "великие бури", иногда сопровождавшиеся градобитиями. Так, в 1788 г. было отмечено две полосы града. Первая длиной 800 и шириной 17 верст, вторая длиной 840 и шириной 8 верст. От градобития пострадало 19 000 кв.верст посевов.

На протяжении XVIII в. в России и сопредельных странах отмечено 50 эпидемий и эпизоотий.

В табл. I включены сведения о великих пожарах, небывалых грозах, холодных поздних веснах, великих бурях и ураганах.

Особо опасные группировки экстремальных природных явлений имели место в 1721-1724, 1732-1736, 1747-1750, 1757-1759, 1766-1767, 1780-1781 гг. и особенно в 1785-1789 гг. Именно на эти годы приходится самые тяжелые голодовки в России.

Продолжение таблицы I

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
I718						I718				I718	I718	I718	I718	I718
I719										I719			I719	I719
								I720					I720	
				I720										
				I721	I721					I721	I721			I721
I722	I722							I722						I722
										I723				I723
								I724				I724		I724
								I725						
							I726		I726					I726
I726									I727					I727
								I728		I728			I728	
							I729							I729
						I730		I730		I730				I730
						I731								I731
I732											I732			I732
I733										I733		I733	I733	I733
I734	I734					I734		I734					I734	I734
I735	I735	I735		I735		I735					I735		I735	I735
I736	I736			I736						I736				I736
I737								I737						
								I738					I738	
							I739		I739	I739	I739		I739	

Продолжение таблицы 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
				I749			I740		I740					I740
				I741	I741									I741
			I742				I742					I742		I742
I743		I746					I743						I743	I743
				I744		I744				I744				I744
I745	I745						I745							I745
				I746	I746			I746					I746	
I747		I747		I747				I747					I747	I747
I748		I748					I748						I748	I748
I749							I749						I749	I749
I750													I750	I750
							I751							
								I753	I753				I753	
I754								I754					I754	I754
					I755		I755		I755				I755	
I756								I756	I756					I756
I757	I757													I757
							I758		I758					I758
I759				I758				I759						I759
							I760			I760				I760
				I761			I761			I761				I761
I762							I762							I762

Продолжение таблицы I

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
				I786		I786	I786		I786	I786			I786	I786
						I787	I787		I787	I787			I787	I787
			I788			I788	I788		I788	I788		I788	I788	I788
						I789	I789		I789	I789			I789	I789
				I790			I790							
I791							I791							
									I792				I792	I792
I793													I793	I793
I794												I794	I794	I794
I795				I795			I795			I795	I795	I795	I795	I795
I796								I796		I796		I796	I796	I796
I797										I797		I797		I797
I798							I798						I798	
I799							I799		I799			I799	I799	I799
I800							I800		I800	I800		I800		I800

Таблица 2

Экстремальные природные явления на территории Европейской России
в первой половине XIX в.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Засу- хи		Наме- стие вред- ные градо- лите- лей	Небыва- лые град и градо- бития	Дож- дли- вое лето	Дож- дли- вай осень	Моро- зы в конце лета	Холод- ные зимы	Мяг- кие зимы	Холод- ные позд- ние весны	Необы- чайные погод- ные явления	Возвра- т холо- дных ветров в нача- ле лета	Вели- кие под- нятия и ура- ганы	Силь- ные сухо- ты и ура- ганы	Смер- чи и наво- ды и ли- вые годы	Неуро- жай и голод- ные годы
1802		1802					1800- 1801								1801
1803								1802							1802
				1804			1803								1803
							1804- 1805								1804
				1805	1805			1805		1805					1805
1808															1807
1809															1809
1811															
							1818								1813
							1813								
									1814						
													1816		

Продолжение таблиц 2

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1818			1818			1820								1817 1818
1821			1821											1820
1822	1822	1822	1822											1821 1822
1823	1823													1823
1824					1824								1824	1824
1827	1827		1827									1827- 1828		1827
		1828				1828								1830
			1831											
			1832											
1834					1832			1833						1833
1835					1833			1834						1834
					1834					1835				1835
					1835					1836				1836
					1836									
					1837									
						1838		1838						
1839	1839	1839				1839								1839

Продолжение таблицы 2

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1840	1840					1840		1840						1840
1841	1841				1841	1841								1841
1842										1842	1843			1842
		1843			1846					1843	1843			1843
		1844	1844		1844						1844		1844	1844
		1845				1845		1845			1843			1845
1846	1846			1846	1846								1846	1846
	1847	1847				1847- 1848		1847		1847				
1848	1848	1848		1848						1848				1848
		1849			1849	1849- 1850					1849			1849
1850	1850	1850	1850								1850	1850		1850

Анализ природоведческих записей русских исторических источников свидетельствует об исключительной частоте проявления климатических экстремумов, рельефно характеризующих особенности межсезонной изменчивости климата в последние десятилетия так называемого малого ледникового периода.

Климатические условия в европейской части России в первой четверти XIX в. не отличались значительными колебаниями, хотя экстремальные метеорологические явления в отдельных регионах наблюдались довольно часто. Их интенсивность возросла во второй четверти, что привело к увеличению недородов по всей России. За первые 50 лет XIX в. Россия пережила 31 голодный год. Из них 18 лет были связаны с засухами, больше половины которых сопровождалось нашествием вредителей. Большинство засух носило региональный характер, но засухи в 1821, 1833, 1834, 1839, 1841, 1842 и 1846 гг. охватывали значительную площадь, поэтому последствия их были тяжелыми. Наиболее жестокими считаются засухи в 1833 и 1834 гг.

В 1833 г. в южных губерниях наблюдалась очень холодная весна, а затем наступила засуха, вследствие чего громадное пространство южнее 52° с.ш. было поражено неурожаем. Цены на хлеб возросли, многие заменяли хлеб дубовыми желудями и древесной корой, пытались даже смешивать муку с глиной. Неурожай 1833 г. обошелся государству в 100 млн. руб. ассигнациями /4/.

Одним из самых жарких и сухих считают 1834 г. Засухе почти повсеместно предшествовала холодная весна, сопровождавшаяся поздними морозами. Всходы были повреждены до такой степени, что озимые поля пришлось перепахать и засеять яровым хлебом. В эти годы цены на хлеб возросли в 6-12 раз.

В 1846 г. почти вся Европа и Европейская Россия страдали от сильной жары и засухи, в то же время в Закавказье август был необыкновенно дождливым и холодным. Все было побито градом и разметано ураганами, в горах выпал ранний снег.

В этот же период отмечено 13 суровых зим, в их числе особо жестокими были зимы 1839-40, 1847-48, 1849-50 гг., нанешие большой ущерб посевам и садам. Так, в декабре 1839 г. в результате сильных морозов вымерзли плодовые деревья в садах под Москвой и в Тамбовской губернии. На Дону от жестоких холодов и бескормицы в эту зиму погибло до 93 тыс. голов разного скота, а в Астраханской губернии погибло более трети всего поголовья /5, 6/.

В декабре 1847 г. и в первых числах января 1848 г. в южной

России наблюдались сильные восточные ветры; мороз достигал -24°C . В Таврической губернии более 36 дней отмечались сильные метели. Снега было не очень много, но местами намело сугробы невиданной высоты. Между тем степи были голы: буря смела с них не только снег, но и землю.

Чрезвычайная стужа в декабре 1849 г. и в январе 1850 г. отмечалась почти на всей территории Европейской России. Особенно тяжелыми оказались последствия в южных районах. В Херсонской и Екатеринославской губерниях в течение зимы очень пострадали от сильных холодов озимые хлеба, особенно пшеница. В конце марта, в конце апреля и начале мая там продолжали свирепствовать восточные ветры, которые выдували семена и очень скоро иссушили землю, так что пострадали и яровые хлеба.

Необычайно дождливым и холодным было лето в 1844 и 1850 гг. Хлебам вредили частые проливные дожди, сено сгнило, неурожай был почти повсеместный. Во многих местах разрушительные бури сопровождались выпадением града.

В первой половине XIX в. наблюдалось 17 лет с сильными грозами и градобитиями. Небывальными по площади были градобития в 1843 г., с мая по август отмечено 326 градобитий в 250 уездах разных губерний России. А 27 мая выпадение града наблюдалось на территории от Черного моря до Балтийского и от Днестра и Немана до Волги. Град охватил сразу 17 губерний. Бедствия, причиненные этой градоносной бурей, были весьма значительны. Например, в Петербургской губернии побито 80 четвертей озимого хлеба, в Псковской - 74 десятины озимого хлеба и повреждено много строений, в Тверской - 672 четверти озимого хлеба, в Московской - 330 десятин ржи, "перебито и переранено" более 70 голов скота, в Черниговской повреждено 3760 десятин хлеба на 24 тыс. руб. серебра и т.д. / 5 /.

В 1845 г. градобития отмечались в 34 губерниях с мая по август, что привело к гибели всех посевов на площади 118, 222 десятины / 7 /.

В конце исследованного периода как летом, так и зимой, наблюдалось несколько сильнейших бурь. В 1849 г. 6 июня разыгралась сильная буря на площади, занимаемой 11 губерниями. В некоторых уездах буря достигала силы урагана, бедствия, причиненные ею, усилились сильными градобитиями, местами сопровождавшимися ею. В декабре 1850 г. в Калужской, Тульской, Курской и Орловской губерниях в течение трех дней свирепствовала сильнейшая буря.

Таким образом, из анализа табл.2 видно, что экстремальные метеорологические явления почти постоянно наблюдались в отдельных губерниях России и были причинами неурожаев.

Особенно тяжелые последствия вызывались экстремальными метеорологическими явлениями, которые отмечались подряд в течение нескольких лет, как, например, с 1841 по 1846 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вахтре С. Х. О влиянии климатических условий на урожай в Эстонии в XVIII-XIX вв. - Ежегодник аграрной истории Восточной Европы. - Л., 1972, с.203-208.
2. Сборник статистических сведений о России. Т.Ш. Под ред. В.П.Безобразова. - СПб, 1858.
3. Словцов. Историческое и статистическое обозрение неурожаев в России. - В кн.: Сб.статистических сведений о России. СПб, 1858, т.Ш, с.465-502.
4. Божерянов И. Н. Граф Егор Францевич Канкрин. Его жизнь, литературные труды и двадцатилетняя деятельность управления министерством финансов. - СПб, 1897, с.65.
5. Веселовский К. С. О климате России. - СПб, 1857, с.125, 267, 360.
6. Романович-Славатинский Л. В. Год в России. - Киев, 1892, с.32.
7. Сборник материалов и статей по истории Прибалтийского края. Т.3. Рига, 1880, с.472, 476.

Е.В.Воробьева, Л.П.Приемова

ВРЕМЕННЫЕ И ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОВТОРЯЕМОСТИ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ТЕМПЕРАТУР СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЫ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 90 ЛЕТ И ВОЗМОЖНЫЕ ИХ ПРИЧИНЫ

Проблема изменений климата по-прежнему привлекает большое внимание ученых разных стран. Особенно возрос интерес в последнее время к экстремальным метеорологическим явлениям (засухам, холодным зимам и др.), что связано не только с тем, что они существенным образом отражаются на различных сторонах хозяйствен-

ной деятельности человека, вызывая порою тяжелые последствия на протяжении ряда лет, но и, по-видимому, и с тем, что в последние десятилетия, как показало настоящее исследование, резко возросла их повторяемость в северном полушарии.

Несмотря на весьма обширную литературу, посвященную изучению крупных метеорологических аномалий, до сих пор недостаточно освещены такие климатические аспекты данной проблемы, как распределение частоты их появления в пространстве и во времени, которые, кроме самостоятельного значения, представляют большой интерес с точки зрения оценки изменений климата и раскрытия структуры этих изменений.

Еще в большей мере эти вопросы касаются экстремумов, проявляющихся в свободной атмосфере, для которой такие сведения практически отсутствуют, поскольку имеющиеся ряды аэрологических наблюдений недостаточны для их получения. Известно, что даже наиболее фундаментальные исследования свободной атмосферы базируются на 15-20-летних рядах /12, 13/.

Для свободной атмосферы исследования экстремальных явлений в климатическом аспекте в настоящее время возможны лишь с привлечением каких-либо косвенных или расчетных данных. Такая попытка предпринята в настоящей работе. Рассматриваются пространственные и временные изменения повторяемости экстремальных значений температуры свободной атмосферы, в качестве которой использованы расчетные данные температуры на среднем энергетическом уровне (T_c), имеющиеся за 1891-1982 гг. /3/.

Согласно работам /1, 2/, температура на среднем энергетическом уровне (СЭУ), соответствующем примерно уровню 410-420 гПа, характеризует среднюю температуру всего столба атмосферы единичного сечения. Рассчитывается она по формуле

$$T_c = \frac{P_0}{\rho_c R} \left(\frac{T_c}{T_0} \right)^{\frac{T_c}{T_0 - T_c}}.$$

Здесь T_0 , P_0 - соответственно температура и давление у поверхности земли, R - газовая постоянная, ρ_c - плотность на СЭУ, которая соотносится с T_0 выражением

$$\rho_c = a(b - T_0),$$

где a и b являются эмпирическими константами. Зависимость между T_c и T_0 нелинейная, и для предположения, что ход T_c может отражать ход T_0 , не имеется оснований.

Ранее проведенные исследования показали достаточную инфор-

мативность T_c применительно к различным задачам /5 - 8 и др./ . Это послужило основанием также для вывода о целесообразности использования ее при определенных пороговых значениях в качестве характеристики экстремальных явлений (засух, экстремально холодных или теплых зим). С этой точки зрения T_c обладает определенным преимуществом по сравнению с рядом других показателей, заключающимся в ее комплексности, поскольку она является функцией температуры и давления у поверхности земли и плотности на среднем энергетическом уровне. Кроме того, осредненные значения T_c за засушливые летние месяцы, а также экстремально холодные зимние месяцы, согласно каталогам /9, 10/, оказались превышающими или равными 2.5 , что еще раз подтвердило возможность и целесообразность использования температуры на среднем энергетическом уровне для изучения структуры изменения климата свободной атмосферы.

В настоящем исследовании принимались во внимание только крупные аномалии T_c , т.е. значительные по величине и по площади. Для их выделения предварительно был выполнен цикл работ по получению критериев и каталогов экстремумов T_c . Для летних (июнь-август) и зимних (декабрь-февраль) месяцев 1891-1982 гг. по 288 точкам северного полушария ($\varphi = 30...80^\circ$) было рассчитано отношение $\frac{\Delta T_c}{\sigma}$ и построены карты его распределения, послужившие основой для определения в каждом из 10 выделенных на полушарии районов (рис.1) /10/ максимального значения $\frac{\Delta T_c}{\sigma}$ и площади, занимаемой соответствующим знаком аномалии (отношения). Последующая обработка сводилась к ранжированию полученных рядов, разделению их на 5 классов (групп), из которых два крайних (1 и 5) включают по 12,5 % ранжированного ряда лет, остальные (2, 3, 4) - по 25 %. Были определены пороговые значения $\frac{\Delta T_c}{\sigma}$, отличающие один класс (группу) от другого: 1 - экстремально холодно (ε_1), 2 - умеренно холодно (ε_2), 3 - около нормы (ε_3), 4 - умеренно тепло (ε_4), 5 - экстремально тепло (ε_5). Далее каждый год в зависимости от значений $\frac{\Delta T_c}{\sigma}$ был отнесен к одному из пяти классов.

В результате проведенной классификации для каждого района и месяца получены непрерывные ряды данных, характеризующих степень экстремальности температуры в свободной атмосфере, и каталоги экстремумов, к которым отнесены классы 1 и 5. Последние, по существу, представляют собой крайние градации, выходящие за пределы 75 % симметричного распределения частот $\frac{\Delta T_c}{\sigma}$. Такой под-

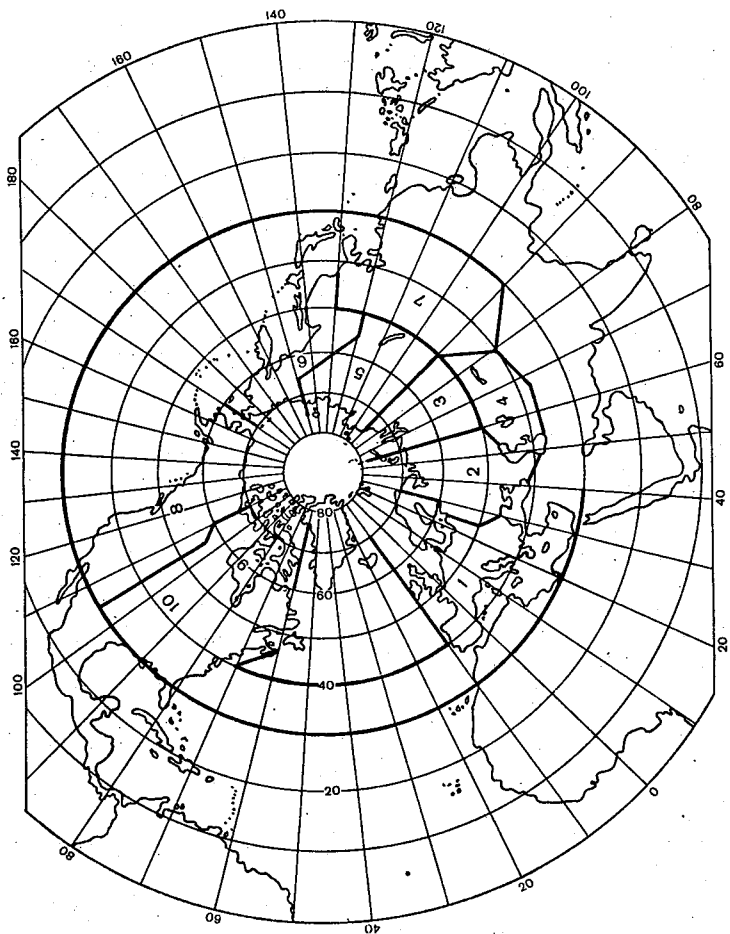


Рис. I. Карта районов.

ход к выделению экстремумов имеет определенные преимущества по сравнению с заданной одной величиной, поскольку позволяет учесть пространственную и сезонную изменчивость. Граничные значения для классов I и 5, как правило, составляют $\Delta T_c \geq 2,6$, но они несколько колеблются в зависимости от сезона и района, например, в январе они изменяются от 1,846 до 2,46.

Анализу были подвергнуты экстремумы классов I и 5 (Ξ_I и Ξ_5). Для прослеживания изменений частоты их появления во времени и пространстве определялась их повторяемость по скользящим 10-летиям для каждого месяца и района отдельно, а также суммарная повторяемость. Это позволило выявить ряд закономерностей временного и пространственного распределения экстремумов, получить представление о структуре ранее выявленных тенденций изменений климата.

Рассмотрим временные особенности распределения числа экстремумов Ξ_I и Ξ_5 . Из рис.2 следует, что для полушария в целом одной из главных ярко выраженных особенностей является значительное увеличение общего числа экстремумов от конца прошлого столетия к настоящему времени (кривая I). Эта особенность проявляется как зимой, так и летом, но наиболее резко в зимние месяцы, поэтому далее анализ приводится по данным января.

Из рис.2 видно, что известный общий тренд в изменении климата, установленный по приземным данным температуры, не был монотонным, а сопровождался резкими, все увеличивающимися во времени флуктуациями температуры свободной атмосферы, достигающими экстремальных значений.

Далее за исследуемые 90 лет на фоне общего увеличения числа экстремумов выделяются периоды их небольшой повторяемости. Это характерно для начала текущего столетия, середины 20-х годов, 55-60-х годов. В 10-летие 1920-1929 началось резкое увеличение числа экстремумов, которое в 10-летия 1929-1938, 1930-1939, 1931-1940 достигло небывалого уровня, в несколько раз превышавшего начальный. После максимума в 40-е годы начался период спада числа экстремумов, который продолжался до 1955-1960 гг. В эти годы повторяемость экстремумов была невелика. В последующие годы этот период вновь сменился периодом резкого увеличения числа экстремумов, которое в настоящее время достигло уровня, не наблюдавшегося ранее за весь 90-летний период. Временной ход числа отрицательных и положительных экстремумов (кривые 2, 3) раскрывает структуру изменений общего их числа.

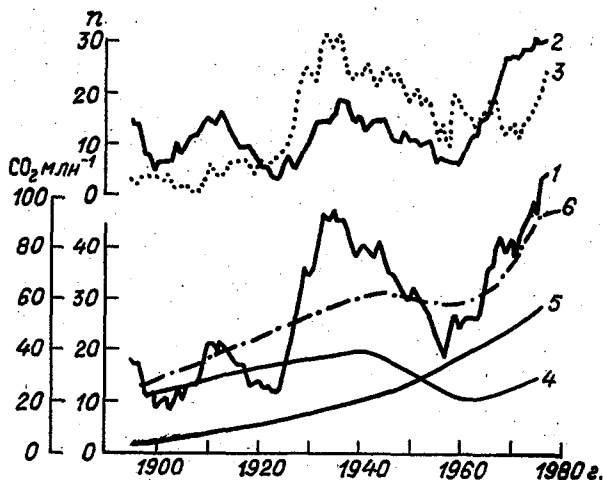


Рис.2. Число экстремумов n на полушарии по скользящим 10-летиям (данные отнесены к середине соответствующего 10-летия). Количество экстремумов: 1 - общее (Σ_1 и Σ_5), 2 - отрицательного знака, 3 - положительного знака. Поступление углерода в атмосферу (по данным /4, I4/): 4 - за счет биосферных источников антропогенного происхождения, не связанных с ископаемым топливом, 5 - за счет сжигания топлива, 6 - общее количество поступившего углерода.

Другой особенностью распределения является то, что в периоды наибольшей повторяемости общего числа экстремумов велико число экстремумов как положительного, так и отрицательного знака. Резкое потепление, начавшееся в 20-е годы и достигшее максимума в 30-40-е годы, сопровождалось увеличением числа не только положительных, но и отрицательных экстремумов, хотя число последних было заметно меньше. В десятилетия 1972-1981 и 1973-1982 гг. был очень высокий уровень повторяемости экстремумов.

Но следует заметить, что интенсивный рост числа экстремумов, начавшийся после 1960 г., происходил, как видно из сопоставления кривых 2 и 3, за счет экстремумов отрицательного знака (Σ_1), число которых до 1980 г. увеличилось более чем в 4 раза. Это является подтверждением существующего мнения о похолодании

климата. Однако уже в 10-летие 1967-1976 гг. на фоне очень высокого уровня числа отрицательных экстремумов Ξ_I началось увеличение числа экстремумов противоположного знака (Ξ_5), уровень которого к настоящему времени почти достиг уровня экстремумов Ξ_I , а в последние 4 года даже несколько превысил его. Например, в 1979 г. в 8 из 10 континентальных районов наблюдались экстремумы, в том числе в четырех - Ξ_I и в четырех - Ξ_5 ; в 1980 г. значительные экстремумы наблюдались в трех районах, в том числе в двух районах отмечались экстремумы положительного знака. Рекордным оказался 1981 г.: в 9 из 10 районов наблюдались экстремумы, в том числе в 7 районах положительного знака; в 1981 г. в 5 из 7 районов отмечались экстремумы положительного знака. Однако явного преобладания экстремумов какого-либо одного класса пока нет, а имеется лишь очень высокий уровень повторяемости экстремумов и Ξ_I и Ξ_5 .

Таким образом, исходя из выявленных особенностей изменений во времени общего числа экстремумов, а также отдельно класса I и класса 5, можно сделать вывод о том, что для атмосферы свойственны, по-видимому, различные в энергетическом отношении состояния (спокойные и беспокойные), проявляющиеся в различной изменчивости термического режима (повторяемости его экстремальных значений). В первом случае температура атмосферы на протяжении достаточно длительного периода находится около какого-то уровня, но колебания ее невелики. В периоды беспокойного состояния температурный режим атмосферы характеризуется очень частыми и резкими колебаниями, достигающими экстремальных значений. В это время высока повторяемость экстремумов обоего знака.

В настоящее время, как и в 30-40-е годы, но только на более высоком уровне, мы переживаем именно такой период. Возможно, этим и объясняется отсутствие единого мнения не только о том, как будет изменяться климат в будущем, но и как он изменяется в настоящем.

Возвращаясь к рис.2, можно заметить, что в ходе кривой 2 (повторяемость экстремумов Ξ_I) выделяется четыре максимума, причем каждый последующий максимум превышает предыдущий. Наибольший из них, как уже упоминалось, относится к настоящему времени.

Возникает очень важный вопрос, является ли последний максимум вершиной волны, после чего должен начаться спад, или в дальнейшем следует ожидать продолжения повышения кривой, смысл которого заключается в продолжении похолодания.

На рис.2 можно заметить, что продолжительность периода роста числа экстремумов составляла 12 и 13 лет (см.кривую 2). У последней волны он продолжается уже 14 лет, но в последние годы интенсивность роста заметно уменьшилась, максимум кривой приобрел плоскую форму. Возможно, это является признаком того, что достигнут максимум, и в последующем наиболее вероятна фаза спада числа экстремумов Ξ_I . Результаты упомянутого выше анализа повторяемости экстремумов отдельно Ξ_I и Ξ_5 за последние 4 года (1979-1982) также свидетельствуют в пользу этого предположения.

О пространственном распределении повторяемости экстремумов Ξ_I и Ξ_5 и ее изменении во времени дают представление табл.1 и 2, в которых приведены данные о числе экстремумов по десятилетиям, а также для 40-летнего (1891-1930 гг.) и 50-летнего (1931-1980 гг.) периодов отдельно для каждого из 10 крупных районов северного полушария.

Таблица 1

Число экстремумов (Ξ_I , Ξ_5) температуры на среднем энергетическом уровне в отдельных районах северного полушария по десятилетиям. Январь

№ п.п.	Период (десяти- летия)	Р а й о н									
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	1891-1900	4	1	2	4	3	1	3	0	0	0
2	1901-1910	0	0	0	1	2	2	2	2	0	0
3	1911-1920	1	4	1	3	0	1	0	2	2	1
4	1921-1930	1	1	1	0	2	1	2	3	1	2
5	1931-1940	4	5	5	7	5	4	4	0	3	3
6	1941-1950	5	5	5	3	3	2	3	2	4	5
7	1951-1960	0	0	0	4	1	4	1	2	4	2
8	1961-1970	2	1	3	0	2	4	4	4	2	4
9	1971-1980	5	5	5	5	4	3	3	7	6	5
a	1891-1939	1,5	1,5	1,0	2,0	1,7	1,2	1,7	1,7	0,7	0,7
б	1931-1980	3,2	3,2	3,6	3,8	3,0	3,4	3,0	3,0	3,8	3,8
	a/б	2,0	2,0	3,6	1,9	1,8	2,8	1,8	1,8	5,4	5,4

Из табл.1 следует, что за последние 50 лет число экстремальных январей стало в 2-5 раз больше, чем в предшествующие 40 лет. Наибольшие изменения произошли в южной и восточной частях Северной Америки (районы 9, 10), в Западной Сибири (район 3), на Дальнем Востоке СССР (район 6). Здесь число экстремумов уве-

личилось соответственно в 5, 4, 3 раза, а в Западной Европе и Европейской части СССР - в 2 раза. В летние месяцы (табл.2) в целом по полушарию число экстремумов возросло в 2 раза, а в отдельных районах - в 3-4 раза (на континенте Северной Америки, на юго-востоке Азии).

Из табл.1 также видно, что в конце прошлого столетия (1891-1900 гг.) наибольшее число экстремальных январей имело место в Европе и Казахстане (в 4 годах из 10), в центральной части Сибири и юго-востоке Азии (в 3 годах из 10), но не выявились экстремумы в Северной Америке (районы 8, 9, 10). В период 1951-1960 гг, наоборот, в 4 годах из 10 экстремальными январями были в восточной части Северной Америки, на Дальнем Востоке, Казахстане, но не выявлены в Европе и Западной Сибири.

Таблица 2

Число экстремумов (Σ_1 , Σ_5) температуры на среднем энергетическом уровне в отдельных районах северного полушария по десятилетиям. Июль

№ пп.	Период (десятилетия)	Р а й о н									
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	1891-1900	1	2	1	1	2	3	0	1	1	2
2	1901-1910	1	0	2	0	4	3	0	1	2	2
3	1911-1920	5	2	2	2	3	2	2	3	0	1
4	1921-1930	1	3	6	3	3	0	2	0	1	1
5	1931-1940	2	5	3	2	2	1	4	3	3	2
6	1941-1950	3	6	3	3	2	3	2	1	2	2
7	1951-1960	2	2	2	5	2	5	7	4	2	5
8	1961-1970	2	0	3	5	2	2	3	6	6	3
9	1971-1980	5	3	2	3	4	3	4	3	5	4
a	1892-1930	2,0	1,8	2,7	1,5	3,0	2,0	1,0	1,2	1,0	1,5
б	1931-1980	2,8	3,2	2,6	3,6	2,4	2,8	4,0	3,4	3,6	3,2
	a/б	1,4	1,8	0,96	2,4	0,8	1,4	4,0	3,0	3,6	2,1

Отмеченное выше резкое увеличение числа экстремальных январей в 1931-1940 и 1941-1950 гг. прослеживается во всех районах, за исключением западной части Северной Америки. Также почти повсюду, кроме восточных районов Азии, наблюдается наибольшее увеличение числа экстремумов в 10-лети 1971-1980 гг., например в Европе (рис.3, кривая 4). Но рекордным оно было для континента Се-

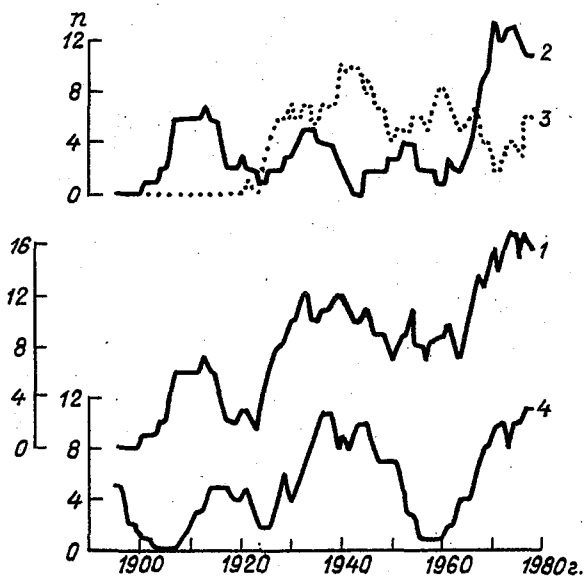


Рис.3. Число экстремумов n по скользящим 10-летиям в Северной Америке (районы 8, 9, 10) и Европе (районы 1, 2). Январь. Число экстремумов: 1 - общее, 2 - отрицательного знака, 3 - положительного знака, Северная Америка; 4 - общее число экстремумов, Европа.

верной Америки, где в 6-7 годах из 10 лет января были экстремальными, причем исключительно резко возросла повторяемость экстремально холодных январей (рис.3, кривая 2). Этот процесс для Северной Америки не закончился и в последние 4 года, о чем свидетельствуют сообщения прессы: "Суровым был январь 1982 г. На центральных равнинах Америки температура в течение нескольких недель была на 20°C ниже обычной. Еще никогда со времен начала метеонаблюдений не отмечалось столь сильных морозов в Чикаго ($-31,6^{\circ}\text{C}$). Сюрпризы нынешней зимы сравнимы только со страшными холодами времен освоения юга США. Декабрь минувшего года, по всей видимости, является самым холодным за последние 100 лет" ("За рубежом", 1984, 20 января).

Выявленные закономерности временного и пространственного распределения экстремумов в термическом режиме свободной атмосферы дают существенное дополнение к представлениям о структуре изменений климата, полное раскрытие которой могло бы способствовать лучшему пониманию механизмов его формирования.

Не ставя главной целью объяснение повторяемости экстремумов температуры атмосферы, необходимо обратить внимание на следующее.

При обсуждении причин изменений климата в научной литературе значительная роль отводится антропогенным факторам, и прежде всего увеличивающейся концентрации CO_2 .

В пользу этого вывода могут послужить и результаты проведенного в настоящей работе сопоставления временных изменений числа экстремумов на полушарии с новыми данными по анализу содержания изотопов углерода, в частности ^{13}C , в древесине деревьев, приведенными в работе /14/ и воспроизведенными в /4/.

На рис.2 кривыми 4, 5, 6 представлено, согласно /4, 14/, вычисленное по данным изотопного анализа колец деревьев поступление углерода в атмосферу за счет сжигания топлива (кривая 5) и биосферных источников антропогенного происхождения, не связанных с ископаемым топливом (кривая 4), а также общее количество поступившего углерода (кривая 6). Как видно, ход кривых 1, 4, 5, 6 достаточно согласованный. Во-первых, у всех кривых прослеживается ярко выраженный тренд, отражающий значительное увеличение соответствующих характеристик от конца прошлого столетия к настоящему времени. Во-вторых, прослеживается согласование наиболее важных особенностей их изменений. Так, по данным изотопного анализа колец деревьев (кривые 4, 6) видно, что наибольшее поступление CO_2 в атмосферу от различных источников отмечалось в 30-40-е годы, когда содержание CO_2 в атмосфере существенно превысило уровень конца прошлого столетия и начала текущего. К этому же периоду относится и известное потепление климата, достигшее максимума в 30-40-е годы, а также резкий рост повторяемости экстремумов положительного и отрицательного знака, не наблюдавшийся в течение всего предшествующего периода. После этого максимума (см. рис.2, кривая 4, 6) имело место снижение поступления CO_2 , которое закончилось около 1960 г.

Этому же периоду соответствует и значительное уменьшение общего числа экстремумов на полушарии (кривая 1). После минимума около 1960 г. в последующие 20 лет прослеживается интенсивный

рост всех рассматриваемых характеристик, которые в настоящее время достигли уровней, не наблюдавшихся за все 90 лет (кривые I, 5, 6).

Таким образом, прослеживается достаточная согласованность между временным ходом частоты возникновения экстремумов температуры атмосферы и поступлением углерода в атмосферу от различных источников (в пересчете на CO_2). Количественная оценка согласованности дала следующие результаты (табл.3).

Таблица 3

Коэффициенты корреляции между поступлением углерода в атмосферу и числом экстремумов температуры на северном полушарии

	$A_1(4, I)$	$A_2(4, 2)$	$A_3(4, 3)$	$A_4(6, I)$	$A_5(6, 2)$	$A_6(6, 3)$
$\gamma \dots$	0,504	0,117	0,645	0,824	0,675	0,665
$\sigma_\gamma \dots$	0,186	0,247	0,146	0,080	0,136	0,139

В табл.3 γ - коэффициент корреляции и σ_γ - его ошибка для следующих пар кривых: $A_1(4, I)$ - соответственно поступление углерода в атмосферу от биосферных источников, по-видимому, антропогенного происхождения, не связанных с ископаемым топливом (кривая 4), и общее число экстремумов температуры для 10 районов северного полушария, т.е. $\sum_{n=1}^{n=10} (\mathcal{E}_1 + \mathcal{E}_5)$ (кривая I); $A_2(4, 2)$ - аналогичное поступление CO_2 (кривая 4) и число экстремумов отрицательного знака, т.е. $\sum_{n=1}^{n=10} \mathcal{E}_1$ (кривая 2); $A_3(4, 3)$ - то же (кривая 4) и число экстремумов положительного знака, т.е. $\sum_{n=1}^{n=10} \mathcal{E}_5$ (кривая 3); $A_4(6, I)$ - общее количество поступившего в атмосферу углерода (кривая 6) и $\sum_{n=1}^{n=10} (\mathcal{E}_1 + \mathcal{E}_5)$ (кривая I); $A_5(6, 2)$ - то же (кривая 6) и $\sum_{n=1}^{n=10} \mathcal{E}_1$ (кривая 2); $A_6(6, 3)$ - то же (кривая 6) и $\sum_{n=1}^{n=10} \mathcal{E}_5$ (кривая 3).

Как видно из табл.3, частота экстремумов наиболее тесно коррелирует с общим поступлением углерода в атмосферу (γ_{A_4} , γ_{A_5} , γ_{A_6}). Наибольший коэффициент корреляции между общим поступлением углерода и общим числом экстремумов ($\gamma_{A_4} = 0,824$). Заслуживают внимания достаточно высокие коэффициенты корреляции общего поступления углерода отдельно с числом отрицательных и положительных экстремумов (соответственно $\gamma_{A_5} = 0,675$ и $\gamma_{A_6} = 0,665$). Положительный знак той и другой связи свидетельствует, что с увеличением общего поступления углерода увеличивается число как отрицательных, так и положительных экстремумов, и наоборот.

На основании этого можно сделать предположение, что изменение количества углерода влияет не только, а возможно, и не столько на температуру атмосферы, сколько на ее энергетическое состояние. В этом случае находят объяснение отмеченные выше периоды с малым и с большим количеством экстремумов, а также особенности пространственного распределения экстремумов на полушарии. Как уже отмечалось выше, наибольшее увеличение числа экстремумов от конца прошлого столетия к настоящему времени произошло на континенте Северной Америки, т.е. в районе наибольшего развития промышленного производства.

Для этого района допустимо и другое объяснение, связанное с влиянием солнечной активности, если учесть структуру магнитного поля Земли. Согласно многим исследованиям, наличие здесь магнитного полюса создает наиболее благоприятные условия для вхождения корпускулярных потоков.

Однако возможность объяснения главных временных и пространственных особенностей распределения экстремумов с точки зрения влияния поступления углерода в атмосферу дает основание для заключения о значительном его вкладе в формирование климата вообще и экстремумов температуры атмосферы в частности.

Выводы

Выявлены закономерности временного и пространственного распределения числа экстремумов в термическом режиме свободной атмосферы за 1891-1982 гг., которые существенно дополняют представления о структуре изменений климата.

Установлено наличие тренда, отражающего общее увеличение числа экстремумов (отрицательных и положительных) температур атмосферы от конца прошлого столетия к настоящему времени. Число экстремумов возросло в 3-4, а в отдельных районах северного полушария - в 5 раз и достигло уровня, не наблюдавшегося за все 90 лет.

Выявлены периоды низкой и высокой повторяемости экстремумов, свидетельствующие о различном в энергетическом отношении состоянии атмосферы - спокойном и беспокойном. Для последнего характерны резкие и частые колебания температуры, достигающие экстремальных величин.

Особенности временной структуры изменений числа экстремумов находят объяснение, если исходить из концепции антропогенного влияния на атмосферу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенков Е.П. Вопросы энергетики атмосферных процессов. - Л.: Гидрометеиздат, 1960. - 168 с.
2. Борисенков Е.П. Теория расчета некоторых характеристик состояния атмосферы. - Труды ААНИИ, 1966, т.279, с.5-13.
3. Борисенков Е.П., Приемов В.Н. Энергетическая оценка климатических трендов последнего столетия. Письма в астрономический журнал. - М.: изд. АН СССР, т.2, № 1, 1976, с.44-49.
4. Борисенков Е.П. Модель антропогенного роста CO_2 в атмосфере. - Труды ГГО, 1980, вып.438, с.4-36.
5. Воробьева Е.В., Приемова Л.Н. Информативность некоторых характеристик атмосферы для сверхдлгооорочного прогнозирования. - Труды ГГО, 1979, вып.428, с.102-110.
6. Воробьева Е.В., Дмитриева С.Б., Приемова Л.П. Сопряженность атмосферных процессов и формирование засушливых явлений. - Труды ГГО, 1979, вып.428, с.93-101.
7. Воробьева Е.В., Приемов В.Н. Среднее многолетнее распределение температуры на среднем энергетическом уровне. - Труды ГГО, 1981, вып.460, с.58-65.
8. Воробьева Е.В., Приемов В.Н. Энергетические проявления атмосферы в 11-летнем цикле геомагнитной возмущенности. - Труды ГГО, 1981, вып.443, с.35-43.
9. Гирская Э.И., Сазонов Б.И., Яковлева Н.И. Макроциркуляционный индекс засухи и урожайность яровой пшеницы. - Труды ГГО, 1979, вып.428, с.129-136.
10. Ефанова А.В. Холодные зимы на континентах северного полушария. - Л.: Гидрометеиздат, 1976. - 115 с.
11. Ракипова Л.Р. Оценка чувствительности климата стратосферы к изменениям содержания CO_2 . - Труды ГГО, 1980, вып.438, с.37-41.
12. Ханевская И.Б. Сезонные преобразования температурного поля в нижней стратосфере над северным полушарием. - Труды НИИАК, 1964, вып.28, с.3-23.
13. Ханевская И.В. Температурный режим свободной атмосферы над северным полушарием. - Л.: Гидрометеиздат, 1968. - 299 с.

14. Freyer H.D. Preliminary evaluation of the past CO₂ increase as derived from ¹³C measurements in tree rings. Pap. presented at the IIASA/WMO Workshop on carbon dioxide, climate and society. Laxenburg, 21-24 Feb. 1978. -10 p.

Е.П.Борисенков, Л.К.Ефимова

ОСОБЕННОСТИ ВЛИЯНИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ПЕРИСТОЙ ОБЛАЧНОСТИ НА ТЕМПЕРАТУРУ И ДИНАМИКУ АТМОСФЕРЫ

Изучение влияния облачности, и в том числе верхнего яруса, на температуру и динамику атмосферы необходимо для понимания механизмов формирования общей циркуляции атмосферы и климата.

Исследование воздействия C_i на температуру и динамику атмосферы представляет известный интерес в свете имеющихся указаний на то, что C_i могут формироваться под влиянием некоторых естественных и антропогенных факторов. К настоящему времени выполнен ряд работ в этом направлении.

Так, влияние облаков нижнего и верхнего яруса изучалось Манабэ и Везеролдом с помощью одномерной радиационно-конвективной модели / 8 /. В работах /7, 9/ изучалось влияние C_i на скорость радиационного выхолаживания тропосферы и стратосферы. В работе / 1 / с помощью двумерной стационарной модели воздушного потока показано, что влияние перистой облачности на потоки длинноволнового излучения способствует уменьшению нисходящих движений в средней тропосфере и тем самым ослаблению антициклонической циркуляции. В дальнейшем влияние C_i на эволюцию антициклонического возмущения было исследовано с помощью модели общей циркуляции атмосферы в работе / 2 /, где получено, что наличие C_i приводит в конечном счете к ослаблению антициклонической циркуляции в нижней половине тропосферы и незначительному ее усилению в верхней тропосфере и нижней стратосфере.

Продолжением этой работы явились описываемые ниже новые численные эксперименты на базе той же модели общей циркуляции атмосферы, разработанной в ГГО, однако в отличие от / 2 /, в

данной работе использовалась версия модели /II/, модифицированной по части параметризации схемы радиационного переноса, конвекции и конденсации, взаимодействия подстилающей поверхности с атмосферой и горизонтальной диффузии. В используемую модель / 4 / включен также расчет гидрологического режима деятельного слоя почвы на континентах, при этом численный алгоритм решения исходных уравнений модели остался таким же, как и в предыдущей версии / 3 /.

В модели пользователя система полных уравнений гидротермодинамики в σ -системе координат, а также ряд диагностических соотношений. Модель полусферная, по вертикали модель имеет три слоя с равномерным шагом по σ . В модели использована конечно-разностная схема решения системы уравнений, имеющая второй порядок аппроксимации по пространственным переменным. Схема обеспечивает сохранение массы, полной энергии и количества движения для принятых граничных условий и при отсутствии источников и стоков энергии. В модели учитываются основные физические процессы, протекающие в атмосфере, и механизмы обратных связей между ними. Так, учитываются: крупномасштабная конденсация и конвекция; турбулентные притоки количества движения, тепла и влаги; радиация, при этом рассчитывается радиационный приток тепла, обусловленный переносом коротковолновой и длинноволновой радиации в облачной атмосфере. В модели рассматривается двухслойная облачность с фиксированными границами, расчет которой осуществлялся по факту конденсации на каждом шаге интегрирования, горизонтальная диффузия, эффект которой учитывается на основе использования гипотез теории двумерной турбулентности.

Радиационные и турбулентные притоки тепла и влаги рассчитываются через каждые 4 шага интегрирования уравнений, а крупномасштабная конденсация, конвективный перенос тепла и влаги и диффузия — на каждом шаге.

Таким образом модель включает все основные физические процессы, необходимые для изучения воздействия облачности верхнего яруса на термический режим, циркуляцию и влагооборот атмосферы.

В качестве начальных данных в серии численных экспериментов была выбрана синоптическая ситуация за 1 июля 1972 г., когда над выбранной областью существовал барический гребень.

Было проведено три численных эксперимента, в которых система уравнений модели интегрировалась от начальных условий на срок 10 суток. В первом контрольном эксперименте двухъярусная облач-

ность в течение всего срока прогноза рассчитывалась. Во втором и третьем экспериментах было выделено по району, над которым задавалась полная облачность верхнего яруса в течение всего срока прогноза. Во втором эксперименте локализация области, над которой задавалась на срок прогноза сплошная перистая облачность (рис. I а), совпадала с выбранной в предыдущих численных экспериментах / 2 /. Размеры области составляли 2500 x 2500 км (5 x 5 узлов), локализация ее хорошо видна на рис. I а, представляющем распределение общей облачности. При этом в данном эксперименте над выделенным районом задана десятибалльная облачность.

В третьем эксперименте такая же по размеру область задания полной облачности верхнего яруса была смещена на 2500 км к северо-западу, что демонстрирует рис. I б. По результатам моделирования при отсутствии задания перистой облачности в первой выбранной области (первый и второй эксперименты) к моменту начала прогноза существовал гребень, вторая область располагалась в тылу антициклона (третий эксперимент). Обработка результатов расчетов производилась за 5 суток прогноза: с шестых по десятые.

Для случая задания перистой облачности в области гребня обнаружены следующие эффекты. Небольшие изменения термического режима происходят на уровне $\sigma = 0,833$ (рис. 2) в основном над выделенной областью задания C_i и территориями, прилегающими к ее восточной границе, где увеличение достигает 5°C . В среднем повышение температуры на данном уровне в районе задания составило 2°C . Амплитуда возмущений в поле температуры вне района задания C_i в радиусе примерно 1000 км не превышает 1°C (находится на уровне шума). Наиболее значителен вынос тепла в восточном направлении. Изменения приземной температуры несколько слабее. В среднем над рассматриваемым районом они составляют 2°C , с максимальным изменением $3,5^{\circ}\text{C}$ в юго-западной и восточной частях района. Наибольший эффект (увеличение до 3°C) наблюдается в граничащих с выделенной областью с востока районах. На уровне $\sigma = 0,133$ над районом воздействия наблюдается слабое похолодание, в среднем на 1°C . Области повышения температуры для района воздействия соответствует область падения приземного давления до 7 гПа. По сравнению с контрольным экспериментом для рассматриваемого района при наличии перистой облачности характерно уменьшение полного потока тепла $H + LE$ (турбулентного H и затраты тепла на испарение LE); вообще эта характеристика довольно заметно изменилась в низких широтах восточного полушария.

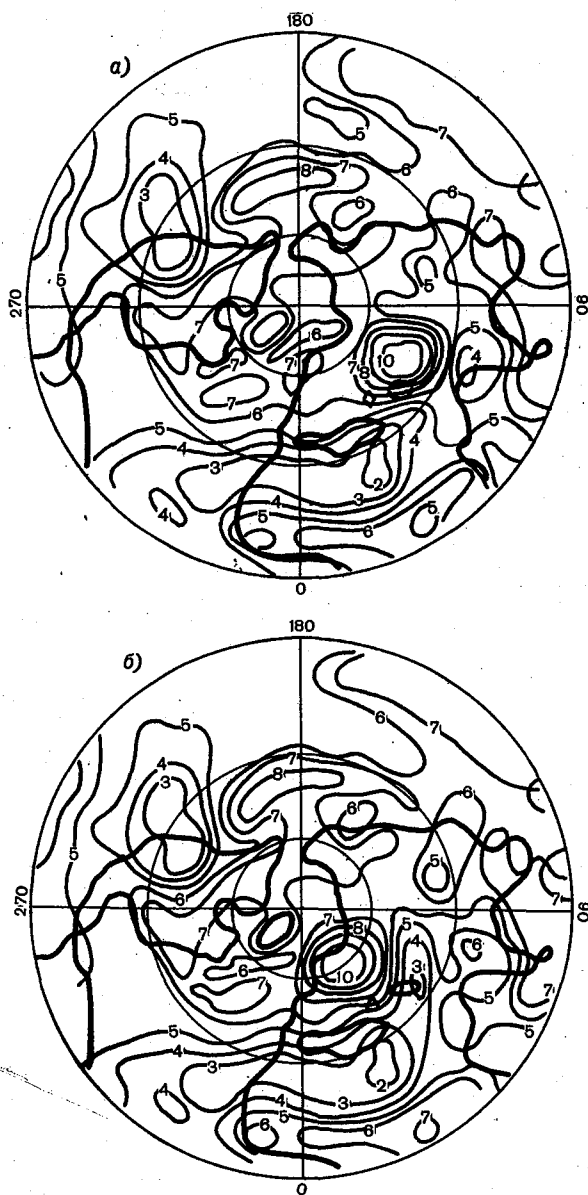


Рис. I. Распределение общей облачности (в баллах) во втором (а) и третьем (б) численных экспериментах.

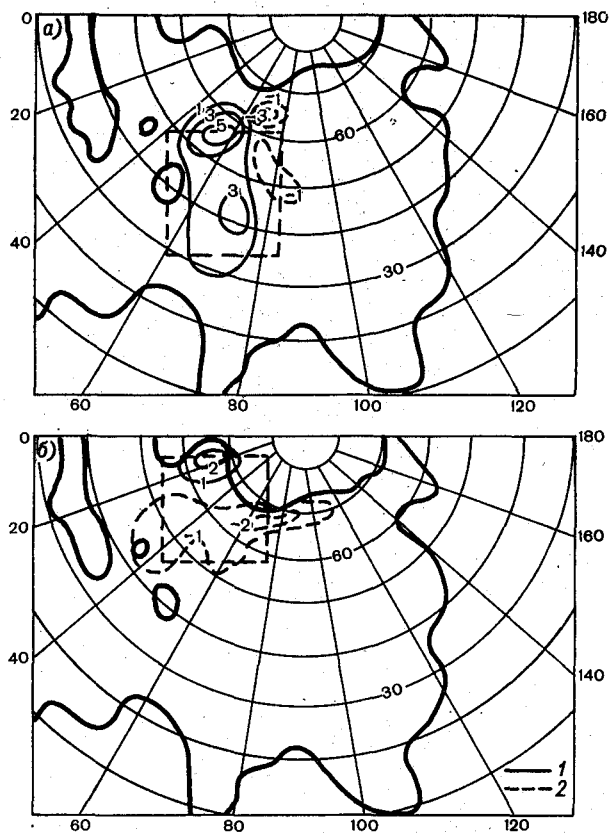


Рис.2. Распределение разностей температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) на уровне $\sigma = 0,833$ между данными второго (а) и третьего (б) численных экспериментов и контрольного эксперимента. Разности температуры: 1 - положительные, 2 - отрицательные значения.

Можно отметить еще слабое уменьшение количества облачности нижнего яруса (до I балла) при задании над рассматриваемым районом перистой облачности.

Для численного эксперимента со смещенной на северо-запад, где располагается тыл антициклона, областью задания сплошной перистой облачности на срок прогноза перистой облачности характерны следующие изменения. Изменения температуры на уровне $\sigma = 0,833$ заметно меньше, чем в предыдущих экспериментах и не превышают $1-2^{\circ}\text{C}$. При этом лишь в северо-восточной части выделенного района наблюдается небольшое ($1-2^{\circ}\text{C}$) повышение температуры, в остальной части наблюдается слабое падение температуры со смещением выхолаживания на восток (рис. I б). В распределении приземной температуры в центральной части выделенного района отмечается слабое уменьшение, не превышающее 1°C , в остальных частях данного района изменения приземной температуры практически отсутствуют. Небольшой очаг потепления в поле приземной температуры примыкает также к восточной границе выделенной области. Для уровня $\sigma = 0,133$, как и в предыдущем эксперименте, характерно слабое понижение температуры до 1°C . Для изменений приземного давления в соответствии с изменением температуры характерны небольшое (до I гПа) падение давления в северо-восточной части района и небольшой его рост (до $2-3$ гПа) в центральной части. Разница в характеристиках циркуляции на уровнях $\sigma = 0,833$ и $\sigma = 0,5$ для данного и контрольного эксперимента незначительна.

Таким образом, можно отметить, что эффект воздействия перистой облачности на термический и циркуляционный режим атмосферы в значительной мере зависит от синоптической ситуации, характерной для области ее задания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенков Е. П., Ефимова Л. К. Теоретическая оценка влияния перистой облачности и альбеда подстилающей поверхности на динамику антициклонов. - Труды ИГО, 1978, вып. 408, с. 101-111.

2. Борисенков Е. П., Мелешко В. П., Соколов А. П. Влияние облачности верхнего яруса на термический режим и циркуляцию атмосферы. - Метеорология и гидрология, 1981, № II, с. 5-17. ✓

3. Мелешко В.П., Шнееров Б.Е. и др. Гидродинамическая модель общей циркуляции атмосферы. - Труды ГГО, 1980, вып.410, с.3-33.
4. Мелешко В.П., Шнееров Б.Е., Паршина Г.В. Расчет циркуляции термического режима и влагооборота атмосферы для южн., с помощью модели общей циркуляции атмосферы. - Труды ГГО, 1982, вып.459, с.3-23.
5. Cess R.D. Climate change: an appraisal of atmospheric feedback mechanisms employing zonal climatology. J. Atm. Sci., 1976, v.33.
6. Ellis J.S. Cloudiness, the planetary radiation budget and climate. Ph. D. Thesis, Colorado University, 1978.
7. Fleming J.R., Cook S.K. Radiative effects of cirrus clouds. - J. Atm. Sci., 1974, v.31.
8. Manabe S., Wetherald R.T. Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. - J. Atm. Sci., 1967, v.21.
9. Roewe D., Kuon - Natl ion. Influence of cirrus clouds on the infrared cooling rate in the troposphere and lower stratosphere. - J. Appl. Met., 1978, v.17, N 1.
10. Scheider S.H. Cloudiness as a global climatic feedback mechanism: The effects on the radiation balance and surface temperature variations in cloudiness. - J. Atm. Sci., 1972, v.29.

Е.П.Борисенков, Л.К.Ефимова

ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТЬ КЛИМАТИЧЕСКОГО РЕЖИМА К ТЕПЛОВЫМ ВЫБРОСАМ ПО ДАННЫМ ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Развитие энергетики является одним из основных факторов антропогенного воздействия на климат, причем ввиду высоких темпов развития топливно-энергетического комплекса такое воздействие в принципе может иметь как региональные, так и глобальный масштаб. Воздействия на общую циркуляцию атмосферы и климат, связанные с развитием энергетики, обуславливаются целым рядом факторов, таких, например, как: поступление в атмосферу, либо в

воды океана и суши непосредственно тепловой энергии - тепловых выбросов; изменение газового и аэрозольного состава атмосферы, изменение структуры подстилающей поверхности и др. В рамках данного исследования рассмотрен эффект влияния на климат первого из перечисленных выше факторов - так называемого "теплового загрязнения" атмосферы, которое, как показывают предварительные оценки, может являться одним из существенных видов воздействия топливно-энергетического комплекса на климат.

Имеющиеся оценки влияния на климат существующих тепловых нагрузок и с учетом перспективы их роста в будущем, полученные на основе анализа уравнения теплового баланса системы Земля - атмосфера, указывают на то, что они не окажут существенного влияния на среднюю глобальную температуру (максимально возможные повышения средней глобальной температуры при сжигании всего химического топлива не превысят $0,2-0,3^{\circ}\text{C}$, что реально достижимо не ранее XXI столетия /1, 2, 6 и др./.

Сосредоточение тепловых выбросов мощностью в десятки тераватт на площадях порядка $10^6 - 10^7 \text{ км}^2$ создает тепловые нагрузки в десятки и сотни $\text{Вт}/\text{м}^2$ на площадях синоптического масштаба, что может влиять не только на микроклимат и мезоклимат, но и на погоду больших территорий /2, 6/. Поскольку из анализа уравнения баланса кинетической энергии атмосферы следует, что для генерации кинетической энергии атмосферных движений и воздействия таким путем на динамический режим достаточно энергии $2-3 \text{ Вт}/\text{м}^2$ на территории, сравнимой по площади с масштабами синоптических возмущений. Ввиду крайней неравномерности распределения энергетических нагрузок, в настоящее время имеются уже целые регионы (территория Японии, Рурский регион, восток США и др.), где тепловые нагрузки составляют $5-6 \text{ Вт}/\text{м}^2$ на площади порядка сотен тысяч км^2 . В связи с вышесказанным, такие тепловые нагрузки могут повлиять на режим общей циркуляции атмосферы, на режим погоды, и, как следствие, на климатологию вторых моментов (дисперсию давления и т.д.). Результаты выполненных к настоящему времени численных экспериментов по оценке влияния тепловых выбросов на погоду и климат, проведенных с моделями общей циркуляции атмосферы, действительно свидетельствуют о существенном влиянии, которое могут оказать мощные тепловые выбросы, локализованные на значительных территориях, на поля метеозадающих элементов. Первый численный эксперимент был выполнен Д.Вашингтоном с помощью модели общей циркуляции атмосферы Национального центра атмосферных иссле-

дований (NCAR) в США / 9 /. При этом задавалась нагрузка 24 Вт/м^2 на всех континентальных и покрытых льдом территориях, что нереально, затем с этой же моделью был проведен ряд численных экспериментов, в которых варьировались величина и локализация тепловых нагрузок /7, 10/. Еще одна серия численных экспериментов была выполнена в Международном институте прикладного системного анализа (IIASA) на базе модели общей циркуляции Британской метеорологической службы /8, 11/. Оценки воздействия тепловых выбросов с максимальной интенсивностью 340 Вт/м^2 над территорией США в районе Великих озер получены с помощью модели общей циркуляции атмосферы ГГО / 1 /, однако, такие нагрузки в ближайшем будущем все еще нереальны.

В дальнейшем в ГГО была проведена серия численных экспериментов по оценке влияния на термический и динамический режим атмосферы тепловых нагрузок, величины которых задавались близкими к реально допустимым с учетом развития энергетики.

В одном из них моделировалось воздействие в зимний сезон тепловых нагрузок величиной 100 Вт/м^2 , локализованных на площади примерно $1000 \times 2000 \text{ км}^2$ на территории Центральной Европы, включающей Рурский регион / 5 /.

В другом эксперименте несколько большие тепловые нагрузки (от 100 до 150 Вт/м^2) задавались на такой же площади, в тот же сезон, но область их локализации существенно смещена на восток и располагается примерно в том же поясе широт ($45-55^\circ$) центральной Сибири, включая Канско-Ачинский промышленный комплекс.

Как известно, тепловые нагрузки в отдельных районах в настоящее время уже достигают $90-150 \text{ Вт/м}^2$ (например, Манхеттен, Нью-Йорк). Таким образом, значения задаваемых в данных численных экспериментах тепловых нагрузок ^{уже} достижимы в настоящее время, но лишь на крайне ограниченных территориях, поэтому постановка таких экспериментов предусматривает возможную ситуацию в будущем с учетом перспективы развития энергетики.

В этих численных экспериментах значения тепловых нагрузок учитывались в уравнении баланса энергии на подстилающей поверхности и эти значения считались неизменными в течение всего срока интегрирования. В контрольном эксперименте моделировалось климатическое состояние атмосферы для января.

В каждом из этих экспериментов приводилось интегрирование системы уравнений на 60 суток с использованием реальных данных, соответствующих I декабря. Анализировались результаты моделиро-

вания для 30 суток, с 31-е по 60-е, которые характеризовали январские условия. Численные эксперименты проводились с моделью общей циркуляции атмосферы, разработанной в ГГО, детальное описание которой содержится в /3, 4/. Модель трехуровневая, полусферная, средний шаг сетки по горизонтали составляет 425 км. В модели /3/ использована полная система уравнений гидротермодинамики в σ -системе координат, учитываются все основные факторы, формирующие общую циркуляцию атмосферы, такие как радиационные притоки тепла, крупномасштабные конденсация и конвекция, турбулентный режим в пограничном слое атмосферы, мезомасштабная диффузия, гидрологический режим деятельного слоя почвы. Поток солнечной радиации, поступающей на верхнюю границу атмосферы, вычисляют с учетом среднесуточной высоты Солнца. Облачность нижнего и среднего яруса определяется из эмпирических соотношений по данным об относительной влажности.

Качественные выводы из этих численных экспериментов хорошо согласуются. Они свидетельствуют о заметном влиянии моделируемых тепловых выбросов на изменение термического режима, циркуляции и влагооборота атмосферы северного полушария. При воздействии тепловых выбросов нижние слои тропосферы над районом их локализации получают дополнительный приток тепла вследствие увеличения вертикального переноса турбулентного тепла и скрытого тепла конденсации, при этом турбулентный поток тепла увеличивается приблизительно на 60 Вт/м^2 , а затраты тепла на испарение возрастают на 45 Вт/м^2 .

Эффект изменения температуры на уровне $\sigma = 0,833$ под воздействием тепловых выбросов в Центральной Европе и Сибири демонстрирует рис.1 а и б соответственно, где приводится распределение разностей температур между данными эксперимента с воздействием тепловых выбросов и контрольного эксперимента. Как видно, в обоих экспериментах отмечается значительное увеличение (до $10-12^\circ\text{C}$) температуры нижней тропосферы над районами локализации тепловых выбросов (т.е. формируются "острова тепла"). С увеличением высоты проявление этого эффекта ослабевает, однако, он прослеживается и на верхнем расчетном уровне модели; увеличение температуры составляет около 3°C . Интересные региональные особенности проявления эффектов воздействия тепловых выбросов видны из приводимого рисунка.

На рис.2 приведено распределение разностей приземного давления между данными эксперимента о воздействии тепловых выбросов

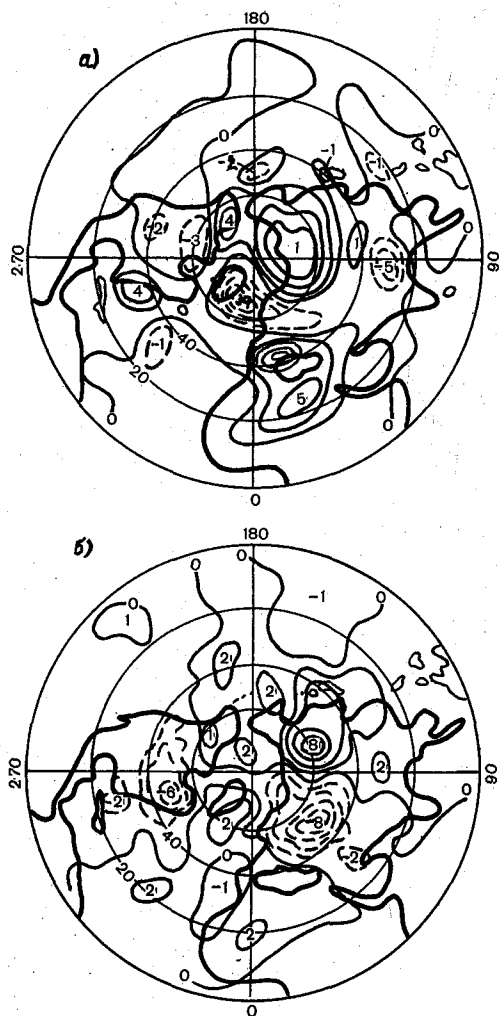


Рис. I. Распределение разностей температур ($^{\circ}\text{C}$) на уровне $\sigma = 0,833$ между данными эксперимента с воздействием тепловых выбросов, локализованных в Руре (а) и Восточной Сибири (б) и контрольного эксперимента за 31-60 сут прогноза.

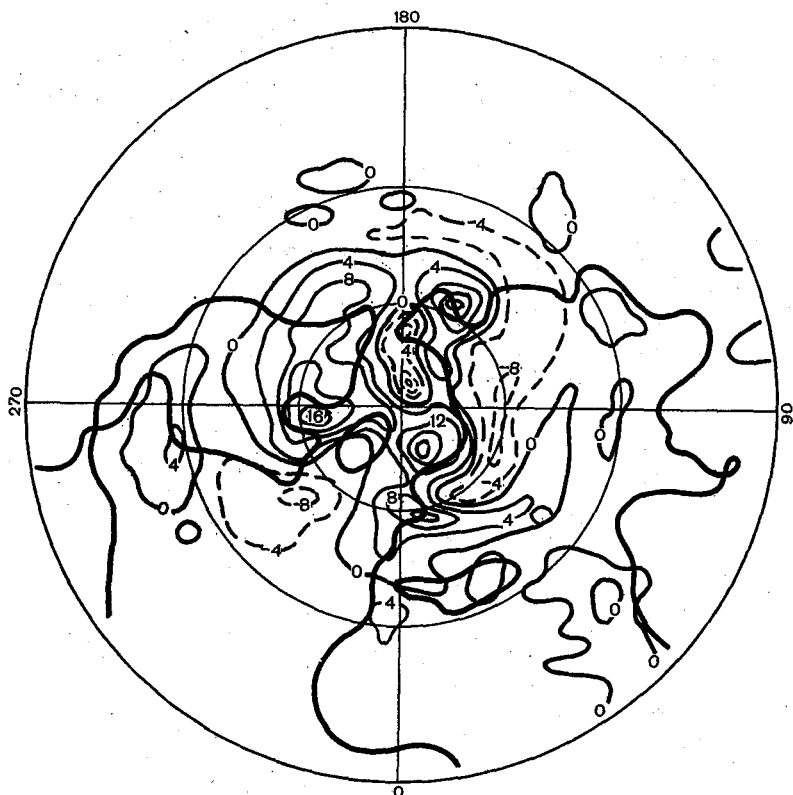


Рис.2. Распределение разностей приземного давления (гПа) между данными эксперимента с воздействием тепловых выбросов в Восточной Сибири и контрольного эксперимента за 31-60 сут прогноза.

в Сибири и контрольного эксперимента. Можно отметить, что локализация областей падения (роста) давления хорошо согласуется с областями роста (уменьшения) температуры воздуха в нижней тропосфере; в частности, области максимального повышения температуры над районом воздействия тепловых выбросов соответствует область падения приземного давления (до 16 гПа).

Изменения термобарических полей в тропосфере обуславливают соответствующие изменения режима циркуляции, и имеющиеся данные расчетов наглядно это демонстрируют. Данные численных экспериментов свидетельствуют также о заметном изменении влагооборота северного полушария.

Наибольшие изменения в распределении осадков происходят в основном в низких широтах, что, по-видимому, во многом объясняется спецификой зимнего периода, когда осадки и влагосодержание атмосферы в высоких широтах малы. Максимальные изменения интенсивности осадков не превышают 0,2-0,3 см/сут. В средних широтах изменение количества осадков происходит в основном в районах побережий континентов. Воздействие тепловых выбросов проявляется и в изменении балла облачности. Так, в частности, в обоих экспериментах над районами локализации тепловых выбросов получено увеличение количества общей облачности, достигающее 2-3 баллов (рис.3).



Рис.3. Распределение разности общего балла облачности между данными эксперимента с воздействием тепловых выбросов в Восточной Сибири за 31-60 сут прогноза.

Разумеется, достаточно полная физическая интерпретация зафиксированных в проведенных численных экспериментах изменений полей метеозаэлементов под влиянием тепловых выбросов, особенно на значительном расстоянии от района их локализации, представляет собой весьма сложную задачу, решение которой требует дополнительных исследований. Надо отметить также, что во всех этих экспериментах антропогенные тепловые нагрузки от крупных энергетических комплексов и особенно размеры областей их воздействия завышены по сравнению с существующими и могут быть достигнуты не ранее середины или конца следующего столетия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенков Е. П. и др. Влияние тепловых выбросов на погоду и климат. - Труды ИГО, 1980, вып.438, с.42-61.
2. Борисенков Е. П. Развитие топливно-энергетической базы и ее влияние на погоду и климат. - Метеорология и гидрология, 1977, № 2.
3. Мелешко В. П. и др. Гидродинамическая модель общей циркуляции атмосферы. - Труды ИГО, 1980, вып.410, с.3-33.
4. Мелешко В. П., Шнееров Б. Е., Паршина Т. В. Расчет циркуляции, термического режима и влагооборота атмосферы для июля с помощью модели общей циркуляции атмосферы. - Труды ИГО, 1982, вып.459, с.3-33.
5. Borisenkov E.P., Meleshko V.P., Efimova L.K. Estimation of heat emission effect on climate from the result of numericle experiment with general circulation atmosphere model. IAMAP at Hamburg, 1981, abstracts.
6. Energy and Climate. Studies in Geophysics. The National Research Council, Washington, D.C., 1977, 158 p.
7. Llewellyn, Washington W. Regional aspects. Energy and Climate: Outer limits to growth. Geophysics Research Committee, National Research Council, Washington, D.C., 1977, p. 106-118.
8. Murphy A.H., Gilchrist A., Häfelle W. e.a. The impact of waste heat release on simulated global climate. RM-76-79. Int. Inst. for Appl. Syst. Anal., Laxenburge, Austria, 1976, 27 p.
9. Washington W.M. On the possible uses of atmospheric models for the study of air and thermal pollution. Man's impact on climate. W.H.Matlens e.a. Eds. The MIT Press, 1971, p.

265-276.

10. W a s h i n g t o n W.M. Numerical climatic-change experiments. The effects of man's production of thermal energy. J. Appl. Met., 1972, N 11, p.768.

11. W i l l i a m s J., G i l c h r i s t A., K r ö m e r O. Future studies of the impact of waste heat ^{Release} on simulated global climate: Part 11, RM-77-34. Int. Inst. for Appl. Syst. Anal., Laxenburg, Austria, 1977, 33 p.

В.Ф.Логинов, Э.В.Рочева,
В.Е.Чертопруд

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЫХ АНОМАЛИЙ ПОГОДЫ

В ряде работ /1, 6, 9-14/ показано, что формирование крупных аномалий погоды связано с условиями циркуляции, состоянием подстилающей поверхности и уровнем солнечной активности. В работе предпринята попытка совместного анализа условий циркуляции и солнечной активности при формировании крупных аномалий погоды. В качестве индексов, характеризующих эти условия, выбраны среднегодовые числа Вольфа W /5/, отражающие уровень 11-летней циклической активности Солнца, и индекс $n(t)$ /13/ за январь-февраль, характеризующий отклонение амплитуды квазидвухлетних колебаний переноса масс воздуха в экваториальной стратосфере от ее среднего значения. Индекс ортогональных отклонений $n(t)$ изображающей точки колебательной системы от ее среднестатистической траектории наиболее часто используется при решении обратной задачи теории колебаний /2, 3/ и рассчитывается на основании данных Б.С.Чучкалова /16/ о показателе результирующего переноса воздуха в зональном направлении для экваториальной стратосферы по схеме, предложенной в /13, 15/. Аномалии изучались на основании поля температуры воздуха на уровне моря в мае в 1891-1981 гг. и геопотенциала 500 гПа поверхности в 1948-1981 гг. (использовались данные в узлах регулярной сетки с шагом 5° по широте и 10° по долготе для северных широт $40-70^\circ$).

При анализе условий возникновения крупных аномалий погоды использовался метод наложения эпох / 8 /. Ключевые (реперные) годы отбирались на основании усредненных за январь-февраль значений индекса $n(t)$ и чисел Вольфа W . Сравнивались средние поля для групп лет с разными параметрами $\bar{n}$ или (и) $\bar{W}$ и примерно равным числом лет. Рассмотрено три варианта данных, приведенных в табл. I. Для каждого из вариантов рассчитывались средне-месячные карты геопотенциала Н-500 и аномалии температуры воздуха на уровне моря ΔT и вычислялись соответствующие разности

$$\delta H = H-500(B) - H-500(A); \delta T = \Delta T(B) - \Delta T(A)$$

соответствующих пар Б, А каждого варианта.

Таблица I

Варианты построения среднемесячных карт разностей
температуры (ΔT)

Вариант	А		Б	
	Параметр	Число случаев	Параметр	Число случаев
	$W < 40$		$W > 60$	
1	ΔT	41	ΔT	39
	Н-500	13	Н-500	18
	$\bar{n} > 0$		$\bar{n} < 0$	
2	ΔT	9	ΔT	18
	$W > 40$ и $\bar{n} > 0$		$W < 40$ и $\bar{n} < 0$	
3	ΔT	8	ΔT	7

Полученные разностные карты позволяли судить о влиянии на структуру полей Н-500 и ΔT солнечной активности или (и) циркуляционных условий.

Пока мы ограничились рассмотрением этих карт для одного месяца - мая. Этот месяц выбран для анализа как переходный от одного сезона к другому и с наиболее неустойчивыми условиями циркуляции. Соответствующие результаты приводятся в следующих разделах.

Влияние уровня солнечной активности на структуру полей Н-500 и ΔT . Анализ разностных карт δH и δT , полученных

для двух уровней солнечной активности $W < 40$ и $W > 60$, выявил области статистически значимых положительных и отрицательных изменений δN , δT (рис. I а, б). Структура изменений δN и δT сходна. Имеется вытянутая область положительных изменений $N-500$ и T при повышении уровня солнечной активности, которая проходит через северное побережье Америки, Гренландию и захватывает Черное море, и две области понижения $N-500$, T — над Канадой и Западной Сибирью. Аналогичная структура изменений поля (глобальная положительная "перемычка" и две области понижения) наблюдается и в поле приземного давления при вхождении Земли в солнечные корпускулярные потоки [7, 8]. Такая аналогия может свидетельствовать о схожести медленных и быстрых солнечно-атмосферных эффектов.

Чтобы проверить устойчивость этой картины изменений δN и δT , используемый ряд лет 1891–1981 гг. был разбит на две половины (1891–1946 и 1947–1981 гг.), для каждой из них получена разностная карта за май (рис. I в и г). Обе карты оказались сходными между собой в пределах статистической точности. Зоны максимального проявления эффекта солнечно-атмосферных связей в поле температуры для обоих периодов практически совпали, что подтверждает устойчивость эффекта.

Вариации температуры воздуха и квазидвухлетние колебания переноса масс воздуха в экваториальной стратосфере. Используя параметр $\bar{n}$, характеризующий изменение текущей амплитуды квазидвухлетних колебаний переноса масс воздуха в экваториальной стратосфере [13], определялось влияние уровня этой амплитуды в зимнее время на структуру аномалий температуры последующей весной в умеренных широтах. Использовался средний за январь–февраль индекс $\bar{n}$ и вычислялись средние месячные карты для мая по группам лет с $\bar{n} < 0$ и с $\bar{n} > 0$ и разности δT . Анализ распределения δT , полученного за период с 1955 по 1981 г. показал, что уменьшение амплитуды квазидвухлетних колебаний зимой сопровождается в последующий весенне-летний период повышением температуры воздуха над районами Поволжья, Западной Сибири и Северного Казахстана. Максимальное повышение температуры в этом районе составляет 2,7 °С. Западная Европа и западная часть Северной Америки располагаются в области отрицательных аномалий (около 1,8 – 1,8 °С). Восточные части Северной Америки и Азии находятся в области положительных аномалий (около 1,0–1,5 °С).

Совместный учет индексов W и $\bar{n}$. Установлено, что при разных начальных атмосферных условиях влияние солнечной актив-

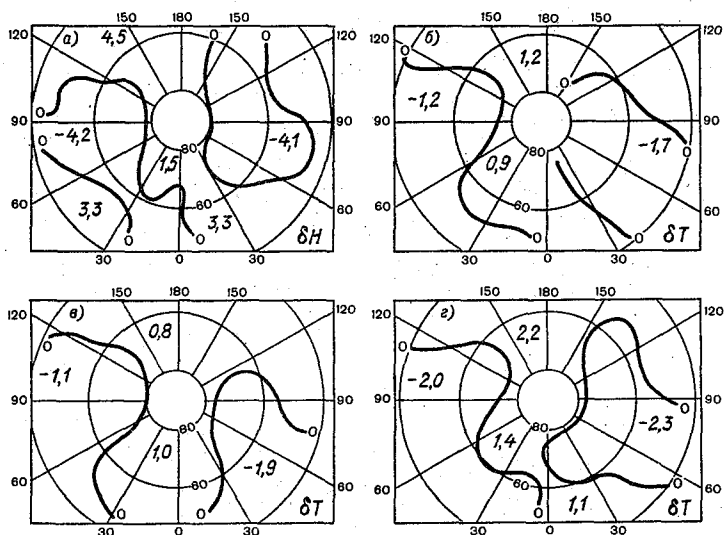


Рис. I. Карты разностей δH и δT , показывающие характер изменения метеорологических полей при повышении уровня солнечной активности.

а — карта разностей δH для геопотенциала поверхности 500 гПа (по данным 1949–1981 гг.),

б, в, г — карты разностей для температуры δT ; б — по всем данным (1891–1981 гг.), в — по первой половине ряда (1891–1946 гг.), г — по второй половине ряда (1947–1981 гг.)

Указаны максимальные значения разностей δH и δT .

ности различно. Чтобы убедиться в этом, проанализированы разностные карты δT , построенные при совместном учете двух факторов $\bar{n}$ и W . Показатель интенсивности (амплитуды) квазидвухлетних колебаний $\bar{n}$, являясь индикатором циркуляционных процессов в атмосфере, отражает разные начальные условия при $\bar{n} < 0$ (ослабленные колебания) и $\bar{n} > 0$ (усиленные колебания).

Анализ разностных карт δT , построенных для $W < 40$ и $W > 60$ при разных начальных условиях ($\bar{n} < 0$ и $\bar{n} > 0$), показал, что картина изменений δT , подобная рис. I, сохраняется лишь при ослабленных колебаниях ($\bar{n} < 0$). При $\bar{n} > 0$ затухают эффекты солнечной активности в нижней атмосфере. В этой связи

имеет смысл попытаться провести одновременный учет солнечной активности и условий циркуляции в экваториальной стратосфере при формировании аномалий циркуляции и погоды.

Для этого аналогичная разностная карта δT в мае была построена для групп лет с $W < 40$, $\bar{n} < 0$ и для лет с $W > 60$, $\bar{n} > 0$ (рис.2). На этой карте выделены области значимых изменений ΔT в мае при переходе от $W > 60$, $\bar{n} > 0$ к $W < 40$, $\bar{n} < 0$. При понижении солнечной активности и ослаблении (в январе-феврале) квазидвухлетних колебаний в центрах континентов Евразия и Северная Америка (области А, В), в мае происходит повышение температуры, а вдоль западной береговой линии этих континентов

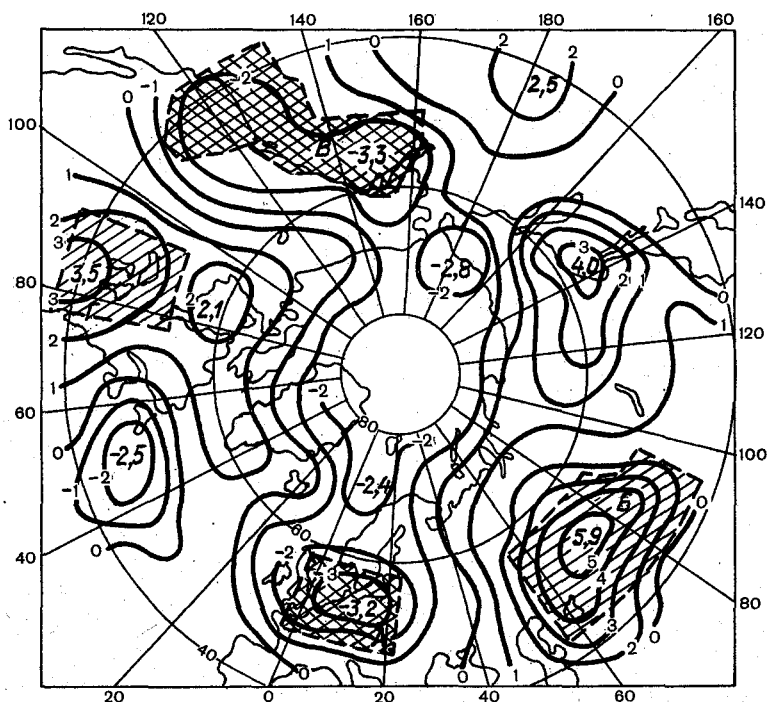


Рис.2. Карта разностей δT при переходе от лет с $W < 40$, $\bar{n} < 0$ к годам с $W > 60$.

отмечаются области понижения температуры воздуха. В результате увеличивается долготная разность температур между центром континента и его западным побережьем.

Индексы сопряженности крупных аномалий температуры воздуха.

Для количественного рассмотрения выявленного эффекта связи майских аномалий температуры с уровнем $\bar{n}$ и W были рассчитаны специальные индексы изменений температуры. Они основаны на значениях ΔT в 4 выделенных областях, где вариации δT наиболее значительны. На рис.2 эти области помечены буквами А, В (области с $\delta T < 0$) и Б, Г ($\delta T > 0$). По этим областям для каждого года вычислялись средние значения аномалий майских температур:

$$\bar{T}_A(t), \bar{T}_B(t), \bar{T}_\Gamma(t), \bar{T}_{A+B}(t), \bar{T}_{B+\Gamma}(t)$$

(соответственно для областей А, Б, В, Г и их сумм А + Б, Б + Г). Затем определялись индексы, отражающие сопряженность наибольших аномалий температуры для Евразии

$$\bar{T}_E(t) = \bar{T}_B(t) - \bar{T}_A(t),$$

для Северной Америки

$$\bar{T}_{с.А}(t) = \bar{T}_\Gamma(t) - \bar{T}_B(t)$$

и северного полушария

$$\bar{T}_{с.п}(t) = \bar{T}_{B+\Gamma}(t) - \bar{T}_{A+B}(t).$$

Эти индексы позволяют судить о значении и знаке долготного градиента температуры воздуха.

Чтобы учесть совместное влияние на эти индексы уровней солнечной активности W и начальных атмосферных условий $\bar{n}$, был вычислен индекс S_n , введение которого подсказано предыдущим анализом связей n и W с аномалиями температуры

$$S_n = \bar{n} (1 + \text{sign}(W - 40)).$$

Из определения ясно, что для $W > 40$ $S_n > 0$, для $W < 40$ $S_n < 0$, и в то же время индекс $|S_n|$ пропорционален $\bar{n}$.

Для количественной оценки связи индексов сопряженности крупных аномалий T с индексом S_n были рассчитаны коэффициенты корреляции между этими параметрами. Для индексов T_E , $T_{с.А}$ и $T_{с.п}$ они оказались равными соответственно $-0,56$; $-0,51$; $-0,69$, значительно отличаясь от нуля (объем выборки равен 27). Без учета су-

чаев, когда $S_n = 0$, коэффициенты корреляции составили соответственно $-0,73$, $-0,66$, $-0,83$ (объем выборки 14).

Достоверность полученных коэффициентов корреляции проверялась методом Бутстрэпа, описанным в / 4 /. Суть его заключается в следующем. Пронумеровывался ансамбль пар x_i, y_i ($i = 1, 2, \dots, k$), по которым оценивался коэффициент корреляции для x, y . Вычислялись случайные последовательности чисел $x_i^{(\ell)}$ ($i = 1, 2, \dots, k$) с дискретным равномерным распределением ($p_x = 1/k$ при $1 \leq x \leq k$ и $p_x = 0$ при $x = 0$ или $x > k$) и для пар $x_i^{(\ell)}, y_i^{(\ell)}$, $i = 1, 2, \dots, k$ вычислялись выборочные коэффициенты $r^{(\ell)}$. Выбирая достаточно большое число вариантов M ($\ell = 1, 2, \dots, M$), можно получить распределение коэффициентов $r^{(\ell)}$, позволяющее судить о достоверности выборочных оценок. На рис. 3 показаны распределения r , соответствующие приведенным выше оценкам. Было выбрано $M = 400$. Рис. 3 а, б, в соответствуют оценкам коэффициентов корреляции r между индексами S_n и $T_E, T_{с.а}, T_{с.п}$ при объеме выборки 27, а рис. 3 г, д, е — тем же оценкам при объеме выборки 14. Как показывают гистограммы рис. 3, выборочные оценки r действительно значительно меньше нуля, и связь между индексами достоверна.

Связь индекса S_n с индексом засухи ($NT + NP$). В работе / II / был введен индекс засухи ($NT + NP$). Сопоставление его с индексом сопряженности аномалий температуры T_E показало, что все годы засух в Западной Сибири совпали с годами больших положительных значений индекса T_E , а знак T_E и знак индекса засух ($NT + NP$) в Западной Сибири в 1955-1976 гг. совпал в 18 случаях из 22 (82 %). Таким образом, индекс сопряженности крупных аномалий T_E можно использовать как характеристику степени засушливости климата.

Целесообразно сопоставление показателя засух в Западной Сибири с индексом S_n , отражающим как циркуляционные условия в атмосфере ($\bar{n}$), так и уровень солнечной активности (W). Результаты такого сопоставления представлены в табл. 2.

При составлении табл. 2 весь ряд наблюдений был разбит на годы с $S_n > 0$, $S_n < 0$ и $S_n = 0$ (неопределенные ситуации). Сравнивалось число лет с положительными значениями показателя засух ($NT + NP > 0$) и число лет с отрицательными значениями ($NT + NP < 0$) при условиях, когда $S_n > 0$, $S_n < 0$ или $S_n = 0$.

Из табл. 2 видно, что в неопределенных ситуациях ($S_n = 0$) значения показателя засух были и положительными, и отрицательными, но сильные засухи при этом не отмечались ни разу. Напро-

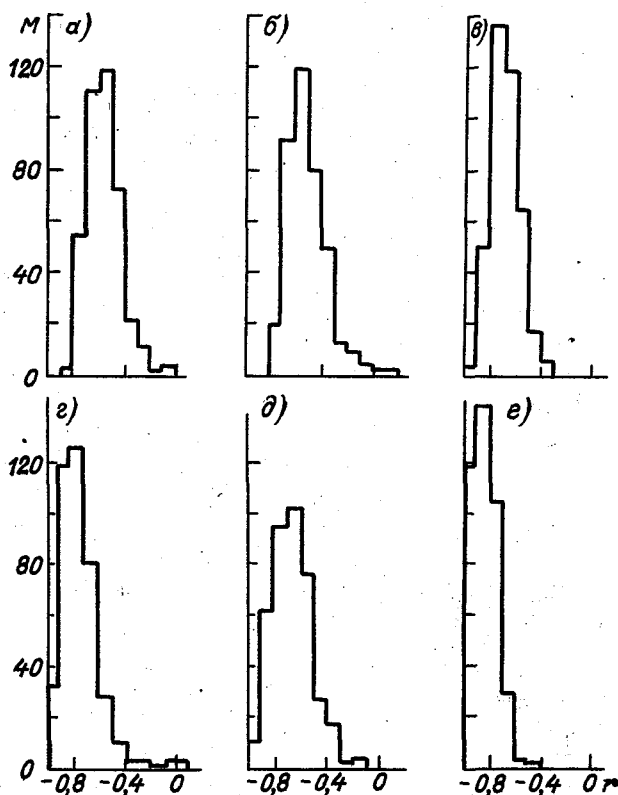


Рис.3. Распределение оценок коэффициентов корреляции, полученных методом Бутстрэпа / 4 /.

а - для коэффициента корреляции между S_n и T_E , объем выборки $N = 27$; б - для S_n и $T_{с.а}$, $N = 27$; в - для S_n и $T_{с.п}$, $N = 27$; г - для S_n и T_E , $N = 14$; д - для S_n и $T_{с.а}$, $N = 14$; е - для S_n и $T_{с.п}$, $N = 14$.

Таблица 2

Связь засух в Западной Сибири с условиями циркуляции
в экваториальной стратосфере и солнечной активностью

S_n	$\Pi = (NT + NP)$	
	$\Pi > 0$	$\Pi \leq 0$
$S_n > 0$	0	8
$S_n < 0$	8	1
$S_n = 0$	3	6

тив, когда $S_n > 0$, то в Западной Сибири во всех 8 случаях значения показателя засух были отрицательными $(NT + NP) < 0$, не было ни одной засухи. Если же $S_n < 0$, то в 8 случаях из 9 значения показателя засух в Западной Сибири были положительными $(NT + NP) > 0$, отмечались все сильные засухи в этом районе (1955, 1962, 1963, 1965, 1974 гг.) за исключением засухи 1964 г.

Полученные результаты подчеркивают необходимость совместного учета внешних и внутренних климатообразующих факторов в схемах долгосрочного прогноза крупных аномалий погоды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Байдал М. Х. Макроциркуляционные факторы и прогноз засух в основных сельскохозяйственных районах СССР. - Труды ВНИИГМИ-МЦД, 1979, вып.59. - 140 с.
2. Гудзенко Л. И., Чертопруд В. Е. Поиски механизма циклической активности Солнца. - Труды ФИАН, 1980, 120, с.167-248.
3. Гудзенко Л. И. Статистический метод определения характеристик нерегулируемой автоколебательной системы. - Радиофизика, 1962, т.5, с.572-587.
4. Дяконис П., Эфрон Б. Статистические методы с интенсивным использованием ЭВМ. - В мире науки, 1983, № 7, с.60-73.
5. Каталог индексов солнечной и геомагнитной активности.

Обнинск: ВНИИГМИ-МЦ, 1976. - 203 с.

6. Кац А. Л. Двухлетняя цикличность в экваториальной стратосфере и общая циркуляция атмосферы. - Метеорология и гидрология, 1964, № 6, с.3-10.

7. Мустель Э. Р. О реальности воздействия солнечных корпускулярных потоков на нижние слои земной атмосферы. - Астроном.Совет АН СССР, Научные информации, 1972, вып.24, с.5-55.

8. Мустель Э. Р., Мулюкова Н. Б., Чертопруд В. Е. Об изменениях атмосферной циркуляции после вхождения Земли в солнечный корпускулярный поток. - Астроном. журнал, 1982, т.59, вып.4, с.750-762.

9. Погосян Х. П., Павловская А. А. Аномалии атмосферной циркуляции, приземного давления и температуры в связи с квазидвухлетней цикличностью. - Л.: Гидрометеиздат, 1977. - 78 с.

10. Покровская Т. В. Синоптико-климатические и гелиогеофизические долгосрочные прогнозы погоды. - Л.: Гидрометеиздат, 1969. - 254 с.

11. Рочева Э. В., Логинов В. Ф. О влиянии океана на формирование засух. - Труды ГГО, 1979, вып.403, с.58-72.

12. Рочева Э. В., Логинов В. Ф. О засухах в основных сельскохозяйственных районах СССР. - Труды ГГО, 1981, вып.458, с.95-100.

13. Рочева Э. В., Чертопруд В. Е. К анализу квазидвухлетних колебаний переноса масс воздуха в экваториальной стратосфере. - Рукопись деп. в ИЦ ВНИИГМИ-МЦ, № 76, гм-80, 1980, с.13.

14. Угрюмов А. А. Квазидвухлетняя цикличность весенне-летней циркуляции атмосферы. - Труды Гидрометцентра СССР, 1971, вып.77. - 81 с.

15. Чертопруд В. Е. О вычислении предельного цикла автоколебательных астрофизических объектов с помощью ЭВМ. - Астроном.журн. 1981, т.58, № 2, с.447-450.

16. Чучкалов Б. С. Особенности развития квазидвухлетнего цикла в связи с переносом массы воздуха в экваториальной стратосфере. - Труды Гидрометцентра СССР, 1972, вып.107, с.3-17.

ДОЛГОПЕРИОДНЫЕ ВАРИАЦИИ СОЛНЕЧНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ
В СВЯЗИ С ИЗМЕНЕНИЕМ ЯРКОСТИ И ПЛОЩАДИ
АКТИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НА СОЛНЦЕ

В настоящее время получены надежные экспериментальные данные, свидетельствующие о вариациях интегральной солнечной постоянной (СП) на $0,1-0,2\% / 9 /$. Показано, что наиболее значительные спады СП, наблюдавшиеся в 1980 году, обусловлены воздействием нескольких больших групп солнечных пятен. В работе А.Хойта и Д.Эдди / 8 / разработана модель вариаций СП, основанная на учете вариаций яркости и площади факелов, теней и полутеней пятен, которая по мнению авторов, хорошо согласуется с данными спутниковых наблюдений.

Однако выполненная ими реконструкция солнечной постоянной встречает ряд возражений, поскольку авторами занижены значения яркости факелов и не учтен избыток излучения, связанный с наличием светлых колец вокруг пятен. Без дополнительной аргументации нельзя сбрасывать со счетов и тот факт, что данные площадей факелов, помещенные в гринвичских и пулковских каталогах, различаются в несколько раз. Встречает также возражение использования в работе авторов аппроксимация площади факелов с 1977 по 1981 гг. Она представляется неудачной, поскольку соотношение площади пятен и факелов существенно изменяется во времени: при высоком уровне солнечной активности площадь факелов не растет с ростом пятен / 4 /. В указанные годы, таким образом, площадь факелов оказалась существенно заниженной.

Тем не менее с использованием принятых в работе данных о яркости площади активных образований на Солнце, авторы получили достаточно точное описание короткопериодных изменений солнечной постоянной за 300-дневный период. В настоящее время трудно дать интерпретацию этому факту. Можно высказать лишь несколько предположений, которые целесообразно оценить в будущем. Первое предположение состоит в том, что избыток излучения, связанный с факелами, частично теряется. Такая потеря может происходить, если факелы переизлучают энергию не в направлении нормали. В этой связи интересно отметить, что в работе / 9 / активные области рассматривались как своеобразный маяк, в котором дефицит энергии в направлении нормали, связанный с пятнами, переизлучается

факелами в направлениях, близких к тангенциальному.

Второе предположение связано с тем обстоятельством, что ультрафиолетовое излучение, источником которого являются факелы, плохо регистрировалось прибором на спутнике.

Можно также полагать, что установленные в работе / 4 / связи носят не универсальный характер и для долгопериодных изменений солнечной постоянной, связанных с активными образованиями, связь будет иной. В частности, на графике изменения солнечной постоянной за 300-дневный период имеется падение значений солнечной постоянной от марта - мая к ноябрю - декабрю 1980 г. на 0,04 %, а между тем, роста запятненности солнечного диска от первого ко второму периоду не происходило.

Следует отметить, что подходы к исследованию СП, основанные на анализе колебаний яркости солнечного диска за счет активных образований развивались нами в начале 70-х годов /3, 4/. В прошедшее десятилетие появилось много работ, в которых приведены новые сведения о яркости и площади активных образований на Солнце, что позволяет рассмотреть этот важный для астрофизики и климатологии вопрос с большей тщательностью и достоверностью.

Принято считать, что причиной вариации является изменение яркости активных образований на Солнце (факелов, светлых колец, теней и полутеней пятен), но, как известно, площадь активных образований составляет только порядка 1 % от площади солнечного диска, а какие вариации яркости испытывает "невозмущенная" часть фотосферы Солнца пока не ясно. Принципиальным представляется также вопрос установления роли различных диапазонов длин волн в изменчивости интегральной солнечной постоянной. Возможны следующие варианты ответа на вопрос о причинах изменчивости интегральной солнечной постоянной:

1. Изменчивость солнечного излучения разной амплитуды во всех интервалах длин волн.

2. Изменчивость солнечного излучения в рентгеновской и ультрафиолетовой частях спектра.

3. Перераспределение энергии в солнечном спектре, что приводит к незначительной изменчивости интегральной солнечной постоянной.

Экспериментальные данные свидетельствуют в пользу 1 и 3 вариантов.

Существенная трудность при анализе колебаний яркости солнечного диска за счет активных образований состоит в том, что оцен-

ки яркости и площади активных образований, приведенные в литературе, существенно различаются по величине.

Рассмотрим современные данные по этому вопросу.

Контраст факелов при удалении от лимба сперва растет, пока увеличивается просматриваемая глубина факелов и достигает своего максимума ($\sim 112\%$), а затем снова падает к центру диска до $102,5\%$, поскольку в последнем случае принимается суммарное излучение от факела и подфакельных фотосферных слоев после частичного поглощения в факелах фотосферного излучения /1, 5/. Эта модель факела соответствует случаю полупрозрачности факелов. Температура факелов изменяется от 50 до 250°C . Исходя из этих соображений, следует использовать при расчете индекса среднее значение яркости, составляющее около 105% от яркости фотосферы.

Яркость колец вокруг пятен по отношению к прилегающей фотосфере для 190 пятен оценена В.В.Касинским /2/. Средняя из максимальных значений яркости кольца, прилегающая к невозмущенной фотосфере составляет 103% . Последние данные измерений потока лучистой энергии в области, окружающей пятно, с диаметром приблизительно равным 10 диаметрам пятна показывают существенно меньший избыточный поток энергии от области, занимаемой кольцами. Так, сразу после полутени пятна избыточный поток составляет $0,3-0,8\%$ по сравнению с невозмущенной фотосферой /7/. Отметим, что в последнем случае авторами было рассмотрено 19 пятен. Исходя из вышеизложенного средняя яркость кольца составляет менее 103% от яркости невозмущенной фотосферы. Значение средней яркости колец около 101% представляется нам ближе к реальности, поскольку светлое кольцо состоит из ярких участков, разбросанных вокруг полутени пятен, а промежутки между яркими участками представляют собой не что иное, как невозмущенную фотосферу, и учитывая то, что только около 75% пятен имеют ярко выраженные кольца /7/, необходимо ввести коэффициент, равный $0,75$, в качестве множителя в выражение, определяющее избыток лучистой энергии от светлых колец.

Значения площадей факелов в пулковских каталогах ($S_{\text{ф.п.}}$), имеющиеся с 1949 г., превышают значения площадей факелов в гринвичских каталогах ($S_{\text{ф.г.}}$) в среднем в 5,5 раз. Однако величина отношения $S_{\text{ф.п.}}/S_{\text{ф.г.}}$ имеет слабую положительную связь с площадью факелов гринвичского каталога. Связь становится более тесной при корреляции отношения площади факелов пулковского и гринвичского каталога с площадью факелов пулковского каталога. При расчете

индекса яркости отношение было принято равным 5 для $S_{\text{ф.п}} < 1800$ и равным 7 для $S_{\text{ф.г}} > 1800$.

Пятна уменьшают общий поток излучения, исходящий из области, занятой пятнами, пропорционально площади пятен и понижению температуры в них.

Данные о яркости теней (0,25 от яркости фотосферы) и полутеней (0,75 от яркости фотосферы) пятен были приняты такими же, как в работе Хойта и Эдди / 8 /, поскольку они вполне согласуются с данными других работ по этому вопросу. В окончательном виде индекс яркости солнечного диска за счет активных образований можно представить так:

$$\Delta S = \alpha k S_{\text{ф.г}} + 0,0075 S_{\text{п}} - 0,75 S_{\text{т}} - 0,25 S_{\text{пт}},$$

где α - яркость факелов, равная 0,05; k - переменное отношение площади пулковских и гринвичских факелов, равное 5, если $S_{\text{ф.г}} < 1800$ и 7, если $S_{\text{ф.г}} > 1800$.

Коэффициент 0,0075 при втором члене выведен исходя из средней яркости и площади светлых колец. $S_{\text{ф.г}}$, $S_{\text{п}}$, $S_{\text{т}}$ и $S_{\text{пт}}$ - соответственно площади факелов, пятен, теней и полутеней пятен по гринвичскому каталогу. Начиная с 1953 г. при расчете индекса были использованы площади факелов, помещенные в пулковском каталоге.

Среднегодовые значения индекса ΔS представлены на рис. I (кривая I). На кривой 2 представлены сглаженные значения индекса. Индекс имеет максимальные значения в I2 и I3, I6 и I7, а также в 2I цикле, что свидетельствует о наличии 40-45-летнего цикла в изменении индекса. Указанная "полувековая" волна прослеживается в сглаженных величинах индекса. Если сравнить фазировку значений предложенного нами индекса и индекса Эдди и Хойта в вековом и II-летнем циклах, то можно видеть почти во всех II-летних циклах антифазное развитие процессов, описываемых сопоставляемыми индексами. В вековом цикле также нет согласованного изменения сопоставляемых индексов, что связано с наличием в предложенном нами индексе "полувекового" цикла.

Формально указанное различие можно объяснить тем обстоятельством, что данные Эдди и Хойта содержат заниженные значения яркости и площади факелов. Физическая сторона этих различий, вероятно, может быть понята из следующих соображений. Увеличение площади и яркости факелов приводит к росту интенсивности ультрафиолетового излучения Солнца. Если учесть, что интенсивность из-

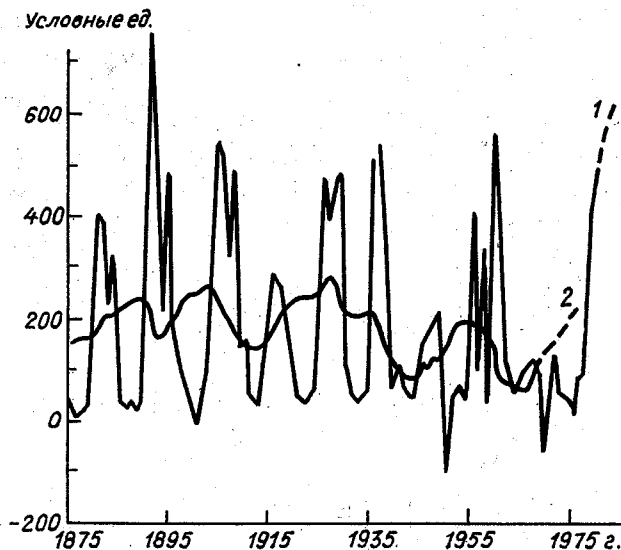


Рис. I. Среднегодовые значения индекса S .

лучения Солнца для $\lambda < 350$ нм составляет около 3,5 % от общего потока, а вариации ультрафиолетового излучения с солнечной активностью в различных диапазонах длин волн составляют от I ($\lambda \sim 300$ нм) до нескольких десятков процентов ($\lambda \sim 100$ нм), то вариации ультрафиолетового излучения могут составить несколько десятых процента и скомпенсировать недостаток излучения, связанный с блокировкой солнечного излучения, за счет солнечных пятен (модель Эдди и Хойта).

В заключение отметим, что наша модель, где эффект факелов в изменении солнечной постоянной завышен по сравнению с данными Эдди и Хойта, лучше согласуется с изменением температуры в северном полушарии в последний 60-летний период. Это согласие было нарушено в конце прошлого - начале текущего столетия. Вероятно, за счет интенсивной вулканической деятельности, которая привела к снижению температуры в указанный период. Оно не было скомпенсировано увеличением солнечной постоянной в I2 и I3 циклах солнечной активности.

Еще более важный аргумент в пользу реальности представленной здесь модели состоит в том, что показатель эффективности относительных чисел Вольфа (числа Вольфа, как известно, являются удовлетворительной характеристикой изменчивости ультрафиолетовой радиации) в вековом цикле, если судить по изменениям критической частоты слоя F_2 , был максимальным в конце 30-х годов текущего столетия и испытывал колебание с периодом около 40 лет / 4 /. Предложенный здесь индекс имеет такую же структуру изменений в вековом цикле.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. В и т и н с к и й Ю. И. Морфология солнечной активности. М.-Л.: Наука, 1960.
2. К а с и н с к и й В. В. Предварительные результаты фотометрического исследования светлых колец.- Бюлл. Солнечные данные, 1964, № II, с.42-52.
3. Л о г и н о в В. Ф. Новый индекс солнечной активности. - В кн.: Исследования по геомагнетизму, аэронавигации и физике Солнца. Иркутск, Сибирский ЦО АН СССР, 1972, вып.21, с.141-151.
4. Л о г и н о в В. Ф. Характер солнечно-атмосферных связей. Л.: Гидрометеоиздат, 1973. - 48 с.
5. М у с а е в М. М. К вопросу о физических условиях в солнечных факелах. Бюлл. Солнечные данные, 1982, № 5, с.76-80.
6. Я г е р К. Строение и динамика атмосферы Солнца.-М.: Иностранная литература, 1962.
7. Н и г а у ё м а Т., О к а м о т о Т. Preliminary observation of missing energy flux of sun spot, - Solar Phys., 1981, 73, N 1, p.37-43.
8. Н о у т D.V., Е d d y J.A. An atlas of variations in the Solar Constant caused by Sunspot blocking and facular emissions from 1874 to 1981. High Altitude Obs., NCAR, Boulder, Colo., May, 1982, 106 p.
9. О s t e r L., S c h a t t e n N., S a b l a t i n o S. Solar irradiance variation due to active regions. - Astrophys. J., N 2, part 1, p.768-773; 1982.

К ВОПРОСУ О ВЫЯВЛЕНИИ КЛИМАТИЧЕСКОГО СИГНАЛА. ЧАСТЬ I

Турбулентные процессы в реальной атмосфере обуславливают изменчивость атмосферных параметров в широком диапазоне частот, различающихся на 8-9 порядков /3, 6/. Исследование спектров атмосферных движений вблизи земной поверхности и на высотах до 300 м выявило два четких максимума, расположенных во временных интервалах 1-5 минут и 2-7 дней /4, 5, 9/. Первый из них обусловлен микротурбулентностью, второй - динамическими процессами синоптического масштаба времени, связанными с прохождением циклонов.

В субтропических и полярных областях, где преобладают антициклоны, характерный масштаб времени синоптических процессов удлиняется до 10 дней и более. В свободной атмосфере отмечаются колебания с периодом до 3 недель, что удовлетворительно объясняется теорией /1, 2/. В последние годы появились указания на изменения давления в тропических широтах в диапазоне 40-50 дней и в арктических и антарктических широтах - в диапазоне 60-70 дней /7, 10/.

В спектрах метеорологических рядов в той или иной мере прослеживаются суточные и полусуточные, годовые и полугодовые составляющие, наконец, - двух-, трехлетние вариации. Однако с помощью спектрального анализа метеорологических параметров в низкочастотном диапазоне не удается выявить такие характерные составляющие, которые были бы устойчивы во времени и пространстве и их можно было бы идентифицировать как некоторый климатический сигнал.

Если процессы синоптического масштаба хорошо идентифицируются любыми методами и являются достаточно устойчивыми для разных районов и сезонов года, то вопрос о выявлении процессов климатического масштаба остается нерешенным. Не случайно вопрос о количестве лет, необходимых для определения устойчивых характеристик климата, является до сих пор спорным, поскольку не ясен временной интервал проявления климатического сигнала.

Американские исследователи /8, 10/ склонны к оценке климата подходить от противного, считая климатом все низкочастотные изменения метеорологического режима. В понятие климата в этом случае включаются все изменения метеорологического режима, не вхо-

дящие в синоптический диапазон частот. Европейские ученые склонны оценивать климат через усреднение метеорологических параметров в масштабе нескольких десятков лет и более. Однако из практики известно, что один экстремальный год влияет на ход осредненных климатических характеристик. Это значит, что климатические сигналы поступают в систему в небольшие интервалы времени, сравнимые с годом, или даже более коротким промежутком.

Из сказанного видно, что различия в подходе американских и европейских климатологов не столь велики: для описания климатических особенностей региона, по-видимому, нужны данные за несколько десятилетий, но для идентификации некоторого сигнала, приводящего к климатическим последствиям, этот интервал может быть гораздо меньше.

Можно ставить вопрос о выделении такого временного интервала, на котором роль синоптических сигналов приближается к нулю, а климатический сигнал может быть выделен на фоне синоптического шума.

В настоящей работе, используя некоторые свойства случайных рядов, мы попытались оценить наименьший временной интервал, на котором климатический сигнал может быть идентифицирован. Законы чередования знаков месячных аномалий метеорологических элементов достаточно просты. При случайном чередовании вероятность (P) появления аномалии продолжительностью в один месяц равна $\frac{1}{2}$, в два месяца $\frac{1}{2^2}$, в три месяца $\frac{1}{2^3}$, в n месяцев $P_n = \frac{1}{2^n}$. Общее число месячных аномалий определенного знака $V = \frac{N}{2}$, где N - общее число наблюдений.

Если теперь через V_n обозначить число аномалий определенного знака продолжительностью в n месяцев, тогда

$$V_n = P_n V = \frac{1}{2^n} \cdot \frac{N}{2} = \frac{N}{2^{n+1}}.$$

Приведенное соотношение справедливо лишь в случае, если аномалии формируются по законам случайных процессов. Как положительные, так и отрицательные аномалии продолжительностью один месяц здесь составляют

$$V_1 = \frac{N}{2^{1+1}} = \frac{N}{4},$$

т.е. 25 % от всей совокупности. Однако в реальных рядах при наличии физических факторов, способствующих формированию длительных аномалий, их оказывается значительно меньше 25 %, а двухме-

сянных — меньше 12,5 %. Чем дольше действует этот фактор, тем естественно больше аномалий продолжительностью в пять, шесть и более месяцев.

На рис. I приведена повторяемость положительных и отрицательных аномалий различной продолжительности при случайном их формировании и реальная продолжительность сохранения знаков аномалий, вычисленная по среднеширотным значениям. Всего было использовано 15 960 средних месячных значений (12 мес $\times$ 14 широт $\times$ 95 лет). Из рис. I видно, что повторяемость положительных и отрицательных аномалий не следует строго за случайным распределением, а имеется определенный физический фактор, формирующий преимущественно длительные температурные аномалии за счет уменьшения числа коротких.

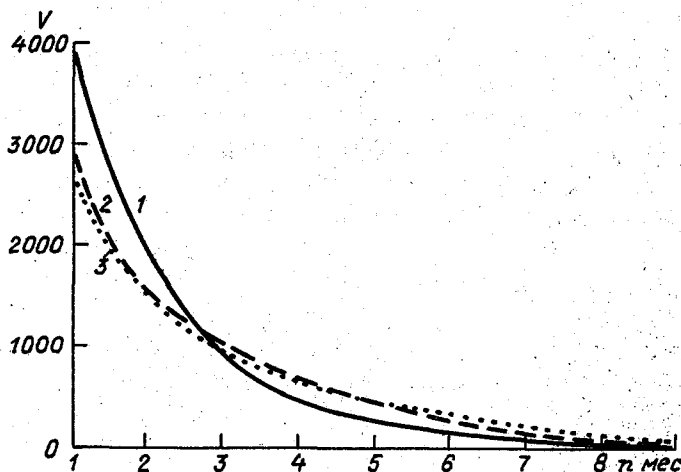


Рис. I. Повторяемость положительных и отрицательных средних широтных аномалий различной длительности.

1 — теоретическое распределение, 2 — фактическое (положительные аномалии), 3 — фактическое (отрицательные аномалии).

Во все месяцы года имеется дефицит средних широтных аномалий температуры продолжительностью один-два месяца и четкий избыток длительных — от четырех месяцев и более.

В табл. I приводятся данные по повторяемости аномалий различной продолжительности для каждого месяца. Условия общей циркуляции таковы, что температурная аномалия, однажды возникнув, имеет тенденцию сохраняться месяцами, а иногда и годы. В период с мая по сентябрь отмечается особенно большой недостаток аномалий длительностью $n = 1$. Аномалии, начавшиеся в мае, имеют тенденцию продолжаться особенно часто (по сравнению с теоретической повторяемостью) шесть месяцев — с мая по октябрь. Аномалии, начавшиеся в июне, имеют тенденцию продолжаться четыре-пять месяцев. Иными словами, все теплое полугодие имеет тенденцию проходить под одним знаком температурной аномалии. Октябрь, как видно из табл. I, месяц, когда температурные аномалии, наблюдавшиеся летом, имеют тенденцию заканчиваться. В квадратах выделены максимальные отклонения продолжительности аномалий при случайном их появлении.

В начале зимы эта тенденция ослабевает, но преимущественное формирование многомесечных температурных аномалий за счет убыли одно-, двухмесячных остается. Из приведенных материалов можно сделать вывод о том, что в глобальном масштабе существуют определенные физические факторы, способствующие формированию длительных температурных аномалий. Они не проявляют себя в масштабе одного-двух месяцев, но становятся хорошо различимы в масштабе четырех-пяти и более месяцев. Мы можем идентифицировать эти факторы как климатический сигнал, который начинает проявлять себя примерно с трех месяцев. Сравнение на большом фактическом материале кривых распределения аномалий различной продолжительности с теоретическим показало, что первые, как правило, более пологие, так как имеются причины для объединения аномалий большей последовательности за счет изменения одно- и двухмесячных аномалий.

Теоретическая кривая повторяемости аномалий различной продолжительности оказывается разделенной на две части (см. рис. I) кривой фактически наблюдаемых продолжительностей. В точках пересечения этих кривых теоретическая и фактическая повторяемости сходны. Правее этих точек фактические кривые идут выше. Это свидетельствует о том, что климатический фактор оказывает воздействие на формирование аномалий определенной продолжительности. Отсюда можно сделать вывод, что точки пересечения являются указателями на временные масштабы осреднения, с которых в систему начи-

Таблица I

Разности между наблюдаемой и теоретической повторяемостями
сохранения положительных (а) и отрицательных (б) месячных
широтных аномалий температур

Продолжитель- ность аномалий в месяцах, n	Месяц начала аномалий												Теоретическая повторяемость
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
а)													
1	-79	-93	-70	-65	-100	-105	-109	-89	-130	-71	-70	-70	332
2	-34	-32	-13	-44	-29	-58	-22	-50	-4	-22	-43	-36	166
3	3	I	I	6	-8	-4	7	29	12	-17	10	-10	83
4	10	12	10	-3	9	31	42	26	10	19	6	3	42
5	22	16	7	14	26	33	26	15	23	12	8	13	21
6	16	10	14	23	32	22	19	28	23	6	13	20	10
7	9	10	18	28	21	21	18	13	5	11	16	14	5
8	9	9	24	17	15	14	12	8	12	14	17	6	3
б)													
1	-94	-63	-95	-86	-110	-78	-120	-106	-118	-71	-94	-67	332
2	-5	-31	-45	-56	-20	-55	-34	-45	-4	-34	-9	-31	166
3	-9	-17	-17	-1	-16	6	-2	31	8	-12	-2	11	83
4	2	2	16	7	15	7	41	12	10	7	14	10	42
5	13	17	8	17	19	42	11	19	13	18	11	11	21
6	19	12	19	13	33	9	11	12	13	6	7	10	10
7	8	14	8	25	13	12	14	11	8	4	16	18	5
8	18	12	15	14	12	15	8	12	7	15	15	8	3

нает поступать климатический сигнал. Положение этих точек легко находится.

Как было указано выше теоретическая кривая рассчитывается по формуле

$$V_n = \frac{N_{T_1}}{2^{n-1}} \quad (I)$$

Для фактической кривой можно принять другую модель:

$$V_n = \frac{N_{\varphi_1}}{m^{n-1}} \quad (2)$$

Здесь N_{τ_1} и N_{φ_1} — соответственно теоретическая и фактическая повторяемости аномалий продолжительностью один месяц. Как легко заметить,

$$N_{\tau_1} = 2 N_{\tau_2} = 4 N_{\tau_3} = 8 N_{\tau_4} = \text{и т.д.},$$

$$N_{\varphi_1} = m N_{\varphi_2} = m^2 N_{\varphi_3} = m^3 N_{\varphi_4} = \text{и т.д.},$$

причем $m \leq 2$. Для определения m использовалась формула

$$m = \frac{\sum_{i=1}^{i=4} N_{\varphi_i}}{\sum_{i=2} N_{\varphi_i}} \quad (3)$$

Теоретическая кривая пересекается с фактической в точке n . Ее положение можно определить из (1), (2) и (3):

$$\frac{N_{\tau_1}}{2^{n-1}} = \frac{N_{\varphi_1}}{\left(\frac{\sum_{i=1}^{i=4} N_{\varphi_i}}{\sum_{i=2} N_{\varphi_i}} \right)^{n-1}} \quad (4)$$

Решая уравнение относительно n , получим:

$$n = \frac{\lg N_{\tau_1} - \lg N_{\varphi_1}}{\lg 2 - \lg \sum_{i=1}^{i=4} N_{\varphi_i} + \lg \sum_{i=2}^{i=4} N_{\varphi_i}} \quad (5)$$

Расчеты, проведенные на обширном статистическом материале, обнаружили определенные тенденции в изменении продолжительности климатического сигнала в зависимости от сезона года и географического положения станции.

Используя предложенную формулу (5), можно с большой точностью определить положение точки пересечения теоретической и фактической кривой и, таким образом, оценить мощность климатического сигнала. Чем сигнал мощнее, тем большее число месяцев из всей выборки участвует в формировании длительных аномалий и меньше — в формировании коротких аномалий, продолжительностью один-два месяца.

С другой стороны, чем мощнее климатический сигнал, тем большую продолжительность имеет средняя длина аномалий (для случайного ряда она равна 2). С ростом мощности климатического сигнала средняя продолжительность аномалий одного знака возрастает до 3–4 и более месяцев. Таким образом, число n , полученное с помощью уравнения (5), дает характеристику мощности климатического сигнала и может служить для оценки продолжительности аномалий того или иного знака в рассматриваемом ряду.

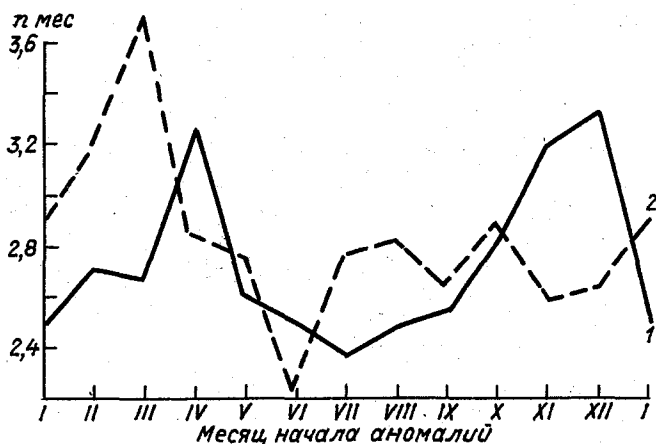


Рис.2. Ход величины n , характеризующей мощность климатического сигнала и среднюю продолжительность аномалий. Аномалии: 1 – положительные, 2 – отрицательные.

На рис.2 приводится годовой ход числа n . Из рисунка видно, что в отдельные месяцы мощность климатического сигнала возрастает. Характерно, что имеются различия в формировании положительных и отрицательных аномалий. Как отмечалось выше, аномалии, начавшиеся весной, имеют тенденцию продолжаться до осени.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Г а л и н Н. Г., К и р и н к о в С. Е. К теории колебательного цикла зональной циркуляции атмосферы. Изв. АН СССР ФАО, 1980, т.16, № II, с.1123-1131.
2. Г и р с А. А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. - Л.: Гидрометеиздат, 1974. - 486 с.
3. Ж у к о в с к и й Е. Е., К и с е л е в а Т. Л., М а н д е л ь ш т а м С. М. Статистический анализ случайных процессов. - Л.: Гидрометеиздат, 1976. - 408 с.
4. К о б ы ш е в а Н. В., Н а р о в л я н с к и й Г. Н. Климатическая обработка метеорологической информации. - Л.: Гидрометеиздат, 1978. - 296 с.
5. Н о л я к И. И. Методы анализа случайных процессов и полей в метеорологии. - Л.: Гидрометеиздат, 1979. - 254 с.
6. Ю д и н М. И. Вопросы методики измерений в связи с закономерностями пульсаций метеорологических элементов. - Труды ГГО, 1972, вып.293, с.184-188.
7. M o d d e n R. A., J u l i a n P. R. Description on global scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. - J. Atm. Sci., 1972, v.29, p.1109-1125.
8. N a m i a s J. Some causes of US drought. - J. Clim. and Appl. Met., 1983, v.22, p.30-32.
9. O o r t A., T a y l o r A. On the kinetic energy spectrum near the ground. - Mon. Wea. Rev., 1969, v.97, N 9, p.623-636.
10. S h a p i r o R., S t o l o v V. L. Surface pressure variations in Polar regions. - J. Atm. Sci., 1970, v.27, p.1021-1026.

К ВОПРОСУ О ВЫЯВЛЕНИИ КЛИМАТИЧЕСКОГО СИГНАЛА. ЧАСТЬ II

В первой части нашей работы о климатическом сигнале в метеорологических рядах / 5 / было использовано свойство климатического сигнала создавать чаще, чем это следует из законов случайного распределения, продолжительные серии месячных аномалий одного знака.

В настоящей статье мы для выявления климатического сигнала используем некоторые особенности изменения дисперсии в зависимости от масштаба осреднения исходных метеорологических данных, представленных средними значениями метеосэлементов за суточный интервал. Из литературы хорошо известны соотношения для автокорреляционной $R(\tau)$ и спектральной $G(\nu)$ функций /4, 7/:

$$R(\tau) = \int_0^{\infty} G(\nu) \cos \nu \tau d\nu,$$

$$G(\nu) = \frac{2}{\pi} \int_0^{\infty} R(\tau) \cos \nu \tau d\tau.$$

Здесь τ - обозначает время, а ν - частоту.

Зная спектральную функцию легко получить значения автокорреляционной функции и наоборот. Информация о рядах может задаваться в частотной области или во временной в зависимости от решаемых задач и целей.

В значения автокорреляционной функции $R(\tau)$ все гармоники вносят равный вклад. Но поскольку в гармоническом спектре плотность ортогональных составляющих в высокочастотной области гораздо выше, чем в низкочастотной, то и роль высокочастотных составляющих в формировании значений автокорреляционной функции оказывается больше. Практически это приводит к тому, что роль синоптических процессов во временном интервале 2-15 дней, оказывается столь же существенной, как и процессов в интервале 15-250 дней. Значения коэффициента автокорреляции первого порядка $R_{(1)}$ формируются, таким образом, в равной мере как процессами синоптического масштаба, так и процессами сезонного и годового масштаба. Из значений $R_{(1)}$ непосредственно вклад этих процессов определить не удастся. Дисперсия любого метеорологического параметра σ_n^2 для любого масштаба осреднения данных n может быть получена из выражения /2, 3/

$$\sigma_n = \frac{\sigma_1}{\sqrt{n}} \sqrt{\frac{1+R_{(1)}}{1-R_{(1)}}};$$

ошибка этой величины может быть оценена с помощью выражения

$$\sigma_{\sigma_n} = \frac{\sigma_1}{\sqrt{2m}} \left[1 - R_{(1)}^2 \right],$$

где $m = \frac{N}{n}$ и N - число членов исходного ряда в днях.

Временные автокорреляционные функции $R(\tau)$ меняются в широком диапазоне значений и зависят главным образом от характера метеоэлемента. В меньшей степени $R(\tau)$ зависят от времени года и географического района /1, 2/.

Величина σ_n , подсчитываемая по приведенному выше выражению, отражает ожидаемый характер изменения дисперсии ряда с увеличением n , имеющего параметры σ_1 и $R_{(1)}$. Реальные изменения дисперсии по мере увеличения масштаба осреднения данных n изменяются иначе, нежели σ_n , и связано это с тем, что в значении $R_{(1)}$ синоптические и сезонные процессы вносят различный вклад. Если масштаб осреднения меньше периода, несущего климатический сигнал, то такое осреднение подавляет шумы и лучше выявляет дисперсию сигнала.

Используя соотношение σ'_n / σ_n , где σ'_n - величина, вычисленная по фактическим данным, а σ_n - по вышеприведенному выражению с использованием $R_{(1)}$, можно выявить относительный вклад синоптических и сезонных процессов в изменчивость метеоэлементов. Если все гармоники вносят примерно равный вклад в значения $R_{(1)}$, тогда $\sigma'_n \approx \sigma_n$ и $\sigma'_n / \sigma_n \approx 1$. Если основной вклад в $R_{(1)}$ вносят синоптические процессы, тогда и эти сигналы подавляются при осреднении и $\sigma'_n < \sigma_n$, и $\sigma'_n / \sigma_n < 1$. При значительном вкладе в $R_{(1)}$ сезонных процессов при росте n реальная дисперсия будет расти, так что $\sigma'_n / \sigma_n > 1$.

Величины σ_1 , $R_{(1)}$ и σ'_n были подсчитаны по специальной программе по ряду станций СССР по наборам ежедневных значений различных метеоэлементов, из которых предварительно исключался годовой ход. Исходные данные выбирались по пяти годам с жестокими засухами летом на юге ЕЧС (1967, 1972, 1975, 1977, 1981 гг.) и по пяти годам с избыточным увлажнением на юге ЕЧС (1964, 1969, 1974, 1976, 1978 гг.). Значения σ'_n для n от 1 до 120 дней

вычислялись за холодное и теплое полугодия отдельно по исходным рядам, составленным из пяти отрезков. Чтобы уменьшить эффект "стыков", каждый ряд использовался дважды в случайной последовательности с другими исходными рядами.

На рис. I для примера приводится ход σ'_n / σ_n для некоторых

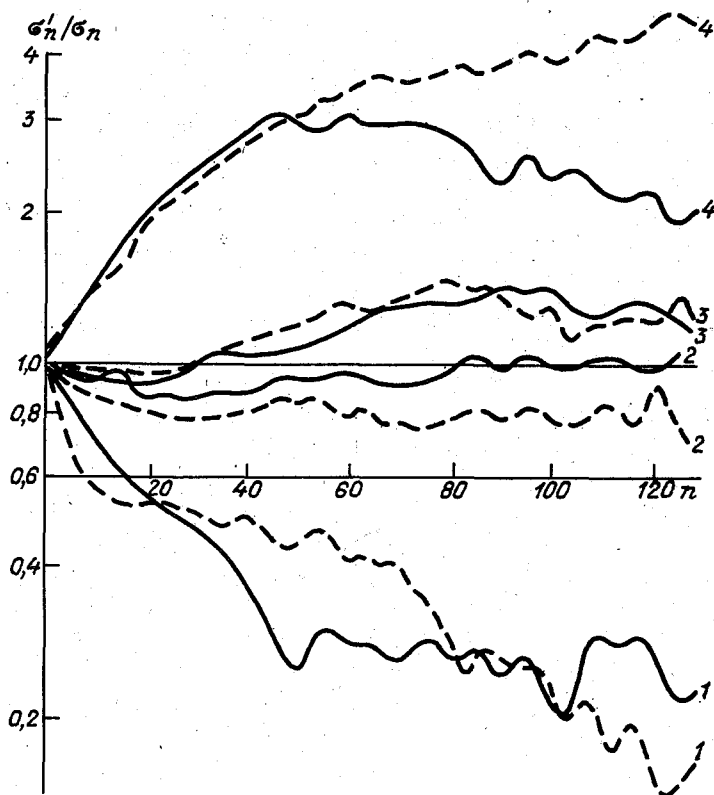


Рис. I. Ход отношения σ'_n / σ_n , вычисленного по четырем станциям по разным элементам для лет с засухами на юге ЕЧС (сплошные линии) и для лет с хорошим увлажнением (штриховые линии).

1 - давление, Астрахань, лето; 2 - температура, Ленинград, лето; 3 - температура предшествующей зимы, Багдад; 4 - скорость ветра, Октябрьский Городок, лето.

метеозлементов по ряду станций. Мелкие флуктуации на приведенных кривых — результат стыковки массивов. Их амплитуда уменьшается по мере увеличения исходного массива данных, а положение зависит от порядка стыковки массивов между собой. Однако общий характер изменения кривых остается неизменным.

В результате анализа многих кривых σ'_n / σ_n , представляющих собой аналог структурной функции и позволяющих разделить роль синоптических процессов и сезонных процессов, удалось выявить три типа кривых, характеризующих изменения метеорологических параметров в умеренных широтах. Этим трем типам кривых соответствуют три типа метеорологических процессов с определенными соотношениями вкладов синоптических и климатических процессов.

Кривые первого типа характеризуют главным образом вклад в дисперсию синоптических процессов. К такому типу относится изменение давления в западных и северных районах СССР. При осреднении рядов по интервалам 10–20 дней происходит резкое снижение величины σ'_n , так как роль синоптических процессов оказывается в результате осреднения подавленной, так что $\frac{\sigma'_n}{\sigma_n} < 1$ при $n = 10 \dots 20$. На рис.1 приведены типичные кривые σ'_n / σ_n по давлению для летнего периода по ст. Астрахань. Хотя одна кривая характеризует засушливые годы, другая — увлажненные, вклад синоптических процессов в изменение давления в обоих случаях на юге ЕЧС оказывается решающим, вид кривых мало меняется, хотя выбраны экстремальные в отношении засушливости годы.

Аналогичный характер кривых σ'_n / σ_n по давлению имеется на станциях Украины, Белоруссии, Прибалтики и станциях на широтах 60° и более. Синоптические процессы вносят значительный вклад так же в изменения температуры и радиации. Осреднение в масштабе 10–30 дней здесь также приводит к снижению кривых, так что $\sigma'_n / \sigma_n < 1$. Однако в изменение температуры и радиации значительный вклад в отдельных случаях вносит и сезонный сигнал. При увеличении масштаба осреднения до $n = 70 \dots 80$ дней оказывается, что $\sigma'_n / \sigma_n > 1$. Это второй тип кривых, характеризующийся как вкладом синоптических, так и вкладом сезонных процессов в изменения метеозлементов, имеет два слабых экстремума. На рис.1 приведены кривые для зимней температуры в Барнауле и летней — в Ленинграде. Как и следовало ожидать, кривые не обнаруживают существенных различий для лет с летними засухами или с избыточным увлажнением на юге ЕЧС и близки к значению $\sigma'_n / \sigma_n \approx 1$.

Наконец, третий тип кривых характерен для таких метеопара-

метров, которые отражают, главным образом сезонные, годовые и многолетние процессы в изменении метеопараметров. Они характеризуются резким ростом отношения σ'_n/σ_n при увеличении n от 2 до 70-80 дней. При росте масштаба осреднения происходит подавление случайных сигналов и лучше выявляется роль долгосрочных климатических составляющих в изменениях метеопараметров.

В работах /1, 2/ показано, что оптимальный период осреднения данных инерционным прибором составляет $\bar{T} = 1,7 T_0$, где T_0 может обозначать постоянную прибора или интервал времени, за который значения временной автокорреляционной функции убывает в e раз. Если автокорреляционную функцию задать косинусоидой, а время выразить в угловых единицах, тогда убывание автокорреляционной функции в 2,7 раза будет соответствовать сдвигу на $T_0 \approx 80^\circ$. Оптимальный период осреднения коррелированных во времени данных в этом случае будет равен $\bar{T} \approx 1,7 T_0 \approx 1,7 \cdot 80^\circ \approx 135^\circ$. Если заданный период (360°) должен быть выявлен, наилучший масштаб осреднения исходных данных для этого должен быть равен 135° , т.е. в периоде должно укладываться примерно $360^\circ/135^\circ \approx 2,5$ временных интервала осреднения.

Это было проверено экспериментально на многочисленных метеорологических и геофизических рядах, и было установлено с помощью оценки спектральной плотности, что при масштабах временного осреднения, равного 2,5-3,0 интервала осреднения на период, удается наилучшим образом уточнить амплитуду заданного периода в рядах наблюдений, имеющих помехи / 6 /.

Наличие экстремальной точки на кривых σ'_n/σ_n при $n=70\dots 80$ дням, указывает на важность 200-дневного, примерно полугодового периода в вариациях метеорологических данных. Интервал 70-80 дней можно принять за наиболее подходящий интервал осреднения, важный для выявления короткопериодных климатических сигналов.

Именно такой тип кривых с экстремумом на 70-80 дней, как показывают наши данные, особенно характерен для абсолютной влажности воздуха и для скорости ветра (но не для направления ветра, которое меняется в синоптическом масштабе времени). Влажность воздуха и скорость ветра оказываются климатически более информативными показателями, чем температура и давление. Влажность воздуха и скорость ветра слабо связаны с синоптическими процессами и поэтому по мере роста n величина σ'_n/σ_n увеличивается сразу же и очень быстро. На рис. I приведены кривые для скорости ветра летом в Октябрьском Городке.

Яркий пример вклада сезонных процессов в дисперсию метео-элементов обнаруживается на всех станциях при анализе влажности воздуха. Кратковременные дожди в синоптическом масштабе времени не столь существенны для влажности воздуха, нежели длительные засухливые или переувлажненные периоды.

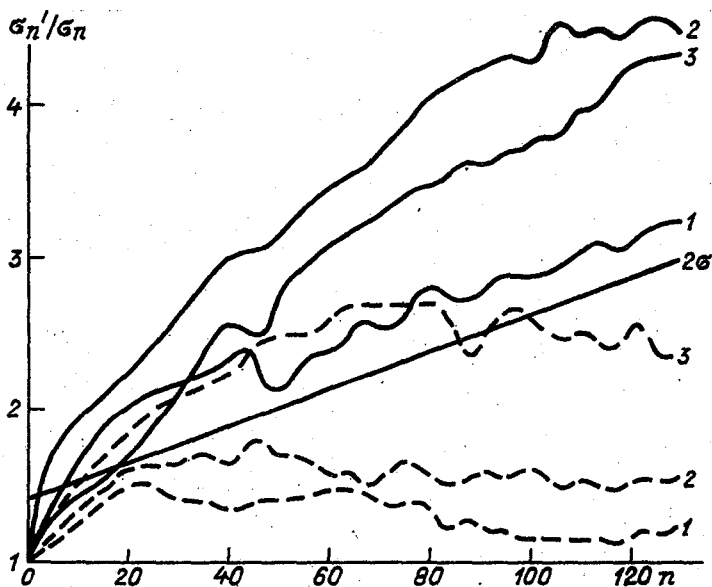


Рис.2. Ход отношения σ'_n/σ_n , вычисленного по летним данным абсолютной влажности для лет с засухами на юге ЕЧС (сплошные линии) и для лет с хорошим увлажнением (штриховые линии).

1 - Астрахань, 2 - Барнаул, 3 - Октябрьский Городок.

На рис.2 приведены кривые σ'_n/σ_n влажности воздуха летом для станций Октябрьский Городок, Астрахань, Барнаул. Характерно, что различие засухливых и переувлажненных групп лет здесь выявляется достаточно ярко. На рис.2 прямой линией показан уровень значимости отклонений кривых от $\sigma'_n/\sigma_n = 1$. Ясно видно, что в годы засух на юге ЕЧС климатический сигнал приобретает очень большую роль, в то время как в годы хорошего увлажнения его роль не-

велика, но больше, чем вклад синоптических процессов. Здесь интересно отметить, что влажность воздуха в Барнауле летом "реагирует" на условия засухливости на юге ЕЧС, что свидетельствует о большой протяженности засухообразующего процесса. Влажность воздуха в Астрахани является хорошим показателем засухливости, в то время как давление воздуха таким показателем не является не только в Астрахани (см. рис. 1), но и в большинстве других станций юга ЕЧС.

Кривые третьего типа (см. рис. 2), отражающие малую роль синоптических и большую роль климатических процессов, как и кривые второго типа, отражающие и те, и другие эффекты, показывают, что максимальные вклады в фактическую дисперсию σ_n' по сравнению с ожидаемой σ_n отмечаются при $n = 70 \dots 80$ дням. Далее при увеличении n кривые σ_n' / σ_n обнаруживают либо слабое падение, либо слабый рост, как на рис. 2. Масштаб осреднения $n = 70 \dots 80$ дней, являющийся в определенном смысле оптимальным, наилучшим образом выявляет короткопериодные климатические сигналы, сигналы, отличные по своим временным характеристикам от синоптических. Таким образом, масштаб осреднения $n = 70 \dots 80$ дней можно принять за временной масштаб высокочастотного климатического сигнала. Это совпадает с оценками временного масштаба климатического сигнала, полученными в работе / 5 / другими методами.

В то же время 70-80 дней это лишь самый минимальный временной масштаб для уверенного выявления климатического сигнала, отражающий флуктуации метеорологических параметров в полугодовой и годовой волне. В большинстве случаев и при большем осреднении данных величина σ_n' / σ_n продолжает увеличиваться и это указывает на то, что климатические сигналы имеют годовые, двух-трех-летние и другие низкочастотные составляющие. Возмущения нормальных полугодовых и годовых вариаций метеопараметров, по-видимому, являются главными источниками формирования экстремальных климатических явлений — короткопериодных вариаций климата.

Второй важный вывод из проделанной работы заключается в том, что выявление короткопериодных климатических сигналов более успешно можно проводить, анализируя такие показатели, как влажность воздуха и скорость ветра, нежели другие метеорологические параметры, например, температура или давление воздуха.

В исследованиях короткопериодных климатических изменений, которые до настоящего времени ведутся на базе наблюдений за температурой воздуха, целесообразно использовать такие показатели,

как влажность воздуха и скорость ветра.

В заключение следует отметить, что предложенный в настоящей статье метод анализа изменения дисперсии метеорологических рядов в зависимости от изменения масштаба осреднения данных, гораздо чувствительнее метода разложения дисперсии в спектр, если ставится задача разделения синоптических и климатических сигналов, без выявления определенного периода.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брагинская Л. Л., Коган Р. Л. О точности определения средних величин по мгновенным отсчетам инерционных приборов. - Труды ГГО, 1965, вып. 174, с. 3-20.
2. Жуковский Б. Е., Киселева Т. С., Мандельштам С. М. Статистический анализ случайных процессов. - Л.: Гидрометеиздат, 1976. - 408 с.
3. Кендалл Дж., Стюарт А. Статистические выводы и связи. - М.: Наука, 1977. - 899 с.
4. Кендалл Дж., Стюарт А. Многомерный статистический анализ и временные ряды. - М.: Наука, 1976. - 776 с.
5. Сазонов Б. И., Спирина Л. П. К вопросу о выявлении климатического сигнала. Ч. I. - См. настоящий сборник.
6. Сазонов Б. И., Зушинская Т. И. К вопросу о влиянии масштаба осреднения на спектральные оценки геофизических рядов. - Труды ГГО, 1974, вып. 330, с. 136-140.
7. Сергеев Г. А., Яяутш Д. А. Статистические методы исследования природных объектов. - Л.: Гидрометеиздат, 1973. - 298 с.

ОБОБЩАЮЩИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СОСТОЯНИЯ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

Выполнено много работ, имеющих целью отыскать связи между температурным режимом Атлантики и температурными аномалиями в Европе.

Особо обращается внимание на исследование влияния Атлантики, в частности, Гольфстрима, на погоду в Европе /1, 4, 7, 13/.

Установлено, что океан отдает большое количество тепла атмосфере и этот тепловой поток испытывает значительные изменения не только от месяца к месяцу, но и от года к году. Поверхность океана, являясь мощным источником тепла, может длительное время регулировать температурный режим нижних слоев атмосферы и те или иные особенности атмосферных процессов, развивающихся над Европой, формируются именно над океаном под его непрерывным термическим воздействием. Основным из этих процессов является скорость, с которой тепло поступает в климатическую систему, единственным источником которого является солнечная радиация. Атмосфера и океан реагируют на нагревание развитием систем ветров и течений, которые переносят тепло из районов, где оно в избытке, к областям с дефицитом тепловой энергии /2, 3/.

По современным представлениям основную роль в изменении климата в системе атмосфера - мировой океан - континенты играют в атмосфере: меридиональный градиент температуры воздуха (полюс - экватор) /9/, большие широтные и меридиональные градиенты температуры воздуха в двух зонах в средних широтах вблизи восточных берегов континентов /7, 9/, крупномасштабные регионы частото прямого воздействия тепловых аномалий подстилающей поверхности земли на атмосферу в виде турбулентного и скрытого тепла аномалии /10, 11/. В океане - это меридиональный градиент температуры воды (полюс - экватор) /1, 3, 9/, механические воздействия ветра, максимальные в тропиках и в средних широтах открытого океана /12, 13/.

Рассмотрение карт аномалий приземного давления и полей температуры показывают, что отрицательные аномалии температуры в умеренных широтах зимой связаны с положительной аномалией давления в этих же широтах и обратно /6, 7/. Кроме того, при положительной аномалии давления в высоких широтах, в умеренных и низких широтах имеет место отрицательная аномалия, и наоборот.

В Атлантике это приводит к известной связи между колебаниями интенсивности развития азорского антициклона и исландского циклона. На основе этих колебаний и определяют многие авторы интенсивность циркуляции над Атлантикой /6, 7/.

Аномалии потоков тепла в атмосферу в энергоактивных зонах океана зимой влияют на глобальные, долгопериодные колебания циркуляции атмосферы через вторичные эффекты крупномасштабной атмосферной динамики (например, через вторичную планетарную конвекцию /8 /). Вторичные образования циркуляции атмосферы и океана зимой оставляют "память" в океане (в виде термодинамических очагов) и на континентах (в виде аномалий увлажненности почвы) /10 /.

Однако накопленные к настоящему времени знания о крупномасштабном взаимодействии океана и атмосферы еще недостаточны. В настоящее время существуют 20-25-летние ряды метеорологических наблюдений, которые не дают возможности получить точные диагностические оценки относительно изменений климата.

Целью настоящей работы и является выявление относительно небольшого числа наиболее информативных данных из большого объема метеорологической информации, собираемой над акваторией Атлантического океана в умеренных и полярных широтах северного полушария.

Методикой расчета для анализа основных климатических источников был выбран факторный анализ, который позволяет найти относительно небольшое число независимых величин, которые концентрируют основную часть исходной информации. Такие факторы сами по себе представляют интерес; с успехом применяются в различных исследованиях и могут быть использованы в качестве предикторов в некоторых схемах статистического прогноза /5 /.

Приступая к факторному анализу, достаточно иметь общую гипотезу, что в исследуемой области существует какая-то закономерность, какой-то порядок. Для этой цели нами были собраны за период с 1955 по 1978 г. следующие исходные данные:

1. Аномалии давления на уровне моря - 17 станций,
2. Суммарная радиация - 9 станций,
3. Аномалии температуры воды - 9 станций,
4. Аномалии температуры воздуха - 16 станций,
5. Разность аномалий температур (воздух - вода) - 9 станций.

Проведен анализ полей этих метеозадающих элементов методом факторно-

го анализа. Выделено в каждом поле полученных данных два основных фактора. Два фактора необходимы, потому что характеристика очагов в одни периоды и по отдельным элементам, проходит то по первому, то по второму фактору.

Анализ проводился за холодный и теплый периоды. Холодный период включает месяцы с декабря по май, теплый — с июня по ноябрь. Разделение на указанные периоды получено после проведения предварительного факторного анализа за каждый месяц по данным аномалий температуры воды, воздуха и разности аномалий (воздух-вода). Всего проанализировано 72 карты по трем элементам за все месяцы по двум факторам.

В результате анализа было установлено, что на всем пространстве Северной Атлантики имеется два основных устойчивых типа распределений знаков аномалий как зимой, так и летом. Для более надежного выявления особенностей формирования аномалий месячные данные были объединены по двум сезонам.

Проведенный анализ данных по давлению и солнечной радиации свидетельствует о том, что аномалии этих параметров имеют четко выраженный широтный ход. Развитие исландский минимум и азорский антициклон увеличивают барический градиент, направленный с юга на север, приводят к возникновению сильных ветров с юго-запада, что способствует выносу тепла в район Ирландии. Это приводит к возникновению здесь термического очага устойчивых аномалий, положительных в годы хорошего развития градиента и отрицательных — в годы плохого.

При анализе распределения аномалий температуры воды, аномалий температуры воздуха и разности аномалий (воздух — вода), четко выделяется так называемый термический очаг в районе Ирландии. Это мощное образование выявляется, как правило, в первом факторе.

Проведенный анализ свидетельствует о том, что этот очаг хорошо характеризуется точками кораблей I и J , и летом, и зимой. Поэтому можно выбрать индекс $\frac{I+J}{2}$ аномалии температуры воды как наиболее яркую температурную характеристику Северной Атлантики.

На рис. I а приводятся карты распределений нагрузок на первый фактор.

Индекс $\frac{I+J}{2}$ подтверждается и полученными данными анализа первого фактора аномалий температуры воздуха и разности аномалий воздух — вода летом (рис. I б, в).

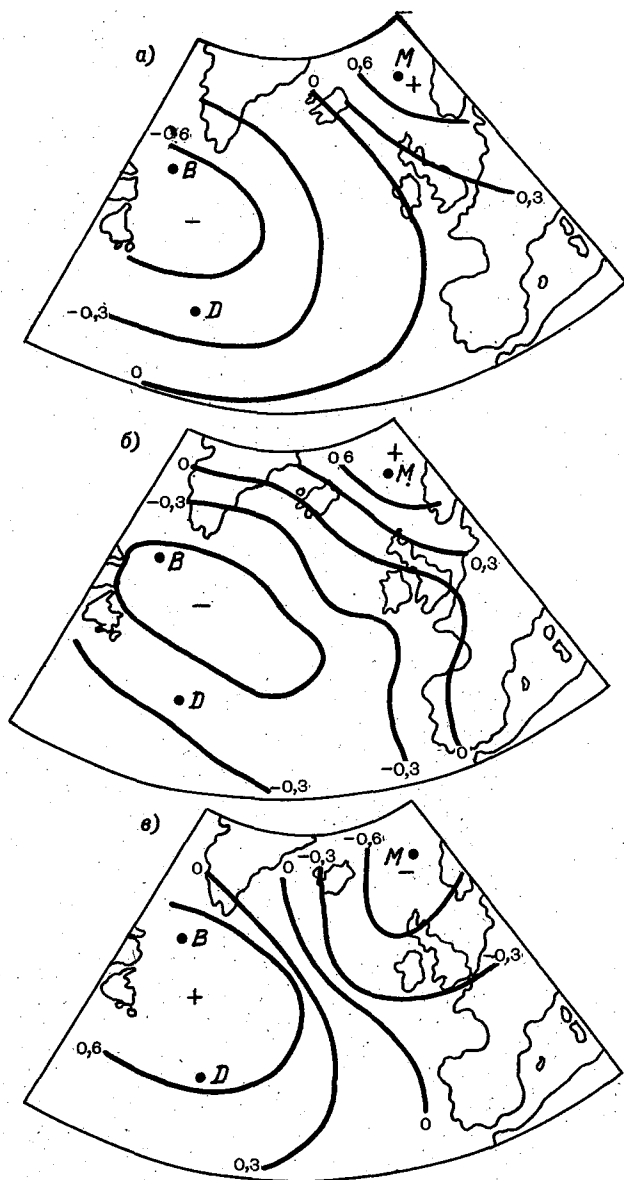


Рис. I. Карты распределения нагрузок на первый фактор.

а - аномалии температуры воды, зима; б - аномалии температуры воздуха, лето; в - аномалии разности температуры (воздух - вода), лето.

Как следует из рис.1, восточнее этого очага на севере Скандинавии и западнее, у острова Ньюфаундленд происходит смена знака аномалий температурного режима. Наличие крупного устойчивого очага в районе Ирландии подтверждается и радиационным прогревом и давлением. Когда особенно высокое давление в районе Азорского максимума и ослабленный исландский минимум, то происходит перемещение центров действия на север / 6 / , увеличивается радиационный прогрев в районе Ирландии, все это способствует развитию указанного выше термического очага.

На рис.2 а приведены данные второго фактора аномалий температуры воды зимой. Как следует из рисунка, здесь в Северной Атлантике мы обнаруживаем два очага формирования температурных аномалий, иногда на это указывает и первый фактор (рис.2 б, в). Один очаг в районе севера Скандинавии, другой к юго-востоку от Ньюфаундленда. Меридиональный градиент температуры воды в океане (полюс - экватор) / 7 / формирует глобальную циркуляцию и ее климатические изменения в зависимости от сезона года.

Исследованиями последних лет выявлена реальная мезомасштабная структура вод северо-европейского бассейна. Установлено, что полю теплосодержания вод океана свойственна хорошо выраженная горизонтальная неоднородность. Она имеет вид системы, состоящей из квазистационарных образований. Эти образования представляют хорошо выраженные термические аномалии, или очаги накопления тепла и холода. Такие очаги мы и видим на рис.2. Эти очаги образуют термодинамическую пару с противоположными знаками. Граница раздела проходит на месте слияния теплого течения Гольфстрим и холодного Лабрадорского течения, района, подверженного сильным изменениям /6, 7, 13/.

Анализируя карты второго фактора аномалий температуры воды приходим к выводу, что колебание этих термодинамических очагов можно охарактеризовать разностью $M - \left(\frac{B+D}{2} \right)$, т.е. расчитав разность между аномалиями температуры воды корабля M и средней аномалией температуры воды кораблей B и D .

Это подтверждается при анализе факторов аномалий температуры воздуха и разности аномалий воздух - вода в этих же точках (рис.2 б, в).

Выводы, которые можно сделать из этих рисунков, аналогичны выводам, полученным при анализе данных, опубликованных в работе /13/.

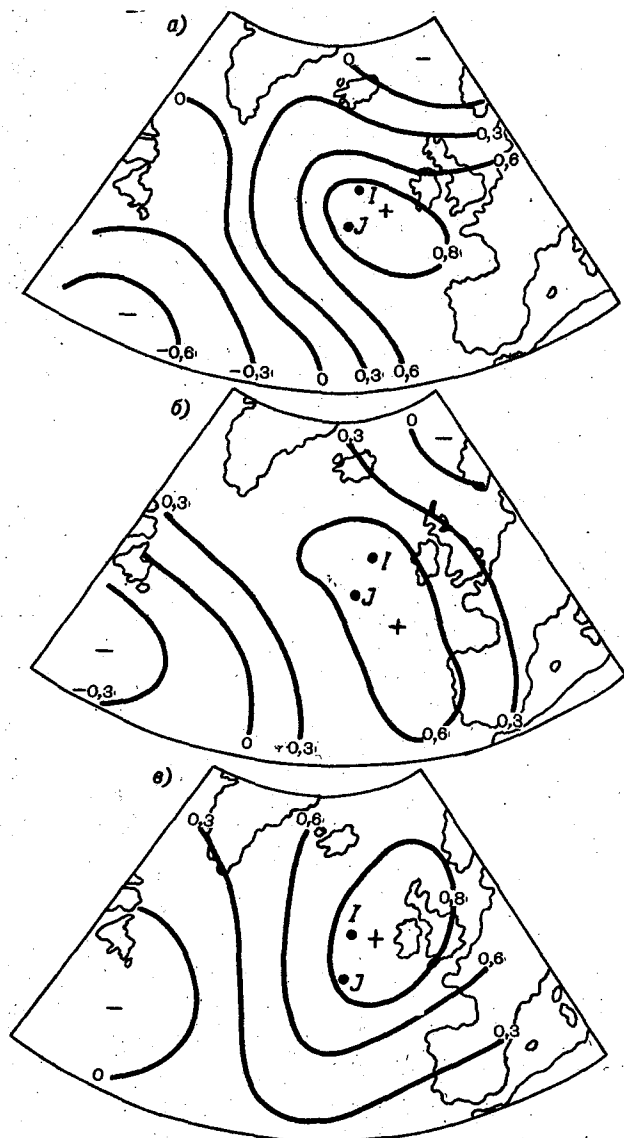


Рис.2. Карты распределения нагрузок на первый и второй факторы.

а - аномалии температуры воды, зима, второй фактор;
б - аномалии температуры воды, зима, первый фактор; в -
аномалии разности температур (воздух - вода), лето, первый фактор.

Чтобы подтвердить устойчивость предложенных нами индексов $\frac{I+J}{2}$ и $M - \left(\frac{B+D}{2}\right)$, был проведен анализ аномалий температуры воды и воздуха за более длинный период, а именно за период с 1891-1978 гг. Полученные выше выводы в основном подтвердились.

Таким образом, итоги нашего эксперимента по скатии метеорологической и океанической информации показывают, что вместо использования различных показателей достаточно использовать температуру воды в точках кораблей I, J, B, D и M.

По этим индексам можно получить описание аномалий не только температуры воды северной Атлантики, но и температуры воздуха, разности температур воздух - вода, давления и радиации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каганский А. С., Семенюк Е. А. Изучение характеристики разности температур вода - воздух в отдельных районах Северной Атлантики. - Труды НИИАК, 1970, вып. 68, с. 27-45.
2. Марчук Г. И. Моделирование изменений климата и проблема долгосрочного прогноза погоды. - Метеорология и гидрология, 1979, № 7, с. 25-36.
3. Марчук Г. И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. - Л.: Гидрометеоиздат, 1974. - 303 с.
4. Мерцалова Н. И., Педь Д. А. О прогнозе температуры воздуха над Северной Атлантикой. - Труды Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 43, с. 105-119.
5. Пановский Г. А., Брайер Г. В. Статистические методы в метеорологии. - Л.: Гидрометеоиздат, 1967, с. 242.
6. Соркина А. И. Многолетние колебания средних месячных величин интенсивности и среднемесечного географического положения центров действия атмосферы. - Синоптический бюллетень Гидрометцентра СССР. М.: Гидрометеоиздат, 1972, с. 35.
7. Угрюмов А. И., Купенская А. Г. О некоторых связях между температурой поверхности океана и атмосферной циркуляцией в Северной Атлантике. Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 147, с. 4-15.
8. Dymnikov V.P. On the variability of the heat content of the ocean upper layer in some energetically active zones of the World Ocean. Papers presented to study conference of the Large-scale oceanographic experiments in the WCRP. (Tokyo,

10-21 May, 1982).

9. K u r b a t k i n G.P. On the effect of the continents and ocean on atmospheric variation. Report on the III Scientific Assembly IAMAP, 1981, Hamburg.

10. K u r b a t k i n G.P. The role of middle latitude oceanic areas on Short-Term climate variations experiments in the WCRP (Tokyo, 10-21 May, 1982).

11. N i k o l a e v Ju.V. Energy exchange ^{in the} ocean-atmosphere system Papers presented to study conference on large-scale oceanographic experiments in the WCRP (Tokyo, 10-21 May, 1982).

12. S a r k i s s i a n A.S., D y e m i n Ju. L. Calculations of global ocean seasonal circulation. Papers presented to study conference on large scale oceanographic experiments in the WCRP (Tokyo, 10-21 May, 1982).

13. W e a r e B.C. Empirical orthogonal analysis of Atlantic ocean surface temperatures. Quart J.R. Met.Soc., 103, 437, p.467-478.

Г.Ф.Гетманова, Б.И.Сазонов, А.А.Григорьева

К ВЫБОРУ ИНФОРМАТИВНЫХ ПЕРЕМЕННЫХ

Выбор наилучшего численного критерия μ для оценки тесноты связей может быть сделан обоснованно лишь при наличии достаточно большого объема исходных рядов наблюдений. Зная особенности распределения независимых (X) и зависимых (Y) переменных, а также характер существующей между ними связи, можно подобрать наилучший критерий для оценки тесноты этой связи /I, 4, 5, 7, II/.

Прямая пропорциональность изменения Y в зависимости от X приводит к значениям $\mu = 1$, обратная пропорциональность - к $\mu = -1$. Эти экстремальные оценки тесноты связи X и Y указывают, с одной стороны, на наличие функциональной связи между переменными, а, с другой стороны, свидетельствуют о том, что подобран наилучший критерий для оценки данного конкретного случая. Значение $\mu = 0$ свидетельствует о двух возможностях; либо связь отсутствует, либо связь есть, но выбран неудачный критерий для

ее оценки.

В метеорологической практике при наличии коротких рядов наблюдений и при слабых связях между переменными нет оснований для выбора того или иного конкретного показателя связи. В метеорологических исследованиях авторы используют, как правило, один критерий связи между переменными, не объясняя причину выбора именно этого критерия.

Часто отдают предпочтение коэффициенту корреляции (R), который является весовым коэффициентом одной переменной по отношению к другой /5, 6, II/. Однако и против использования такой меры связи, как единственной, есть возражения. Коэффициент корреляции при криволинейных связях X и Y может показать отсутствие связи, хотя в действительности связь есть. При наличии многих десятков пар наблюдений и при $R > 0,5$ коэффициент корреляции является надежной мерой тесноты связи /I, 5/. При небольшом количестве пар наблюдений и при $R < 0,5$ этот показатель оказывается неустойчивой мерой связи. Его знак и величина определяются ковариацией всего нескольких крайних пар распределения переменных и при исключении или добавлении одной из этих пар, величина R резко меняется или даже изменяет свой знак. Этот показатель весьма чувствителен и к наличию выбросов в рядах X и Y .

Приходится часто сталкиваться с ситуацией, когда необходимо выявить тесноту связей между X и Y при наличии всего нескольких десятков пар наблюдений, при $I \gg \mu \gg -I$ и при отсутствии каких-либо физически обоснованных соображений о характере связей. В этом случае обосновать выбор того или иного показателя тесноты связи нельзя ни физическими, ни статистическими соображениями. Теория рекомендует в этом случае использование непараметрических критериев для оценки тесноты связи, хотя мощность этих критериев, как правило, оказывается ниже мощности обычных классических критериев связи /5, 9, IO/.

За последние годы очень широко используется ранговый коэффициент корреляции Спирмена (ρ) /2/. Важнейшим его достоинством является возможность использования вне зависимости от того, какое распределение имеют коррелируемые переменные, кроме того, благодаря простоте вычисления он завоевал, особенно за рубежом, большую популярность /2, IO/.

В данной работе рассматривается метод выявления информативных рядов независимых переменных X относительно переменной Y

случае, когда связь между ними слаба, а число пар наблюдений X и Y невелико и измеряется несколькими десятками наблюдений. Бойти вышеперечисленные трудности можно путем использования одновременно многих показателей связей с последующим объединением полученной информации.

Отбор полезной информации нами производился с использованием шести показателей связи. Это - коэффициент корреляции R , коэффициент Чупрова $\mathcal{U}$, информационный критерий I , критерий Пирсона (χ^2), дискриминационный критерий Δ , ранговый коэффициент корреляции Спирмена ρ . Все эти показатели связи описаны в литературе [1, 2, 4-6, 11, 12]. Дискриминационный критерий, введенный нами, выявляет взаимосвязь между экстремальными значениями переменной Y в зависимости от переменной X (ΔY) и, наоборот, экстремальными значениями переменной X в зависимости от переменной Y (ΔX). Эти величины нормируются на соответствующие среднеквадратические отклонения.

При вычислении всех вышеперечисленных показателей связи между множеством независимых переменных X с зависимой переменной Y нами было проведено предварительное построение значений X и Y в матрицу с равными значениями переменных в каждой из пяти градаций.

Использование подобной матрицы имеет ту выгоду, что она уменьшает роль выбросов и частично устраняет влияние ненормальности распределения в наших рядах [5, 10, 12].

Ниже приводятся формулы, по которым производился расчет показателей связи. Они представлены в вероятностных характеристиках P_{ij} :

1. Коэффициент корреляции R

$$R = \frac{[\sum \bar{X}_i (\sum P_{ij} \bar{Y}_j)] - \frac{1}{N} [(\sum P_{ij} \bar{X}_i)(\sum P_{ij} \bar{Y}_j)]}{\sqrt{[\sum P_{ij} \bar{X}_i^2 - \frac{1}{N} (\sum P_{ij} \bar{X}_i^2)][\sum P_{ij} \bar{Y}_j^2 - \frac{1}{N} (\sum P_{ij} \bar{Y}_j^2)]}},$$

где $\bar{X}_i$ и $\bar{Y}_j$ - значения переменных в центре каждой из пяти градаций по горизонтали i , по вертикали j ; N - число случаев.

2. Коэффициент Чупрова $\mathcal{U}$

$$\mathcal{U}^2 = \sum_i \sum_j \frac{P_{ij}^2}{P_{i.} P_{.j}} - 1.$$

3. Информация I

$$I = H(X) + H(Y) - H(X, Y),$$

где

$$H(X) = -P_i \lg P_i,$$

$$H(Y) = -P_j \lg P_j,$$

$$H(X, Y) = -P_{ij} \lg P_{ij}.$$

4. Критерий Пирсона χ^2

$$\chi^2 = \sum_{i,j} \frac{(P_{ij} - d)^2}{d},$$

где

$$d = \frac{P_i P_j}{N},$$

N - число случаев.

5. Дискриминационный критерий (Δ)

$$\Delta = \Delta X \cdot \Delta Y,$$

где

$$\Delta X = \frac{\bar{X}_{i1} - \bar{X}_{i5}}{\sqrt{\sigma_{x_{i1}} \sigma_{x_{i5}}}}, \quad \Delta Y = \frac{\bar{y}_{1j} - \bar{y}_{5j}}{\sqrt{\sigma_{y_{1j}} \sigma_{y_{5j}}}},$$

где $\sigma_{x_{i1}}$ и $\sigma_{x_{i5}}$ - средние квадратические отклонения X в градациях $n = 1, 2, \dots, 5$.

6. Коэффициент Спирмена ρ

$$\rho = 1 - \frac{6 \sum_{i,j} d^2}{N(N^2 - 1)},$$

где d - разность ранговых значений N пар.

Каждый из этих критериев имеет свои преимущества, но каждый не лишен и определенных недостатков. Так, например, будучи чувствительны к одному виду связи между переменными, они не обнаруживают другой вид этой связи, а некоторые из них (χ^2 , I , J), обнаруживая сигнал связи, не дают информации о самом характере этой связи и поэтому использование обнаруженных связей бывает часто затруднительно в дальнейших исследованиях.

Для объединения информации, выявленной шестью показателями

вязи, мы использовали принцип ранжирования наиболее оущественных сигналов, полученных с помощью этих показателей. Высший ранг - число шесть присваивалось самому экстремальному значению для данного показателя; номера рангов пять, четыре, три и т.д. о единицы получают следующие по величине значения связи по мере их затухания. Значения, полученные с использованием коэффициента корреляции и рангового коэффициента корреляции Спирмена, налогичным образом ранжировались как в области положительных, ак и в области отрицательных значений показателей. Для остальных показателей связи ранжировались экстремумы только в положительной области.

Таким образом, исходные ряды независимой переменной X испытывались на связь с зависимой переменной Y , в результате чего мы имели для каждого N конкретного испытания ($N = 1, \dots, 120$) определенные значения показателей связи.

После ранжирования экстремальных значений подсчитывались ранговые суммы по всем N независимым рядам переменных. После того подсчета мы имели ранговые оценки рядов переменных X и Y .

Рассмотрим вышеописанный прием на примере.

В качестве независимой переменной X использовались осредненные данные по температуре воды Северной Атлантики в двух районах / 8 /, за период предшествующих 120 месяцев. Каждый из этих 20 рядов оценивался на информативность с помощью указанных выше ести критериев связи. В качестве зависимой переменной Y использовались индексы засушливости апреля - июня на юге ЕСС, которые являются косвенной характеристикой режима увлажнения на данной территории / 3 /. Ставилась задача определить информационную ценность рядов по температуре воды Атлантики для последующих состояний увлажненности на юге ЕСС.

На опорном периоде (1891-1940 гг.) была произведена оценка связи между летними условиями увлажнения и термическим режимом северной Атлантики.

На рис.1, 2 показан ход шести показателей связи с последующим сдвигом зависимой переменной X относительно Y . Наиболее существенным сигналам связи присвоены ранговые числа. В результате подсчета сумм ранговых чисел получены оценки информативности рядов, которые помещены в табл.1.

Если сигнал связи между X и Y зафиксирован всеми или большинством критериев связи, то можно с уверенностью сказать, что имеет место случай надежной связи между переменными. Когда

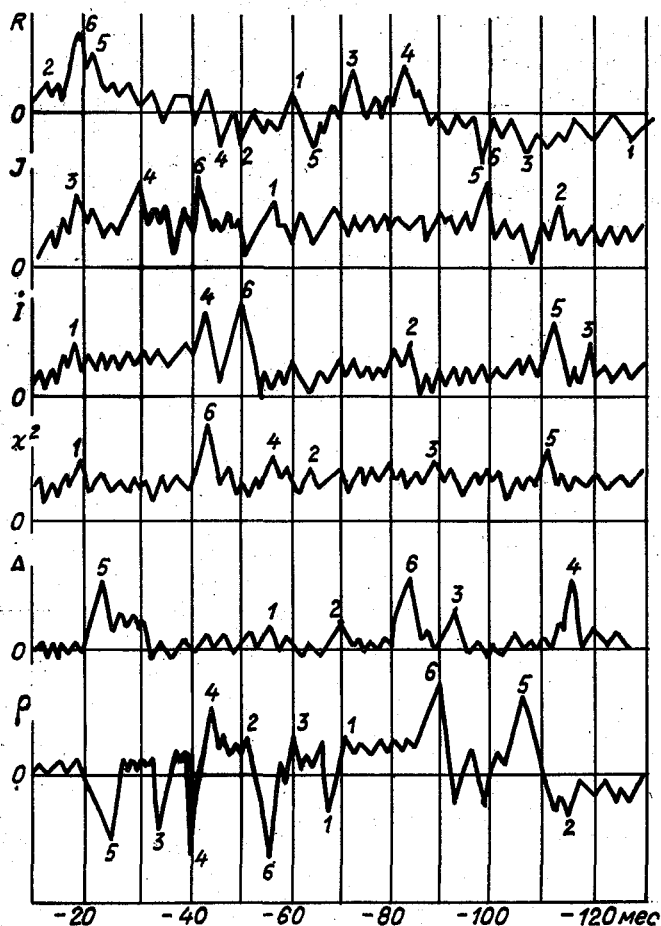


Рис. I. Ход показателей асинхронной связи температуры воды Северной Атлантики (район точек М, В, D) и коэффициента засушливости Z_i за апрель - июнь в ЕЧС.

R - коэффициент корреляции, J - коэффициент Чупрова, I - информация, χ^2 - критерий Пирсона, Δ - дискриминационный критерий, ρ - коэффициент Спирмена.

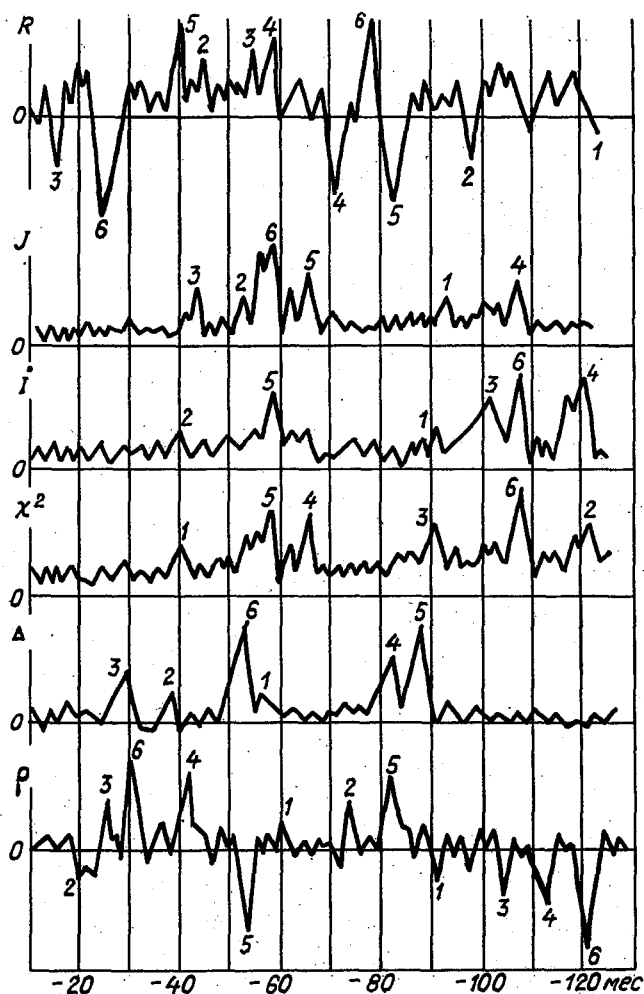


Рис.2. Ход показателей асинхронной связи температуры воды Северной Атлантики (район точек I , J) и коэффициента засушливости Z_i за апрель - июнь в ЕЧС.
Усл. обозн. см. рис.1.

Таблица I

Информативные сигналы связи предшествующего
температурного режима воды в Севернйой Атлантике
и режима увлажнения на ЕЧС в апреле - июне

	Район точек М, В, D									
Номера рядов	-13	-19	-20	-23	-30	-35	-40	-42	-44	-48
Ранговая сумма	2	I	II	I5	4	3	IO	I4	4	8
Номера рядов	-52	-55	-60	-63	-68	-70	-80	-82	-88	-90
Ранговая сумма	2	I2	4	7	I	6	4	8	3	6
Номера рядов	-92	-96	-105	-110	-115	118				
Ранговая сумма	3	II	8	I2	6	3				

	Район точек I, J									
Номера рядов	-15	-20	-25	-30	-40	-42	-52	-58	-60	-65
Ранговая сумма	3	2	9	9	10	9	I6	2I	I	9
Номера рядов	-70	-74	-78	-82	-88	-90	-9I	-92	-94	-102
Ранговая сумма	4	2	6	I4	5	4	I	I	2	3
Номера рядов	-103	-108	-113	-121	-125					
Ранговая сумма	4	I6	4	I2	I					

сигнал связи зафиксирован каким-нибудь одним показателем связи, то в этом случае мы имеем оценку суммы ранговых чисел, равную шести или меньше.

Рассмотрение рис. I и 2 показывает, что связи температуры воды в Северной Атлантике с состоянием летних условий увлажнения на юге ЕЧС достаточно слабые, так что каждый из приведенных показателей связи выявляет только определенные информативные ряды, обозначенные ранговыми номерами на рисунках. Использование одного из шести показателей связи выявляет лишь определенный набор информативных рядов, который в большинстве случаев оказывается малообоснованным набором. Второе, что следует отметить, это определенное сходство полученных ранговых оценок рядов, выявленных по коэффициенту Чупрова, критерию Пирсона и информационному критерию. Ранговые оценки рядов, полученных с помощью других критериев, более разнообразны, и это придает этим критериям определен-

ную ценность.

Предложенный метод показал определенные преимущества в отборе информативных рядов. Он позволяет достаточно быстро переработать обширную информацию, извлекая из нее наиболее существенные связи между переменными. Отобранные информативные связи в дальнейшем должны подвергаться новой обработке с целью отделения ложных связей от истинных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брукс К., Каруэрс Н. Применение статистических методов в метеорологии. - Л.: Гидрометеоиздат, 1963. - 415 с.
2. Вассоевич Н. Б. и др. Коэффициент ранговой корреляции Спирмена. - М.: Изд. МГУ, 1980. - 20 с.
3. Гирская Э. И., Сазонов В. И., Кроп Е. И. Показатели метеорологических засух. - Труды ГГО, 1979, вып. 403, с. 14-21.
4. Дружинина И. П. и др. Речной сток и геофизические процессы. - М.: Наука, 1966. - 294 с.
5. Кендалл М. Д., Стюарт А. Статистические выводы и связи. - М.: Наука, 1973. - 889 с.
6. Кукс Я. П. и др. Программы корреляционного и одномерного регрессионного анализа. - Таллин, 1981. - 50 с.
7. Миркин Б. Г. Меры связи номинальных признаков как меры качества прогноза. Методы анализа многомерной экономической информации. - Новосибирск: Наука, 1981. - 206 с.
8. Сазонов Б. И., Григорьева А. А., Попова Г. К. Обобщающие характеристики состояния Северной Атлантики. - См. настоящий сборник.
9. Харман Г. Современный факторный анализ. - М.: Статистика, 1972. - 477 с.
10. Холлендер М., Вульф Д. А. Непараметрические методы статистики. - М.: Финансы и статистика, 1983. - 518 с.
11. Чупров А. А. Основные проблемы теории корреляции. - М.: 1926. - 148 с.
12. Юдин М. И. Информационный подход к задаче опознавания градаций. - Доклады Академии наук СССР. 1977, т. 237, № 5.

ЭНЕРГОАКТИВНЫЕ ЗОНЫ В ТРОПОСФЕРЕ

Одной из актуальнейших проблем современной метеорологии является исследование роли энергоактивных зон Мирового океана в короткопериодных изменениях климата. Под энергоактивными зонами океана понимаются зоны максимального влияния океана на климатические колебания атмосферы. Это районы, отличающиеся значительно большей активностью процессов обмена энергией с атмосферой, большими градиентами в полях метеорологических элементов /1-4/.

В работе была сделана попытка найти энергоактивные зоны в тропосфере, исходя из допущения, что под энергоактивными зонами мы понимаем районы большой кинетической энергии, большой повторяемости максимальных градиентов как в приземном поле давления, так и на AT_{500} .

Для поиска районов с максимальными градиентами были использованы данные среднемесячного приземного давления в узлах градусной сетки $5 \times 16^\circ$ в зоне $70-20^\circ$ с.ш. за период 1891-1976 гг. и высотной барика AT_{500} за период 1949-1979 гг., где так же как и для приземного поля давления по сетке $5 \times 10^\circ$ с 65 по 35° с.ш. фиксировались максимальные градиенты и их координаты. Градиент вычислялся как разность значений давления или геопотенциала в точках, разнесенных по меридиану на 10° широты, и относился к средней широте. Для каждого меридиана проводился подсчет повторяемости градиентов различных градаций для каждого месяца и года. Эти материалы дали возможность проследить положение и миграцию энергоактивных зон на северном полушарии в течение года в приземном поле давления и на AT_{500} .

На рис. I представлены повторяемости в процентах различных градаций градиентов приземного поля давления для зимы (декабрь - февраль) и лета (июнь - август) в различных долготных интервалах. Из рисунка видно, что независимо от выбора критерия на пространстве северного полушария существуют долготные интервалы, где повторяемость больших градиентов давления велика и есть долготные интервалы, где большую часть года большие градиенты отсутствуют.

К таким районам, где градиенты невелики, относятся районы Северной Америки и Восточной Азии. В то же время зимой хорошо прослеживаются три района большой повторяемости значительных гра-

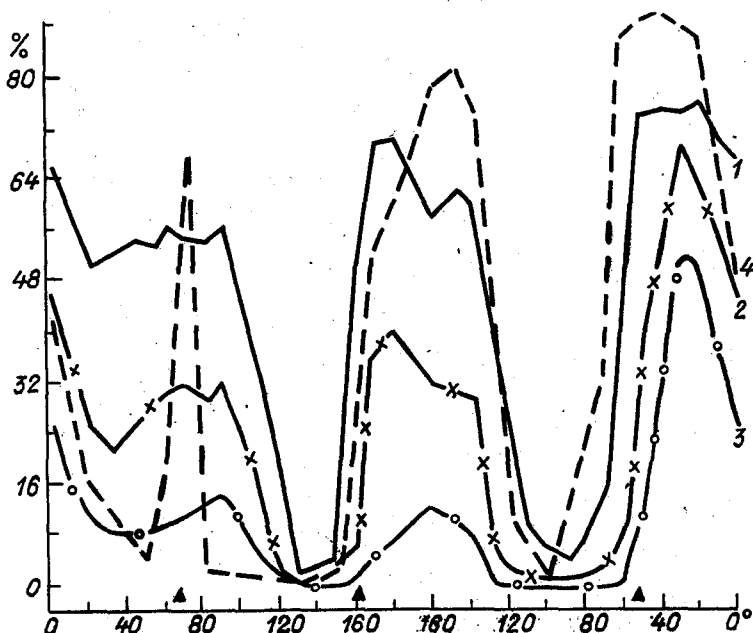


Рис. I. Повторяемость (% по долготам) градиентов приземного поля давления. Зима: 1) $\Delta p = 9$ гПа, 2) $\Delta p = 12$ гПа, 3) $\Delta p = 15$ гПа; лето: 4) $\Delta p = 9$ гПа.

диентов давления: Западная Сибирь, центральная часть Тихого океана, центральная и восточная части Атлантического океана и Западная Европа.

Летом, так же как и зимой (см. рис. I), над океанами, в тех же районах в 80-90 % случаев наблюдаются градиенты, равные или превышающие 9 гПа, а над Америкой и Восточной Азией такие градиенты за 80-летний период не встречаются. В то же время в отличие от зимы, летом имеет место большая повторяемость градиентов только на меридиане 70° в.д., проходящем через Западную Сибирь и Индию.

На рис. 2 представлена повторяемость (в процентах) градиентов, равных или превышающих 30 гПа - для зимы (декабрь-февраль) и 20 гПа - для лета (июнь-август). На AT_{500} , как и в приземном

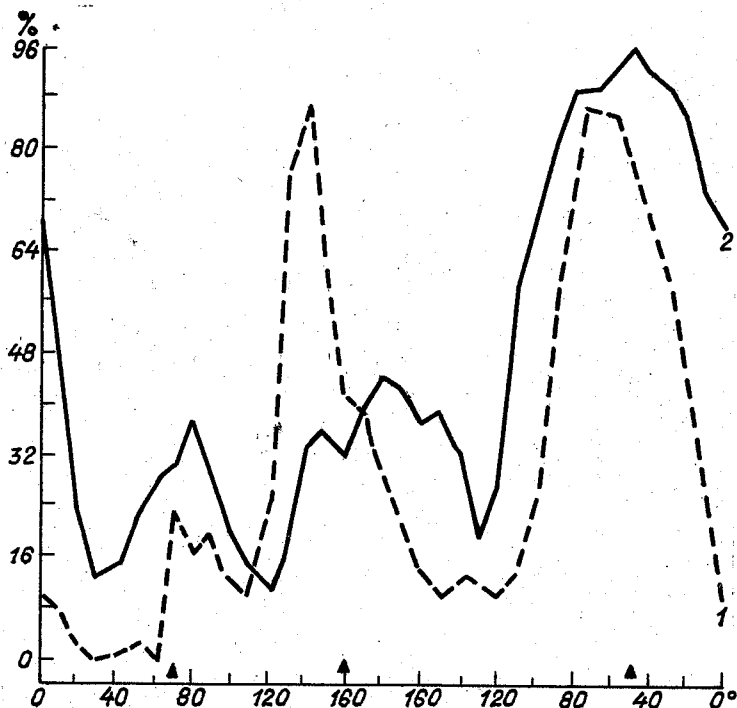


Рис.2. Повторяемость (% по долготам) градиентов геопотенциала AT_{500} .

1 - зима, $\Delta H = 30$ дам; 2 - лето, $\Delta H = 20$ дам.

поле давления, наблюдаются три района максимальной кинетической энергии: районы Атлантического и Тихого океанов, а также районы вдоль меридиана 70° в.д., проходящего через Западную Сибирь и Индию.

Если учесть, что кинетическая энергия высоких слоев тропосферы больше кинетической энергии приземного слоя в десятки раз (большая кинетическая энергия в верхних слоях атмосферы связана с развитием ложбин, а в нижних - с циклонами), то можно, сопоставляя рис.1 и 2, выделить более четко долготные интервалы большей генерации энергии во всей толще тропосферы. Из сопоставления рисунков видно, что районы максимальной повторяемости градиентов давления в приземном поле сдвинуты на $30-40^\circ$ к востоку относительно районов AT_{500} . Этот сдвиг объясняется западно-восточным

переносом. Любопытно отметить, что энергоактивная зона, проходящая через Западную Сибирь и Индию, такого сдвига не испытывает.

При исследовании миграции энергоактивных зон в течение года по широте выявился четкий сезонный ход. Было установлено, что долготы, обозначенные реперами (см. рис. I и 2) являются долготами максимальной миграции энергоактивных зон в течение года по широте. Это говорит о наличии физических факторов в этих районах, формирующих сдвиг по широте. Над Атлантикой зимой и осенью энергоактивная зона смещается к северу на $50-45^{\circ}$ с.ш., а весной и летом она наблюдается на $30-35^{\circ}$ с.ш. Над Тихим океаном ход энергоактивных зон обратный: летом и осенью зона максимальной повторяемости градиентов мигрирует в высокие широты, а весной и зимой занимает более южное положение. Над Азиатским континентом энергоактивная зона от зимы к лету делает резкий скачок с района Таймыра ($60-50^{\circ}$ с.ш.) на район Северного Индостана (25° с.ш.).

Если учесть, что носителями большой кинетической энергии в приземном поле давления являются циклоны, то, возникая в районах, отмеченных реперами, они смещаются вследствие западно-восточного переноса на восток. Поэтому в приземном поле давления над океанами мы видим районы больших градиентов, но по мере продвижения на восток разброс максимальных градиентов по широте уменьшается. Так, например, над Тихим океаном уже на долготе 140° в.д. максимальные градиенты наблюдаются в узкой широтной зоне между 40 и 35° с.ш., а над Атлантическим океаном на долготе 5° з.д. между 50 и 40° с.ш.

В то же время над Западной Сибирью и Индией циклоны появляются в энергоактивной зоне и являются стационарными. По-видимому, благодаря трению они быстро разрушаются. Так, например, летом уже на соседней широте (см. рис. I) выбранные нами градиенты уже не встречаются.

Таким образом, на достаточно длинных метеорологических рядах обнаружены зоны максимальных повторяемостей больших градиентов в приземном поле давления и на AT_{500} . Все три зоны имеют, помимо общепланетарных особенностей циркуляции, крупные региональные, которые отражаются в положении и степени их развития.

Особый интерес представляет энергоактивная зона, выявленная над Центральной Азией, очевидно отражающая специфические особенности муссонной циркуляции. Совокупность информации по

районам большей генерации кинетической энергии возможно даст дополнительные сведения о характере атмосферной циркуляции над северным полушарием.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. М а р ч у х Г. И. Моделирование изменений климата и проблема долгосрочного прогноза погоды. - Метеорология и гидрология, 1979, № 7, с.25-36.

2. П р о г р а м м а исследования взаимодействия атмосферы и океана в целях изучения короткопериодных изменений климата (программа "Разрезы"). Итоги науки и техники, сер.атмосфера, океан, космос - программа "Разрезы", т.I, М., 1983, с.60.

3. L a e N.C. On the three-dimensional structure of the observed transient eddy statistics of the Northern hemisphere wintertime circulation. - J.Atmos.Sci., 1978, 35, p.1900-1922.

4. S a r k i s y a n A.S., D y m n i k o v V.P., K u r b a t k i n G.P. Some theoretical and experimental aspects of programme "Sections", WCRP Publications series N1, 1983, p.437-457.

В.А.Молодых

ОБ ИЗМЕНЕНИЯХ СРЕДНЕМЕСЯЧНЫХ ТЕМПЕРАТУР ВОЗДУХА В СЕВЕРНОЙ АМЕРИКЕ С ПЕРИОДОМ ОКОЛО 20 ЛЕТ

Значительное место в исследованиях изменений климата занимают поиски циклических составляющих в атмосферных процессах. К их числу можно отнести широко известные 11- и 22-летние колебания температур, давления и т.д. /1/. В последние годы появились работы, в которых сообщается о наличии в некоторых климатических показателях циклических составляющих с периодом 18 - 20 лет /4 - 6/. По мнению их авторов, такая цикличность может быть вызвана изменениями во времени приливообразующей силы Луны, среди характерных периодов изменения которой имеется период, равный 18,6 года. С этим периодом происходит движение узлов лунной орбиты по эклиптике.

Таким образом, в настоящее время имеются факты проявлений в земной атмосфере цикличности с характерным масштабом времени около двух десятилетий. Для ее объяснения выдвигаются две гипотезы. В первой в качестве внешней возмущающей силы предлагается рассматривать переменную в 22-летнем цикле солнечную активность, а во второй - изменения приливообразующей силы Луны с периодом 18,6 года.

Нами была сделана попытка уточнить длительность колебаний с периодом около 20 лет с тем, чтобы на ее основе сделать выбор между двумя конкурирующими гипотезами. В случае если бы длительность выявляемого цикла оказалась близкой к длительности 22-летнего цикла, то для ее объяснения необходимо было бы рассматривать фотохимические реакции в атмосфере Земли, на верхнюю границу которой приходит солнечная радиация с переменным во времени спектральным составом. В случае близости выделяемого цикла к 18,6 годам потребовалось бы рассматривать перенос тепла течениями океана и адвекцию тепла в атмосфере под действием приливообразующих сил.

Для анализа была выбрана территория Северной Америки, поскольку именно для этого континента имеются указания на наличие в атмосферных процессах обоих рассматриваемых циклов: 22-летнего в засухах / 3 / и 18,6-летнего в среднегодовых значениях температуры / 5 /. В качестве исходного материала использовались среднемесячные значения температуры воздуха за все месяцы года по 22 станциям в США и Канаде, одной станции в Гренландии и одной на Кубе.

Проведенный анализ состоял из двух частей. В первой части по методу максимальной энтропии / 2 / рассчитывались спектры плотности мощности для амплитуд годового хода температуры A_{12} и определялось наличие спектральных пиков на частотах, соответствующих длительности циклов от 16 до 23 лет. Амплитуды годового хода температуры могут рассматриваться как показатель континентальности климата. В нашем методе расчета они определялись как первая гармоника разложения среднемесячных температур для каждого года в ряд Фурье. Оказалось, что из 24 проанализированных рядов в исследованном диапазоне периодов соответствующие спектральные пики имелись в 16 случаях, что составляет 67 % от всего объема исследованной информации (см. таблицу). Такая высокая повторяемость свидетельствует в пользу наличия у рядов амплитуд циклической составляющей с периодами от 16 до 23 лет.

Таблица

Характеристики квазициклических колебаний температуры воздуха
в Северной Америке

Станция	Число лет в выборке	Длина цикла в АГ2 (годы)	Периоды изменения среднемесячных температур (годы) при соответствующем уровне доверительной вероятности									
			18,6					20,0				
			90 %	4	5	6	90 %	95 %	90 %	95 %	90 %	95 %
I	2	3	4	5	6	7	8	9				
Атланта	85	22,7	4,7	1,6	4,6	1,5,6	2,5,8	1,7				
Бермудские острова	95	-	-	II	10	-	-	-				
Вашингтон	95	18,2	7,8	I	-	I	3	I				
Виннипег	95	-	-	5	7	5	7	I, IO				
Гавана	102	-	-	IO	7	8, IO, II	-	-				
Галвестон	95	19,6	I	4	4,7	I	2	I,7, II				
Долж-Сити	95	17,5	8	6	5,8	6	6	12				
Дюсоя	75	16,4	4	I	4	I	-	I				
Калгари	92	19,6	3	I, IO	-	I, IO	-	I				
Литтл-Рон	95	18,2	5,6,8	-	-	I,5	II	I				
Монреаль	95	-	7,12	I,4	-	-	3	-				
Ном	69	19,2	2	-	2,12	-	-	2				
Нью-Йорк	151	20,0	4,8, IO	I	I	-	4,8	I				

I	2	3	4	5	6	7	8	9
Портленд	95	-	-	-	2	I, II	-	I, 2, II
Сан-Диего	121	-	10	I, 5, 8, 9, 12	-	5	I, II	-
Сан-Франциско	101	17, 2	-	12	12	-	I, 12	-
Сент-Луис	137	18, 9	-	5, 7, 8	5, 7	6, 8, 10	2	8, 10
Хелина	95	-	3	-	-	12	I	2, 12
Цинциннати	95	21, 3	-	-	8	I	2, 3, 10, II	I
Чарльстон	150	20, 4	-	-	8	-	-	I
Чикаго	95	20, 0	-	7	5, 7	-	12	-
Шайенн	95	18, 9	-	4	5	6	5	6
Эгледесминне	99	-	I, 12	-	-	-	6, 9	-
Эдмонтон	93	18, 5	10	5	10	I	7	I

$$\sum_{90=48} \sum_{95} = 26 \quad \sum_{90} = 47 \quad \sum_{95} = 25 \quad \sum_{90} = 54 \quad \sum_{95} = 28$$

Во второй части для уточнения длительности циклических колебаний температуры воздуха изучалась связь среднемесячных температур по тем же станциям с показателями переменной приливообразующей силы Луны и переменной солнечной активности. В качестве меры тесноты связи был выбран максимальный коэффициент корреляции рядов среднемесячных температур с рядами, описывающими 18,6-летние и 22-летние колебания внешних воздействий. Максимальный коэффициент выбирался из рассчитываемых 15 значений корреляционной функции, соответствующих запаздыванию одного ряда относительно другого на ± 7 лет. 18,6-летний цикл изменения приливообразующей силы Луны моделировался последовательностью отсчетов синусоидальной кривой с тем же периодом, а 22-летний цикл был представлен среднегодовыми значениями чисел Вольфа, взятыми в четных 11-летних циклах со знаком "плюс", а в нечетных - со знаком "минус". В целях устранения долго- и короткопериодных колебаний в анализируемых рядах среднемесячных температур они подвергались фильтрации для подавления возможных циклических составляющих с периодами более 30 и менее 14 лет.

Во внимание принимались только статистически значимые максимальные коэффициенты корреляции. Их статистическая значимость определялась на основе предварительных расчетов кривых повторяемости максимальных коэффициентов корреляции ряда, описывающего внешнее воздействие, с реализациями гауссовского случайного процесса соответствующей длительности, моделирующими ряд среднемесячных температур и предварительно сглаженными по аналогичной процедуре. По этим кривым определялись критические коэффициенты корреляции при уровне доверительной вероятности 90 и 95 %. Для расчета кривых повторяемости максимальных коэффициентов корреляции использовалось 10^4 повторений. Коэффициент корреляции рассматривался как значимый, если он превышал значение критического коэффициента корреляции для случайных рядов.

Для возможного более качественного разделения 18,6-летнего и 22-летнего периодов внешних воздействий были произведены расчеты по определению максимальных статистически значимых коэффициентов корреляции рядов среднемесячных температур с некоторым фиктивным сигналом, представленным отсчетами синусоидальной кривой с периодом 20,0 лет. Этот случай в дальнейшем выступал в качестве тестового.

Результаты определения статистически значимых периодических колебаний температуры воздуха приведены в таблице. Числами от I

ю 12 в соответствующих графах отмечены месяцы с января по декабрь, в которые наблюдались статистически значимые связи изменений температур с периодическими 18,6-летним лунным, 22-летним солнечным и 20-летним тестовым сигналами при выбранных уровнях доверительной вероятности. Объем проанализированного материала составил 288 рядов: 12 месяцев $\times$ 24 станции = 288 рядов.

Из таблицы следует, что число случаев, когда период 18,6 года выделялся с вероятностью выше 90 %, составляет 48, и повторяемость такого выделения на всем исследованном материале равна 16,6 %. При вероятности выше 95 % число случаев равно 26, что соответствует повторяемости 9 %. Повторяемость случайного выделения периода при вероятности 90 %, очевидно, равна 0,1 или 10 %, а при вероятности 95 % - 0,05 или 5 %. В исследуемом случае полученная вероятность превышает случайную в 1,66 раза для 90 %-ного уровня значимости и в 1,80 раза для 95 %-ного.

При подсчете повторяемости появления значимых коэффициентов корреляции рядов среднемесячных температур с 22-летним циклом солнечной активности уровень случайности был превышен в 1,88 раза для 90 %-ного уровня доверительной вероятности и в 1,94 раза для 95 %-ного. Соответствующие результаты для связи с 20-летним тестовым циклом превысили случайный уровень в 1,63 и 1,74 раза соответственно.

Факт превышения уровня случайности более чем в полтора раза для всех трех проанализированных цикличностей может быть интерпретирован следующим образом. Ограниченная длина анализируемых рядов, большое число факторов, вызывающих изменения температуры и нерегулярный характер их воздействия, не позволяют в настоящее время раздельно изучать роль 22-летнего и 18,6-летнего периодов внешних влияний в изменениях температуры воздуха. Однако в рамках принятого предположения о нормальном законе распределения средних месячных температур цикл длительностью от 18 до 22 лет в изменениях температуры воздуха в Северной Америке присутствует, причем повторяемость появления солнечного 22-летнего цикла несколько превышает повторяемость появления лунного 18,6-летнего. По-видимому, в настоящее время целесообразно констатировать наличие в изменениях температуры воздуха в Северной Америке просто квазидвадцатилетних колебаний, не уточняя их длительности.

Анализ величин амплитуд рассматриваемых колебаний дал значения от 0,3 до 1,5 °C, что приводит к межгодовым изменениям до 3 °C. Такие большие амплитуды свидетельствуют о возможности ис-

пользования выявляемой цикличности для фоновых прогнозов, особенно в зимние месяцы, и, в частности, в январе, для которого повторяемость выделения на различных станциях особенно высока.

В заключение автор считает приятным долгом поблагодарить за полезное обсуждение результатов данной работы В.Ф.Логина, Б.И.Сазонова и А.В.Цветкова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Герман Дж. Р., Голдберг Р. А. Солнце, погода и климат. - Л.: Гидрометеиздат, 1981. - 320 с.

2. Кей С. М., Марпл С. Л. Современные методы спектрального анализа. - ТИИЭР, 1981, т.69, № II, с.5-51.

3. Митчелл Дж. М. и др. Доказательство 22-летнего ритма засух в западной части США, связанных с солнечным циклом Хейла, начиная с XVII в. / Митчелл Дж. М., Стоктон Ч. У., Меко Д. М. - В кн.: Солнечно-земные связи, погода и климат. - М.: Мир, 1982, с.152-171.

4. Campbell W.H. e. a. Long-period tidal forcing of Indian monsoon/ Campbell W.H., Blechman J.B., Bryson R.A. - J. of Climat and Appl. Met., 1983, v.22, N2, p.287-296.

5. Currie R.G. Evidence for 18.6 year Mn signal in temperature and drought conditions in North America since AD 1800. - J. Geoph. Res., 1981, v. 86, N C11, p. 1055-1064.

6. Kelbe B.E. e. a. Analysis of rainfall variability in the north-eastern region of South Africa /Kelbe B.E., Garstan M., Brier G. - Arch. Met. Geoph. Biocl., 1983, ser. B, v.32, p.231-252.

А.В.Цветков, Б.И.Сазонов

О КВАЗИПЕРИОДИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЯХ В НЕКОТОРЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИКАХ АЗИАТСКОГО РЕГИОНА

В последние годы возрос интерес к исследованию аномальных процессов в тропической и субтропической зонах океана и атмосферы прежде всего, в связи с поиском причин погодно-климатических аномалий в средних широтах. Численное моделирование климатических изменений пока не дает удовлетворительных результатов. Поэтому

большинство исследователей продолжают изучать статистические закономерности и определять связи, анализируя имеющиеся данные многолетних наблюдений климатических характеристик, а также различного рода индексы, представляющие собой количественную оценку явлений.

Данная работа посвящена обсуждению результатов статистического анализа индексов некоторых крупномасштабных явлений, развивающихся в Азиатской зоне. К ним прежде всего относятся засухи на территории Алтая - Казахстана в летний сезон, количество осадков, выпадающих в Индии в период летнего муссона, а также "качания" давления между субтропическим антициклоном, расположенным в юго-восточной части Тихого океана и тропическим циклоном в районе Индонезии. Рассмотрены авторегрессионные модели для каждого из рядов, получены спектральные оценки, проанализированы имеющиеся закономерности в структуре рядов. Обращено внимание на квазипериодический характер колебаний в некоторых диапазонах частот.

Анализируемые данные.

В качестве показателя засушливости в Алтае - Казахстане был использован ряд индекса экстремальности для мая, июня и июля месяцев, предложенный в работе / I /, за интервал лет 1891-1982 гг. Индекс дефицита муссонных осадков на территории Индии за 1871-1978 гг. был получен в работе / 9 /. По данному в работе определению, MDI (Monsoon Deficiency Index) характеризует относительную площадь (в процентах) от общей территории Индии, которая не получила достаточного количества осадков в период с июня по сентябрь. Ряд индекса Южного колебания (ЮК) за 1891-1982 гг. был взят из работ /10, 11/. Дополнительно при анализе были использованы данные о температуре поверхности океана (ТПО) в области $0 - 10^{\circ}$ ю.ш., $180 - 90^{\circ}$ з.д. в экваториальной части Тихого океана, а также широта и интенсивность юго-восточного тихоокеанского антициклона (ТА) за 1899-1978 гг. Статистические климатические характеристики этих данных приведены в работе /7/. Ряды ТПО и ТА любезно предоставлены доктором Анжелом.

Оптимальные авторегрессионные модели рядов.

В настоящее время очень часто ряды наблюдений климатических характеристик и их индексов моделируются с помощью линейных вероятностных моделей с конечным числом параметров. Основными из них являются: модель авторегрессии порядка p -AR(p), модель скользящего усреднения порядка q -SU(q) и наиболее общая модель авто-

регрессии - скользящего усреднения порядка (p, q) - АРСУ (p, q) . Как правило, эти модели "подгоняются" к рядам, которые предполагаются выборками процессов, обладающих свойствами стационарности, т.е. не меняющих своей вероятностной структуры от времени / 3 /. Вид указанных моделей может быть представлен следующим образом:

$$x(t) = \sum_{k=1}^p a_k x(t-k) + \varepsilon(t), \quad (1)$$

$$x(t) = \sum_{i=0}^q b_i \varepsilon(t-i), \quad (2)$$

$$x(t) = \sum_{k=1}^p a_k x(t-k) + \sum_{i=0}^q b_i \varepsilon(t-i). \quad (3)$$

Здесь $b_0 = 1$, $\{a_k\}$ и $\{b_k\}$ - коэффициенты моделей авторегрессии и скользящего усреднения; $\varepsilon(t)$ - последовательность со свойствами белого шума; p и q - порядки или показатели размерности моделей.

Спектральное представление моделей (1) - (3) имеет следующий вид:

$$S_{AP}(f) = \frac{|b_0|^2}{|A_p(f)|^2}, \quad (4)$$

$$S_{cy}(f) = |B_q(f)|^2, \quad (5)$$

$$S_{APcy}(f) = \frac{|B_q(f)|^2}{|A_p(f)|^2}. \quad (6)$$

Здесь f - частота, A_p и B_q - полиномы порядка p и q соответственно.

Хорошо известно, что модель (3) и ее спектральное представление (6) в форме отношения полиномов охватывает наибольший класс процессов, нежели модели (1) и (2). Однако в практических задачах часто используется модель авторегрессии (1) со спектральным представлением (4). Эта модель особенно полезна при описании процессов, содержащих периодические или квазипериодические ком-

поненты. Более того, спектральное представление АР-модели совпадает с оценкой спектра, полученного на основе метода максимальной энтропии / 8 /. Модели АР удобны при анализе климатических рядов с точки зрения определения квазипериодических изменений, которые в дальнейшем могут быть выделены путем фильтрации.

Рассмотрим для каждого ряда в отдельности модели авторегрессии оптимальной размерности. Для каждого конкретного случая определили порядок АР-модели, используя критерий окончательной ошибки прогноза (ООП), впервые предложенный Акаике / 6 /. В случае индекса экстремальности для Алтая - Казахстана порядок АР-модели равен 3. После вычисления коэффициентов модели уравнение АР(3) имеет вид

$$x(t) = 0,04x(t-1) + 0,01x(t-2) - 0,20x(t-3) + \varepsilon(t), \quad (7)$$

где дисперсия для $\varepsilon(t)$ равна 37,1 при общей дисперсии исходного ряда, равной 38,1.

Оптимальная модель АР ряда индекса дефицита муссонных осадков в Индии, согласно критерию ООП, имеет 2-й порядок. Уравнение АР(2) в этом случае имеет вид

$$x(t) = -0,15x(t-1) + 0,06x(t-2) + \varepsilon(t), \quad (8)$$

где $\sigma_{\varepsilon}^2 \approx 285,6$ при общей дисперсии исходного ряда, равной 292,4.

Для индекса Южного колебания размерность оптимальной модели равна 2. При этом

$$x(t) = 0,31x(t-1) - 0,22x(t-2) + \varepsilon(t), \quad (9)$$

где $\sigma_{\varepsilon}^2 \approx 11,7$ при общей дисперсии 13,3.

Как видно из сравнения трех рассмотренных моделей, на долю чисто авторегрессионной части приходится наибольшая дисперсия в случае модели Южного колебания. В остальных случаях процент дисперсии, приходящей на долю авторегрессионного сигнала, не превышает величины 2,6 %.

Таким образом, индекс Южного колебания удовлетворительно определяется оптимальной моделью авторегрессии 2-го порядка. Уровень шумов в моделях двух других индексов указывает на то, что оптимальный порядок АР-моделей недостаточен; такие модели плохо подходят к исходным рядам. Наличие отрицательных коэффициентов в моделях (7) и (9) свидетельствует о существовании квазипериодических колебаний в рядах. Средние периоды легко определяются

из решения характеристических уравнений, подобно тому, как это сделано для модели 2-го порядка в работе / 2 /.

Спектральные оценки.

Оценки спектральной плотности мощности в случае оптимальных моделей были получены по соотношению (4). На рис. I представлены

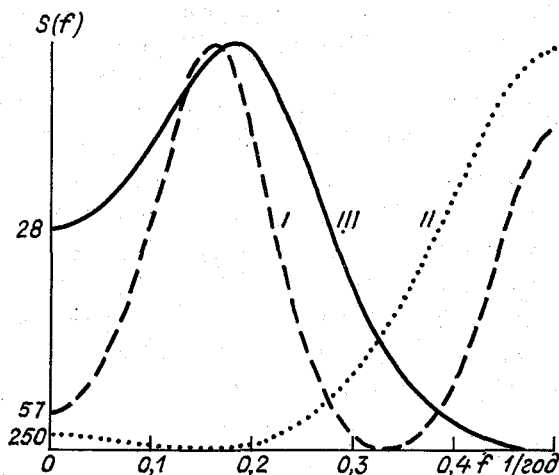


Рис. I. Спектры индекса экстремальности в Алтае - Казахстане (I), индекса дефицита муссонных осадков в Индии (II) и индекса Южного колебания (III).

спектры трех рядов с различными масштабами по вертикальной шкале. По горизонтальной шкале отмечены значения спектральных частот от 0 до частоты Найквиста, равной 0,5. Вертикальная шкала для спектральной плотности трех кривых имеет различные масштабы. Спектр индекса экстремальности имеет два пологих максимума, соответствующих периодам 6 и 2 года. Для спектра индекса дефицита муссонных осадков в Индии характерно присутствие широкого максимума со средним периодом, близким к 2 годам, и небольшого пологого максимума с периодом около 6,7 лет. На спектре, построенном для индекса Южного колебания имеется единственный широкий максимум со средним периодом, близким к 5,5 года.

Отметим, что высокочастотная компонента присутствует в оптимальных спектрах только для индекса в Алтае - Казахстане и осад-

ков в Индии. В спектре индекса Южного колебания высокочастотная компонента отсутствует. Однако только для спектров Алтая - Казахстана и Южного колебания характерно наличие максимума со средним периодом около 5 - 6 лет.

На рис.2 приведены оптимальные спектры, построенные по рядам ТПО на экваторе, а также спектры для широты и интенсивности

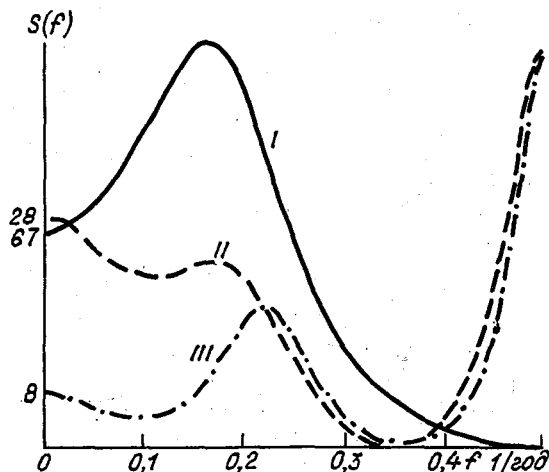


Рис.2. Оптимальные спектры, построенные по рядам ТПО на экваторе (I), спектры для широты (II) и интенсивности (III) тихоокеанского антициклона.

тихоокеанского антициклона (ТА). Отчетливо видны максимумы, средний период которых близок к 5 годам. Этот максимум имеется на всех трех кривых. Нетрудно провести аналогию между 5-летними максимумами в спектрах данных тихоокеанского региона и в спектрах, представленных на рис.1.

Очевидно, что спектры по ТПО, ТА и Южного колебания обладают общими особенностями в окрестности 5-6-летнего диапазона. Характер спектральных кривых в высокочастотной области, т.е. вблизи 2-летнего диапазона, резко отличается в приведенных примерах. Появление максимума со средним периодом около 5 лет во всех спектрах за исключением спектра для индекса дефицита муссонов в Индии может служить подтверждением факта развития единого крупномас-

штабного процесса, захватывающего область средних широт в Азиатской зоне, источником которого является взаимодействие океана с атмосферой в тропиках, характеризуемого аномальными изменениями температуры поверхности океана. На существование периодичностей около 4, 5, 7 лет в зоне Тихого океана неоднократно указывалось в многочисленных работах.

Для выяснения детальной структуры квазипериодичностей рассмотрим динамический спектр индекса экстремальности Алтая - Казахстана. Для этой цели были построены оценки спектров коротких 20-летних интервалов через каждые 5 лет. Спектры были получены на основе метода максимальной энтропии. При этом в модели (4) порядок полинома был выбран равным $1/2$ длины интервала, т.е. равным 10 годам.

На рис.3 представлены кривые хода спектральных максимумов (по горизонтальной оси отмечены соответствующие им значения периодов в годах). Справа представлена кривая, характеризующая величину остаточной дисперсии белого шума, которая оценивалась вместе с амплитудами и фазами гармонических компонент по методу наименьших квадратов на ЭВМ БЭСМ-6 / 5 /.

Из рис.3 видно, что длины периодов изменяются со временем. Так, например, в конце прошлого и начале настоящего века заметна тенденция к появлению периодов с длиной около 8, 4 и 3 лет. Однако начиная с 20-х годов длины периодов сохраняются достаточно стабильно на постоянном уровне. Появляется 12-летний период, медленно изменяющий свою длину. Указание на существование 12-летнего периода имеется в работе / 4 /.

Из рис.3 также видно, каким образом изменяются периоды в диапазоне 4-8 лет. Это присуще квазипериодическим колебаниям, отмеченным ранее.

Выводы

Таким образом, построение авторегрессионных моделей, оценки спектров индексов климатических характеристик в Азиатской зоне показывает, что квазипериодические колебания со средним периодом около 5 лет являются характерной чертой термического режима Тихого океана на экваторе, а также индекса Южного колебания, положения и интенсивности тихоокеанского антициклона. Кроме того, эти колебания наблюдаются в индексе засухливости для Алтая - Казахстана. Возможно, что причиной таких колебаний является район тропиков. Динамика спектра индекса экстремальности показывает, что пятилетний цикл как таковой, может отсутствовать в некоторые

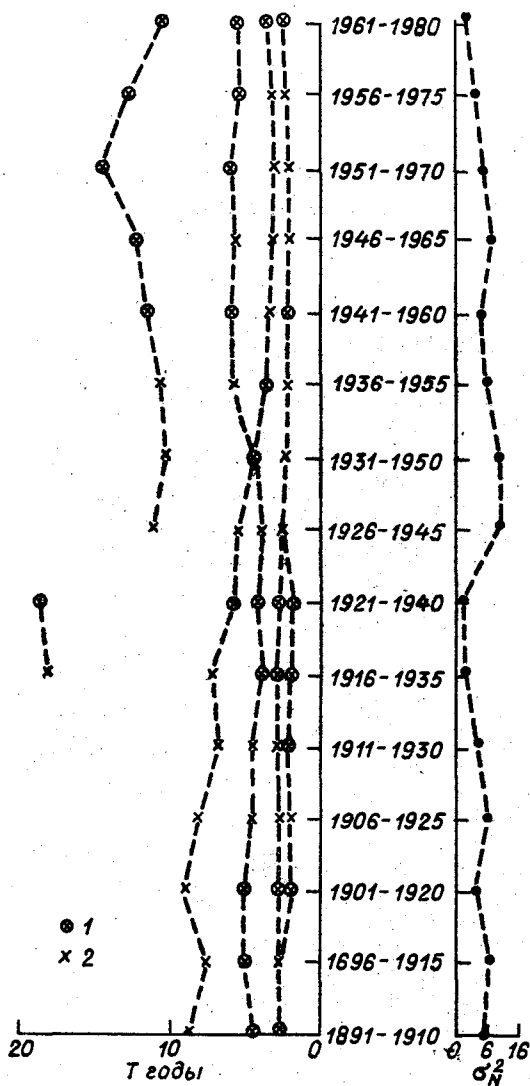


Рис.3. Динамический спектр индекса экстремальности и дисперсия остаточной ошибки типа белого шума. 1 - $n_1 \geq 1$, 2 - $n_2 < 1$, n - отношение (сигнал - шум).

интервалы времени, однако его изменения носят достаточно регулярный характер.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гирская Э. И., Сазонов Б. И., Кропп Е. И. Показатели метеорологических засух. - Труды ГГО, 1979, вып. 403, с. 14-21.
2. Бокс Дж., Дженкинс Г. Анализ временных рядов, прогноз и управление. - М.: Мир, 1974, вып. I. - 406 с.
3. Кашьяп Р. Л., Рао А. Р. Построение динамических стохастических моделей по экспериментальным данным. - М.: Наука, 1983. - 383 с.
4. Сазонов Б. И. Двенадцатилетний период увлажненности. - Труды ГГО, 1981, вып. 458, с. 83-89.
5. Цветков А. В. Циклические процессы в атмосферном электрическом поле. - Метеорологич. иссл. М., 1982, № 27, с. 49-59.
6. A k a i k e H. Statistical predictor identification, "Ann Inst. Statist. Math.", 1970, v. 22, p. 203-217.
7. A n g e l l J. K., K o r s h o v e r J. Comparison of year-average latitude, longitude and pressure of the four centers of action with air and sea temperature, 1899-1978. Mon. Wea. Rev., 1982, v. 110, p. 300-303.
8. B u r g J. P. Maximum entropy spectral analysis, "Modern Spectrum Analysis", IEEE Press, N.Y., 1978, 356 p.
9. M o e l e y D. A., P a r t h a s a r a t h y B. Fluctuations in the deficiency of the summer monsoon over India, and their effect on economy. - Arch. Met. Geoph. Biocl., 1982, ser. B., v. 30, p. 383-398.
10. P a r k e r D. E. Documentation of a southern oscillation index, Met. Mag., 1983, v. 112, p. 184-188.
11. Schove D. J., Berlage H. P. Pressure anomalies in the Indian ocean area, 1796-1960, PAGEOPH, 1965, v. 61, p. 219-231.

СТАТИСТИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ИНДЕКСОВ ЭКСТРЕМАЛЬНОСТИ
ЛЕТНИХ СЕЗОНОВ В СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ

Значительное место в современных исследованиях изменений климата занимают вопросы изучения закономерностей возникновения крупных сезонных аномалий температуры воздуха и осадков. Важность таких исследований определяется возможным большим экономическим ущербом, наносимым отклонениями температуры и осадков от средних значений экономике и сельскому хозяйству. Так, например, потери США от крупных изменений погоды в 1981 г. составили 25 млрд.долл. /12/. Влияние климатических условий на сельское хозяйство в форме экстремальных кратковременных изменений температуры и осадков приводит к колебаниям производства зерновых культур на земном шаре на $1 - 10 \% / 2 /$. В связи с этим встает задача уменьшения экономического ущерба, наносимого крупными изменениями погодных условий, которая может быть решена только на основе детального изучения причин возникновения крупных аномалий. Обзор различных работ по исследованию закономерностей появления аномалий температуры и осадков в летний период дается в / 3 /. Анализ связи метеорологических условий с урожайностью приведен, например, в / 1 /.

В настоящей работе исследуются статистические свойства индексов экстремальности весенне-летних сезонов по различным районам северного полушария, разработанных в ГГО. Индексы представляют собой безразмерную ранжированную характеристику, определяемую по значениям аномалий температуры и осадков весенне-летних месяцев и по району наибольших изменений этих величин / 9 /. Индексы изменяются в диапазоне от -10 до $+10$, что соответственно обозначает условия переувлажнения с отрицательными аномалиями температуры и условия дефицита осадков с положительными аномалиями температуры.

Всего для анализа было выбрано 10 различных районов и сезонов. В табл. I приведены названия районов и периоды времени, для которых проводилось изучение статистической структуры индексов.

Для дальнейшего удобства при упоминании в случаях, когда для данного географического района индексы рассматривались для различных сезонов, рядом с названием района в скобках будут указываться месяцы, по которым индекс рассчитывался.

Таблица I

№	Район	Месяцы	Период	№	Район	Месяцы	Период
1	ЕЧС	IV, V, VI	189I-1982	6	Южная Европа	VI, VII, VIII	189I-1980
2	ЕЧС	V, VI, VII	189I-1982	7	США	IV, V, VI	189I-1979
3	Алтай	IV, V, VI	189I-1982	8	США	VI, VII, VIII	189I-1979
4	Алтай	V, VI, VII	189I-1982	9	США и Канада	IV, V, VI, VII	189I-1979
5	Северная Европа	VI, VII, VIII	189I-1980	10	Индия	VI, VII, VIII	189I-1980

Как следует из табл. I, длительность рядов индексов экстремальности равнялась 89 - 92 годам. При анализе временных рядов индексов использовался автокорреляционный и спектральный анализ на основе методов Блэкмана-Тьюки (БТ) / 5 / и максимальной энтропии (МЭ) / 4 /, кросскорреляционный анализ и фильтрация рядов с использованием нерекурсивных цифровых фильтров /13/.

В табл. 2 приведена повторяемость различных значений индексов экстремальности. При подсчете повторяемости диапазон изменений индексов был разбит на 5 градаций:

а) высокая температура, недостаточная увлажненность (индекс от +7 до +10);

б) умеренно высокая температура, малая увлажненность (+3...+6);

в) нормальные условия теплообеспеченности и увлажненности (-2...+2);

г) умеренно низкая температура, повышенная увлажненность (-3...-6);

д) низкая температура, избыточная увлажненность (-10...-7).

Сравнение повторяемостей различных градаций индексов позволяет определить морфологические особенности структуры индексов экстремальности как для конкретного района, так и для всего северного полушария в целом.

Интересным представляется факт различия формы распределения значений индексов по градациям. Так, например, для Алтая (IV - VI) распределение индексов близко к однородному, в то время как для США (IV - VI) распределение близко скорее к нормальному. Близость распределения к нормальному или к однородному зависит от пространственного масштаба аномальности явления. Если повторяе-

Таблица 2

Повторяемость (%) различных значений индексов засухливости

Район	(-10...-7)	(-6...-3)	(-2...+2)	(+3...+6)	(+7...+10)
ЕЧС (IУ-УІ)	17	16	26	20	13
ЕЧС (У-УІІ)	15	16	30	19	20
Алтай (IУ-УІ)	17	15	25	14	21
Алтай (У-УІІ)	17	13	23	25	14
Северная Европа	13	16	30	16	15
Южная Европа	8	19	37	14	12
США (IУ-УІ)	9	18	28	26	8
США (УІ-УІІІ)	10	20	30	21	8
США, Канада	10	19	32	19	9
Индия (УІ-УІІ)	9	20	32	24	5

мость больших абсолютных значений индекса высока (распределение близко к однородному), то это означает, что экстремальное явление наблюдается на всех станциях, освещающих данный район, и площадь распространения экстремального явления велика. Если повторяемость крайних значений индекса мала, то отсюда следует, что экстремальное явление наблюдается только на части станций, вошедших в список, по которому подсчитывались значения индекса в данном районе. Из сказанного можно сделать вывод, что экстремальные явления на ЕЧС и Алтае имеют большую протяженность в пространстве по сравнению с другими районами северного полушария.

В табл.3 приведено процентное распределение спектральной мощности рядов индексов экстремальности по различным диапазонам частот, рассчитанное на основе метода БТ.

Деление полного интервала частот на диапазоны производилось таким образом, чтобы 40 % мощности гипотетического ряда, обладающего свойствами белого шума, приходилось на диапазон периодов от 2 до 3,3 лет, 20 % - на диапазон от 3,3 до 5 лет и по 10 % на остальные указанные в табл.3 диапазоны. Сопоставление распределений спектральной мощности рядов индексов с распределе-

Таблица 3

Распределение мощности сигнала по спектру (%)

Район	Диапазон частот, год ⁻¹					
	0,5-0,3	0,3-0,2	0,2-0,15	0,15-0,10	0,10-0,05	< 0,05
	Диапазон периодов, число лет					
	2-3,3	3,3-5,0	5,0-6,7	6,7-10	10-20	> 20
I	38	27	I3	7	8	7
2	43	22	8	I2	9	6
3	39	I8	II	I5	II	6
4	36	I9	I2	I2	I7	4
5	62	I2	3	7	8	8
6	30	24	IO	20	8	8
7	44	I6	7	II	II	II
8	3I	2I	4	6	I3	25
9	36	24	9	9	I3	9
IO	42	I6	8	IO	IO	I4
Белый шум	40	20	IO	IO	IO	IO

нием белого шума свидетельствует об их определенном сходстве. Вместе с тем имеется ряд существенных различий этих распределений в отдельных диапазонах частот. Обращают на себя внимание большие различия спектральной плотности в высокочастотной области на севере и юге Европы (районы 5 и 6 соответственно). Так, на севере Европы 62 % спектральной мощности лежит в диапазоне от 2 до 3,3 лет, а на юге Европы в тот же диапазон попадает только 30 % спектральной мощности. При этом для юга Европы наблюдается повышенное по сравнению с белым шумом значение спектральной мощности в диапазоне от 6,7 до 10 лет. При анализе материалов табл.3 можно выделить и другие интересные особенности в распределении спектральной мощности. Все они указывают на то, что в отдельных географических районах изменения степени экстремальности наблюдаются в определенных предпочтительных диапазонах частот. Это, в свою очередь, позволяет делать некоторые выводы о физических причинах, вызывающих появление экстремальных сезонов.

Обращает на себя внимание значительная изменчивость рядов

индексов на высоких частотах. В диапазоне периодов колебаний от до 5 лет доля изменчивости оказалась равной для всех рядов 50-70 %, т.е. в среднем превышала половину всей изменчивости. значения коэффициентов автокорреляции рядов, из которых с помощью цифровой фильтрации устранялись колебания с периодами более лет, при запаздывании 1 год составляли $-0,42 \dots -0,71$. Первый максимум автокорреляционной функции наблюдался при запаздываниях в 2-3 года. Эти результаты свидетельствуют о чрезвычайно важной роли высокочастотных колебаний в общей картине изменений индексов.

Анализ автокорреляционных функций исходных рядов индексов позволил в зависимости от поведения автокорреляционных функций при различных запаздываниях разделить все рассматриваемые районы на 3 класса:

1. ЕЧС (IV-VI), ЕЧС (V-VII), Южная Европа, США (IV-VI) и США с Канадой. Автокорреляционные функции рядов индексов для этих районов не имеют существенных особенностей, пики автокорреляционных функций распределены достаточно равномерно по значениям запаздываний.

2. Алтай (IV-VI), Алтай (V-VII) и Северная Европа. Для них автокорреляционные функции рядов индексов имеют максимум при запаздываниях около 10-15 и 20-24 лет.

3. США (VI-VIII) и Индия. Автокорреляционные функции имеют обширный минимум при запаздываниях около 10 лет и максимум при запаздываниях 17-21 год. В качестве примера автокорреляционные функции некоторых рядов приведены на рис.1.

Наличие относительно больших пиков на графиках автокорреляционных функций свидетельствует о существовании в рядах индексов квазипериодических составляющих. Для проверки справедливости такого заключения был проведен спектральный анализ рядов индексов по методу БГ. В табл.4 приведены статистически значимые квазипериодические составляющие в рядах индексов.

Из анализа табл.4 следует, что в тех географических районах, где преобладает циклонический характер погоды (ряды 1, 5, 9), отмечаются статистически значимые короткие периоды (от 2 до 5 лет). В районах же антициклонического характера погоды удается обнаружить более длительные периоды. Интересно отметить, что в индексах экстремальности удается выделить статистически значимые квазипериодические составляющие, которые отмечались ранее другими авторами в различных метеорологических показателях. Так, напри-

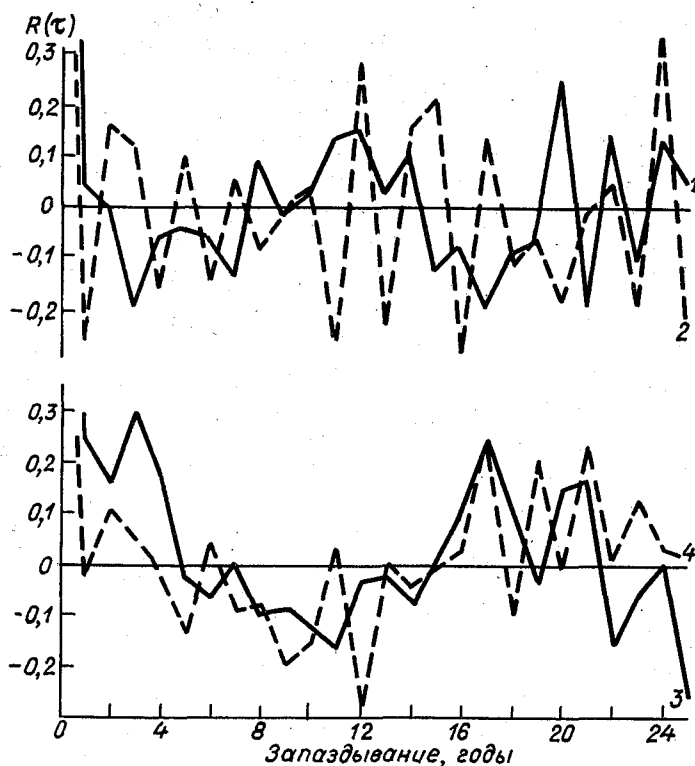


Рис. I. Автокорреляционные функции рядов индекса экстремальности для отдельных районов.

1 - Алтай (У-УП), 2 - Северная Европа, 3 - США (У1-УШ), 4 - Индия.

мер, 5-летние колебания атмосферных показателей отмечались в работе / 8 /, 11-летние - в работе / 7 /, 18-19-летние - в / 6 / и 22-летние - в / II /.

Анализ квазипериодических составляющих, определяемых по методу МЭ, полностью подтвердил результаты, полученные с помощью метода БГ, и дал указание на существование некоторых других квазипериодических составляющих.

Рассмотрение длительности серий знаков аномалий температуры и осадков позволяет выяснить различия в статистической струк-

Таблица 4

Статистические значимые (на уровне 95 %) периодические составляющие в рядах индексов экстремальности (по методу БТ)

п.п.	Район	Период, число лет			
1	ЕЧС (IV - VI)	4,7	2,1		
2	ЕЧС (V - VII)	8,2	4,7	2,1	
3	Алтай (IV - VI)	11,2	7,5	5,6	3,0
4	Алтай (V - VII)	11,2	5,0	2,0	
5	Северная Европа	3,0	2,6	2,4	
6	Южная Европа	8,2	6,9	4,7	
7	США (IV - VI)	12,9	3,0		
8	США (VI - VIII)	18,0	3,3		
9	США и Канада	3,8	2,6		
10	Индия	22,5	2,6	2,1	

уре лет с высокими и низкими значениями индекса. В табл.5 приведено число лет, приходящихся на серии одного знака различной длительности, рассмотренное по периоду с 1891 по 1978 г., т.е. по 88 годам. В нижней части таблицы в строке "теория" приведено распределение числа лет в серии одного знака для некоторого теоретического бессвязного случайного ряда. Из табл.5 следует, что формирование длительных группировок одного знака (5, 6 и более лет) во многих районах превышает теоретически ожидаемые величины во много раз и свидетельствует о наличии физических факторов, определяющих знак аномалии в течение значительного промежутка времени. С другой стороны, можно отметить, что роль этих факторов в формировании устойчивых последовательностей экстремумов одного или другого знака различна. Это может означать, что один набор факторов вызывает появление длительных серий одного знака, а другой набор, частично или полностью не совпадающий с первым, вызывает появление серий противоположного знака.

Для изучения общих закономерностей появления экстремальных условий тепло- и влагообеспеченности по всему северному полушарию было проведено сравнение временного хода индексов по разным районам. В процессе анализа было обращено внимание на то, что ряды 3 и 7 отражают сходные физико-географические условия формирования экстремальных явлений в весенне-летний период. Ряд 3 отражает условия формирования экстремальных явлений в районах Восточного Казахстана и Алтая в центре Евразийского материка.

Таблица 5

Число лет, приходящихся на серии одного знака различной
длительности

№	Район	Знак ано- мали	Длина серии (число лет)						
			I	2	3	4	5	≥6	
1 ЕЧС (IV - VI)		+	I2	20	6	4	0	0	
		-	I3	I2	I2	4	5	0	
2 ЕЧС (V - VII)		+	II	4	2I	0	IO	0	
		-	I2	IO	6	4	IO	0	
3 Алтай (IV - VI)		+	I2	6	I2	8	0	0	
		-	II	6	6	4	IO	I3	
4 Алтай (V - VII)		+	6	6	I5	I2	5	6	
		-	6	I6	6	4	0	6	
5 Северная Европа		+	I4	IO	0	I6	0	0	
		-	I3	I4	0	8	0	I3	
6 Южная Европа		+	6	IO	I8	4	0	0	
		-	5	4	I8	8	I5	0	
7 США (IV - VI)		+	6	IO	I2	0	IO	I3	
		-	IO	8	I2	0	0	7	
8 США (VI - VIII)		+	IO	I2	3	4	5	I2	
		-	9	I2	9	4	0	8	
9 США и Канада		+	IO	8	9	8	0	7	
		-	7	I2	3	8	IO	6	
10 Индия		+	I2	I2	3	4	IO	7	
		-	I3	I2	6	4	5	0	
Теория			+	22	II	5,50	2,75	I,38	I,37
			-	22	II	5,50	2,75	I,38	I,37

Ряд 7 отражает сходные условия в центре Североамериканского континента. Был проведен взаимокорреляционный анализ этих двух рядов, который позволил выяснить, что связь между рядами определяется коэффициентом взаимной корреляции, равным -0,27. Поэтому, несмотря на внешне похожие географические условия этих районов, исходные индексы экстремальности почти не коррелированы. Для уточнения связи между ними на высоких и низких частотах каждый из исходных рядов индексов путем цифровой фильтрации был разде-

жен на 2 ряда. Первый ряд представляет собой высокочастотную компоненту исходного ряда, а второй – низкочастотную компоненту. Граница по частоте между высоко- и низкочастотными компонентами в процессе анализа менялась.

Результаты расчетов коэффициентов корреляции между высоко- и низкочастотными компонентами этих рядов приведены в верхней части табл.6. Для удобства понимания данной таблицы рассмотрим элемент таблицы, относящийся, например, к полосе фильтрации 2–5 лет. Если рассматривается высокочастотная компонента, то это означает, что изучалась связь между рядами, из которых устранялись колебания с периодами более 5 лет. Если рассматривается низкочастотная компонента, то это означает, что изучалась связь между рядами, из которых устранялись колебания с периодами менее 5 лет.

Таблица 6

Коэффициенты корреляции между высоко- и низкочастотными компонентами рядов индексов

Районы	Компоненты	Полоса фильтрации (число лет)				
		2–3,3	2–5	2–8	2–10	2–15
3–7	Высоко-частотные	–0,78	–0,67	–0,61	–0,58	–0,54
	Низко-частотные	0,30	0,34	0,50	0,62	0,77
3–5	Высоко-частотные	0,43	0,38	0,36	0,30	0,26
	Низко-частотные	0,29	0,38	0,39	0,50	0,71
5–7	Высоко-частотные	–0,47	–0,45	–0,39	–0,32	–0,28
	Низко-частотные	0,28	0,49	0,54	0,58	0,69

Использование разделения рядов на высокочастотную и низкочастотную компоненты позволило получить экстремально большие статистически значимые коэффициенты корреляции между обеими компонентами, что подтверждает предположение о близости физических причин, вызывающих экстремальные явления в сходных физико-географических условиях. Значимость полученных коэффициентов корреляции определялась с учетом эффективной длины рядов /10/.

Если расчеты коэффициентов корреляции между исходными рядами индексов не позволили найти коэффициенты, превышавшие значение 0,3, то анализ связи между высоко- и низкочастотными составляющими, проведенный по всем 10 районам, позволил выявить большое число статистически значимых связей с высокими коэффициентами корреляции. Это указывает на существование общих факторов, формирующих экстремальные ситуации не только в сходных, но и в различных физико-географических условиях.

В заключение можно отметить, что проведенное исследование позволяет получить определенные выводы о природе формирования экстремальных ситуаций, а также об их общности и различиях.

Авторы благодарят А.В.Цветкова за предоставленную машинную программу расчета спектральной плотности мощности по методу МЭ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багров Н. А. О метеорологическом индексе урожайности. - Метеорология и гидрология, 1983, № II, с.92-99.
2. Борисенков Е. П. Климат и деятельность человека. - М.: Наука, 1982. - 128 с.
3. Дроздов О. А. Засухи и динамика увлажнения. - Л.: Гидрометеиздат, 1980. - 96 с.
4. Кей С. М., Марпл С. Л. Современные методы спектрального анализа. - ТМИЭР, 1981, т.69, № II, с.5-51.
5. Пановский Г. А., Брайер Г. В. Статистические методы в метеорологии. - Л.: Гидрометеиздат, 1972. - 210 с.
6. Митчелл Дж. М., Стоктон Ч. У., Мерко Д. М. Доказательство 22-летнего ритма засух в западной части США, связанных с солнечным циклом Хейла начиная с XVII в. - В кн.: Солнечно-земные связи, погода и климат. - М.: Мир, 1982, с.152-171.
7. Оль А. И. Одиннадцатилетний цикл в атмосферных осадках Западной Сибири. - Труды ГГО, 1979, вып.403, с.93-99.
8. Покровская Т. В. Синоптико-климатологические и гелиогеофизические долгосрочные прогнозы погоды. - Л.: Гидрометеиздат, 1969. - 256 с.
9. Сазонов Б. И., Сердюк В. Н., Канева А. Д., Кропф Е. И., Долнакова Н. Б., Ульянова Т. Н. Каталоги индексов экстремальности летних сезонов по основным экономическим районам северного полушария.

ия. - См. настоящий сборник.

Ю. С о л о м о н С. Статистические связи между гидрологическими переменными. - В кн.: Статистические методы в гидрологии. - Л.: Гидрометеоиздат, 1970, с.18-73.

И. В h a l m e Н.Н., J a d h a v S.K. Major quasi-periodic fluctuations in the drought indices. Arch. Met. Geph. Biocl., ser., 1983, v.32, N 2-3, p.309-317.

12. Climate Impact Assessment. United States. Annual summary 1981. NOAA, US Department of Commerce, 1982. - 29 p.

13. S t e a r n s S.D. Digital signal analysis. - New Jersey:Heiden Book Company, 1975.- 280 p.

А.Ф.Четвериков

ИЗМЕНЧИВОСТЬ УВЛАЖНЕННОСТИ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ АНАЛИЗА ГОДИЧНЫХ КОЛЕЦ ДЕРЕВЬЕВ

В основе изучения засух лежит главным образом анализ данных гидрометеорологических станций и их сопоставление с урожайностью сельскохозяйственных культур. Один из недостатков этого подхода - отсутствие длинных однородных рядов как по температуре и осадкам, так и по урожайности. Изучение засухи как чисто метеорологического явления несет в себе элемент неопределенности и слабо связано с насущными потребностями народного хозяйства. Важна засуха не сама по себе, а ее последствия, особенно в таких отраслях народного хозяйства, как сельское, лесное и др. С этой точки зрения очевидно, что для исследования изменчивости увлажненности необходимы биологические индикаторы, обладающие, с одной стороны, способностью регистрировать колебания увлажненности и, с другой стороны, имеющие общие (с зерновыми культурами) особенности биологического развития. Этими свойствами в полной мере обладают деревья, которые в своих радиальных годичных приростах несут информацию о режиме тепла и влаги за сотни лет. В условиях Средней Азии основным фактором, лимитирующим рост деревьев, является увлажненность / 9 /.

В данной статье показаны некоторые результаты анализа годовичных колец деревьев (364-летнего возраста) юга Западной Сибири, обработанных Ф.З.Глебовым и А.И.Погодиной / 3 /.

Как показано в работе / 1 /, во второй половине нашего столетия в увлажненности Средней Азии усилилась роль высокочастотных колебаний в диапазоне от 7 до 40 лет. Автором была поставлена задача выяснить, каким образом перестройка частотной структуры увлажненности отражается на проявлении засух. Результаты расчета спектральных оценок на 120-летних временных отрезках для двух диапазонов колебаний: период 7-17 лет, выбирающий в среднем 21 % общей дисперсии и период более 60 лет, выбирающий 40 % дисперсии (рис.1). Роль этих двух периодов при росте древесины в течение последних трех лет заметно меняется. Росту вклада одного соответствует понижение вклада другого диапазона. Причем, с 1605 по 1868 г. и с 1930 г. по настоящее время увлажненность северо-востока Средней Азии определялась колебаниями от 7 до 17 лет. С 1868 по 1930 г. стала резко возрастать доля вековых и сверхвековых колебаний. Таким образом, увеличение вклада высокочастотных колебаний в изменение увлажненности сопровождается уменьшением вклада низкочастотных колебаний. Трансформация частотной структуры сказалась и на приросте деревьев. Так, можно выделить три периода: первый период с 1650 по 1760 г. (максимум в 1670-1690 гг.), второй с 1840-1850 гг. по настоящее время (максимум приходится на середину нашего столетия). В эти периоды прирост деревьев постоянно уменьшался и соответственно уменьшался вклад колебаний длительностью свыше 60 лет. Третий период развития процесса увлажнения (1700-1840 гг.) характеризуется хорошими условиями увлажненности и ростом мощности свыше 60 лет.

Таким образом, наблюдается достаточно четкая связь увлажненности данного района с трансформацией конкретных частотных компонент процесса. Проведенный анализ структуры увлажненности с засухами позволил установить между ними устойчивую зависимость. О мере влияния режима увлажнения на растительность можно было судить по амплитуде отклонения их годовичных приростов от многолетней средней (рис.2). Положительные отклонения характеризуют благоприятные условия, отрицательные - недостаточное увлажнение района. Из-за разноречивости материалов по засухам автором были использованы те годы засух, на которые одновременно указывали разные источники. Это, в частности, данные по лесным пожарам

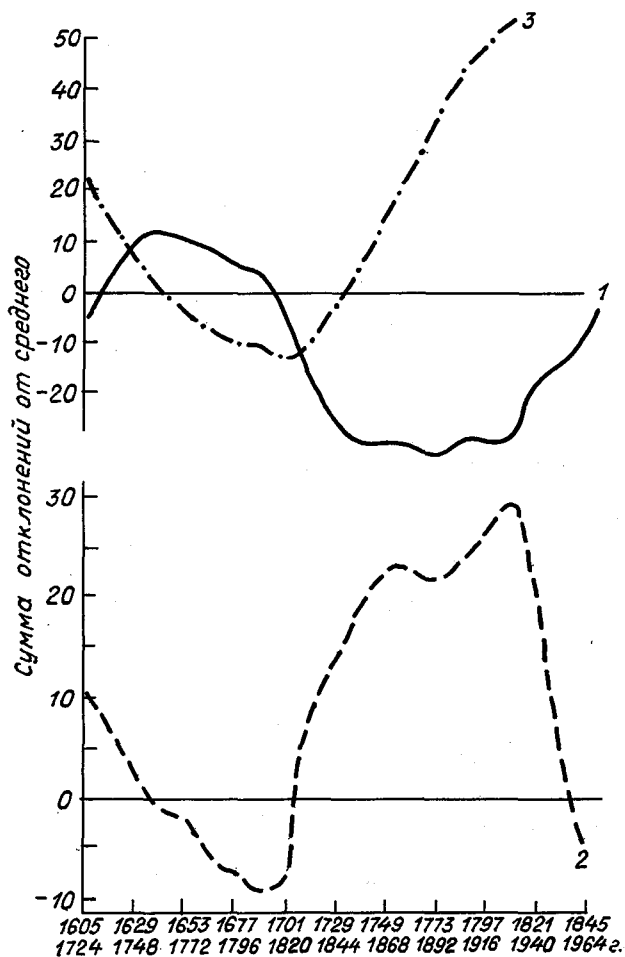


Рис. I. Изменение частотной структуры прироста деревьев. Спектральные оценки, соответствующие двум диапазонам колебаний.

Диапазоны колебаний: 1 - 7-17 лет, 2 - свыше 60 лет, 3 - прирост деревьев.

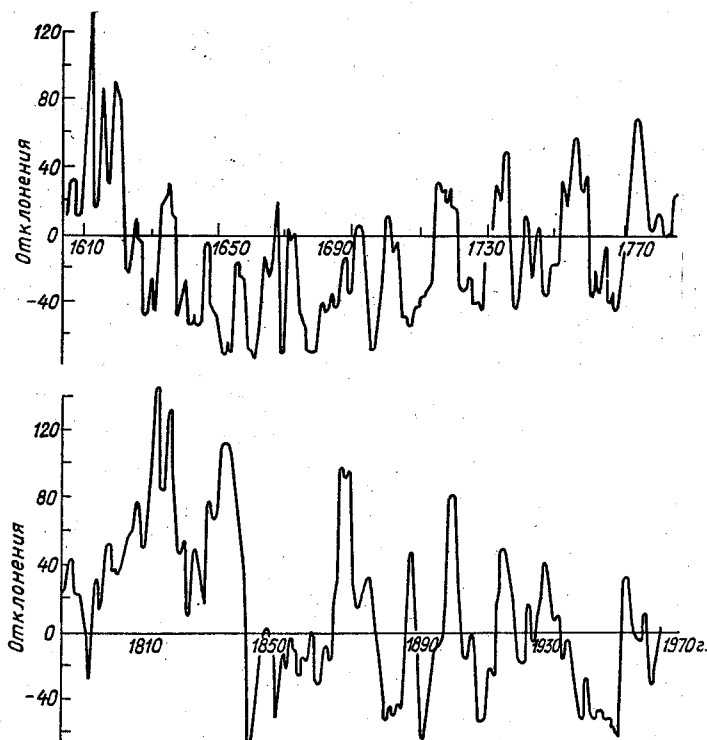


Рис.2. Отклонения прироста деревьев от многолетнего среднего. Междуречье Оби и Томи.

/ 2 /, урожайности зерновых /5-8/, охватывающие соответственно периоды с 1927 г. по настоящее время и с 1840 г. по настоящее время. Их анализ позволил установить, что за последние 130 лет большинство засушливых явлений находили свое отражение в приросте годовичных колец деревьев. Судя по отклонениям прироста деревьев за весь 364-летний дендрологический ряд период повышенной повторяемости засух также наблюдался в XVII и в начале XVIII вв., что согласуется с представлениями А.В.Шнитникова / 9 / о внутри-вековой изменчивости уровня озер Северного Казахстана за последние два с половиной столетия. Динамика засух прямо связана с частотной перестройкой процесса увлажнения (см.рис.1). В годы, когда увеличивался вклад высокочастотных колебаний (7-17 лет) в общую изменчивость процесса, увеличивалась частота и амплитуда засушливых явлений, отмечаемая и в настоящее время.

В заключение отметим следующее:

1. Исследование увлажненности и засух по годичным кольцам деревьев является перспективным направлением.
2. Частота и амплитуда засух непосредственно связана с частотной структурой увлажненности. Она увеличивается при усилении энергетического вклада в общую изменчивость процесса высокочастотных колебаний.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. А да мен ко В. Н., М а с а н о в а М. Д., Ч е т в е р и к о в А. Ф. Индикация изменений климата. - Л.: Гидрометеоздат, 1982. - 109 с.
2. У т е ш е в А. С. Атмосферные засухи и их влияние на природные явления. Алма-Ата: Наука, 1972. - 175 с.
3. Г л е б о в Ф. З., П о г о д и н а А. И. Рост древостоев некоторых типов болотных лесов Томского стационара в связи с гидротермическими условиями. В сб.: Дендроклимато-хронология и радиоуглерод. Каунас, 1972, с.120-126.
4. Р о з а н о в М. И. Некоторые итоги работы дендрохронологической группы Всесоюзного НИИ судебных экспертиз. - В сб.: Материалы II Всесоюзного совещания по дендрохронологии и дендроклиматологии. Каунас, 1972, с.129-131.
5. Р а у н е р Ю. Л. О периодичности засух на территории зерновых районов СССР. - Изв. АН СССР, сер.геогр. 1976, № 6, с.37-54.
6. С е м е н о в М. И. К вопросу о закономерности колебаний урожаев. - Вестн.статистики, 1922, кн. II, № 5.- 8, с.57-96.
7. Н е у ш к и н А. М., Р о ч е в а Э. В. Климатические и циркуляционные характеристики засух в основных сельскохозяйственных районах СССР. - Труды ВНИИГМИ-МЦД, 1977, вып.36, с.22-33.
8. Б а р а ш С. И. Анализ динамики урожайности пшеницы в СССР с применением экономико-математических методов (1920 - 1973). - Учен.зап. ЛСХИ, 1974, т.244, с.113-148.
9. Ш н и т н и к о в А. В. Влияние внутривековой изменчивости увлажненности бассейнов озер на развитие их депрессий. - Л.: Наука, 1970, с.5-19.

К ВОПРОСУ О РЕАЛИЗАЦИИ ПРИНЦИПА КОМПЛЕКСИРОВАНИЯ

Известно, что в настоящее время задача оптимизации нескольких прогнозов (большой заблаговременности) не решена. Е.П.Борисенковым в 1974 г. был предложен возможный принцип оптимизации долгосрочных прогнозов / 1 / и произведена первая реализация этого принципа / 2 /. Однако, как показали исследования, при существующей низкой оправдываемости долгосрочных прогнозов, комплексация прогнозов, составленных на основе различных по физической постановке методов с целью дать единый прогноз, пока трудно осуществима (здесь и отсутствие должных заблаговременностей, ограниченные районы составления прогнозов по отдельным методикам, отсутствие длинных однородных рядов прогностического материала и др.). Поэтому можно попытаться выработать оптимальную стратегию комплексирования нескольких "ненадежных" прогнозов, используя статистическую процедуру "просеивания" и статистику оправдываемости прогнозов, составленных различными методами, за период 10-12 лет.

Одна из процедур - "просеивание" предсказателей - была предложена в 1972 г. Борисенковым / 3 /. Нами она использовалась при выборе оптимальных заблаговременностей прогнозов.

В качестве исходных данных были взяты прогностические значения аномалий температуры (полученные физико-математическим методом) по 128 точкам северного полушария за 90 месяцев на независимом ряду.

Создание массива прогностических значений на старом независимом материале является, главным и первоочередным условием для решения задачи оптимизации (комплексирования) сверхдолгосрочных метеорологических прогнозов и объективной оценки качества существующих и предлагаемых прогностических схем / 2 /.

Все операции производились на ЭВМ БЭСМ-6. Закладывались только исходные данные для прогноза, они же являлись фактически, данными для его оценки. Весь исходный материал записан на магнитную ленту. Прогнозы были составлены на независимом ряду для нескольких регионов северного полушария в зоне 85 - 40° с.ш. (Евразия, СССР, Северная Атлантика, Северная Америка, Тихий океан) с заблаговременностью от 1 до 28 месяцев. На ЭВМ получены оценки оправдываемости этих прогнозов по величине критериев ρ

и Q .

По значениям критерия ρ были выявлены наиболее оптимальные заблаговременности, с которыми в дальнейшем имело бы смысл производить комплексацию.

Оказалось, что в среднем по северному полушарию оценки прогнозов довольно низкие (в среднем $\rho = 0,08...0,10$). Однако для отдельных месяцев при определенных заблаговременностях оправдываемость их увеличивается: в январе - за 10 месяцев до прогнозируемого ($\rho = 0,15$), в апреле - за 14 месяцев ($\rho = 0,18$), в мае - за 24 месяца ($\rho = 0,12$), в августе - за 27 месяцев ($\rho = 0,15$), в октябре - за 26 месяцев ($\rho = 0,15$), в ноябре - за 10 месяцев ($\rho = 0,16$), в декабре - за 28 месяцев ($\rho = 0,18$). Оправдываемость по отдельным регионам более высокая.

Это еще раз подтверждает тот факт, что цикличность при макропроцессах охватывает отдельные части северного полушария и нивелируется при рассмотрении полушария в целом. В табл. I представлены результаты оправдываемости оптимальных заблаговременностей по величине критерия ρ для отдельных регионов полушария.

Оказалось, что почти по всем регионам действуют "дальние связи", не только территориальные, но и временные. Для Евразии для зимних месяцев выделяется 24-28-месячные заблаговременности, для осенних месяцев (VIII - X) - 24-27-месячные (та же двухлетняя цикличность). 14-месячная заблаговременность хорошо обеспечена для апреля, II, I6, I7-месячные для ноября. Весенние (март, май) и летние (июнь, июль) месяцы имеют низкую оправдываемость.

Для Северной Атлантики и Тихого океана оптимальная заблаговременность связывается с квазидвухлетним циклом ($\rho = 0,20...0,30$). Кроме него можно использовать соответственно 8-13- и 14-месячные заблаговременности ($\rho = 0,20$). Оправдываемость последних в районе Тихого океана летом и осенью гораздо лучше обеспечена ($\rho = 0,25$).

По Северной Америке количество оптимальных заблаговременностей невелико (обычно по одной в месяце; $\rho = 0,15...0,20$).

Проведенный анализ оправдываемости показал, что выбор оптимальных заблаговременностей очень сложен; так, на территории Евразии в каждом месяце обычно "работает" две-три заблаговременности, и определить, какая будет оптимальной в прогнозируемом году пока затруднительно.

В этом случае возможно и необходимо применение аппарата

Таблица I

Средняя оправдываемость (по ρ) прогнозов аномалий температуры, составленных с оптимальными заблаговременностями по нескольким регионам северного полушария

Ре- ги- он	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Евразия	$\frac{25}{0,24}$	$\frac{21}{0,16}$	$\frac{11}{0,12}$	$\frac{14}{0,25}$	$\frac{3}{0,12}$	$\frac{14}{0,10}$	$\frac{14}{0,10}$	$\frac{3}{0,16}$	$\frac{24}{0,16}$	$\frac{25}{0,21}$	$\frac{1}{0,23}$	$\frac{5}{0,14}$
	$\frac{14}{0,21}$	$\frac{24}{0,14}$	$\frac{12}{0,15}$	$\frac{17}{0,24}$	$\frac{6}{0,16}$	$\frac{21}{0,08}$	$\frac{21}{0,10}$	$\frac{26}{0,16}$	$\frac{25}{0,13}$	$\frac{26}{0,13}$	$\frac{10}{0,27}$	$\frac{26}{0,18}$
	$\frac{1}{0,19}$	$\frac{26}{0,13}$	$\frac{25}{0,11}$	$\frac{20}{0,19}$	$\frac{27}{0,20}$		$\frac{25}{0,10}$	$\frac{27}{0,26}$			$\frac{11}{0,14}$	$\frac{27}{0,13}$
											$\frac{16}{0,17}$	$\frac{28}{0,22}$
Северная Атлантика	$\frac{8}{0,24}$	$\frac{17}{0,15}$	$\frac{17}{0,25}$	$\frac{19}{0,26}$	$\frac{24}{0,31}$	$\frac{19}{0,20}$	$\frac{24}{0,19}$	$\frac{11}{0,17}$	$\frac{21}{0,18}$	$\frac{13}{0,21}$	$\frac{23}{0,21}$	$\frac{13}{0,12}$
	$\frac{12}{0,24}$	$\frac{26}{0,15}$	$\frac{18}{0,30}$			$\frac{23}{0,20}$			$\frac{22}{0,18}$		$\frac{16}{0,27}$	$\frac{28}{0,12}$
						$\frac{27}{0,20}$						
Северная Америка	$\frac{14}{0,16}$	$\frac{6}{0,28}$	$\frac{17}{0,20}$	$\frac{16}{0,18}$	$\frac{23}{0,17}$	$\frac{26}{0,13}$		$\frac{20}{0,21}$	$\frac{21}{0,20}$	$\frac{26}{0,16}$	$\frac{10}{0,21}$	$\frac{11}{0,23}$
			$\frac{20}{0,20}$		$\frac{24}{0,17}$							
Тихий океан	$\frac{11}{0,15}$	$\frac{14}{0,16}$	$\frac{18}{0,24}$	$\frac{11}{0,24}$	$\frac{13}{0,16}$	$\frac{8}{0,18}$	$\frac{25}{0,28}$	$\frac{22}{0,34}$	$\frac{14}{0,24}$	$\frac{8}{0,20}$	$\frac{7}{0,27}$	$\frac{7}{0,20}$
	$\frac{12}{0,15}$	$\frac{28}{0,16}$						$\frac{25}{0,34}$	$\frac{24}{0,24}$	$\frac{23}{0,32}$	$\frac{18}{0,18}$	$\frac{15}{0,20}$
								$\frac{28}{0,34}$		$\frac{25}{0,28}$		$\frac{25}{0,20}$

Примечание. В числителе - заблаговременность прогнозов (в месяцах), в знаменателе - оценка оправдываемости по знаку, ρ ; выделены прогнозы с $\rho \geq 0,20$.

комплексирования нескольких "ненадежных" прогнозов. Нами были сосчитаны несколько комплексных прогнозов для территории Евразии с различным набором заблаговременностей (для их отбора использовались результаты табл. I). Известно, что для успешного комплексирования, оценки прогнозов, подлежащих комплексированию, должны иметь $\rho = 0,30 / I$. Как видим из табл. I, такие величины ρ получаются только для отдельных месяцев в некоторых регионах полушария (Тихий океан) и в этом случае комплексация "ненадежных" прогнозов по большим районам не достигает цели. Поэтому были определены оптимальные заблаговременности для меньших районов (Восточная Европа, Западная Сибирь, Восточная Сибирь, Казахстан).

Для этих районов был произведен отбор оптимальных заблаговременностей для отдельных месяцев и по нескольким наборам этих оптимальных заблаговременностей произведена комплексация. По результатам оценок для Сибири оказались лучшими "наборами" при комплексации заблаговременности I6-I7 месяцев, а для Западных областей - 9-II. Причем для выбранных случаев выигрыш в оправданности в среднем составил $\rho = 0,15...0,18$. Таким образом, используя предложенный прием можно получить некоторый выигрыш в результате комплексирования "ненадежных" прогнозов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенков Е. П. Принципы и статистические методы оптимизации (комплексирования) прогнозов. - Метеорология и гидрология, 1982, № 9, с.5-14.
2. Борисенков Е. П., Борисова Л. Е. К вопросу оптимизации сверхдолгосрочных метеорологических прогнозов. - Труды ИГО, 1982, вып.458, с.77-82.
3. Борисенков Е. П., Романов М. А. Алгоритмы и программы статистической обработки информации на ЭВМ. - Л.: Гидрометеиздат, 1969. - 263 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Б. И. С а з о н о в. Метеорологические комплексы как оптимальные показатели экстремальных климатических явлений	3
Б. И. С а з о н о в, В. Н. С е р д ю к, Е. И. К р о п п, В. И. С е р г е е в а. Каталоги индексов экстремальности зимних сезонов по основным экономическим районам северного полушария	II
Б. И. С а з о н о в, В. Н. С е р д ю к, А. Д. К а н а е в а, Е. И. К р о п п, Н. Б. Д о л н а к о в а, Т. Н. У л ь я н о в а. Каталоги индексов экстремальности летних сезонов по основным экономическим районам северного полушария	24
Е. П. Б о р и с е н к о в, В. В. П о л о з о в. Экспертная оценка изменений климата до конца XX - начала XXI вв.	40
Е. П. Б о р и с е н к о в, В. М. П а с е ц к и й, Л. М. Ш е р е м е т о в а. Экстремальные природные явления в XVIII в. и в первой половине XIX в.	50
Е. В. В о р о б ь е в а, Л. П. П р и е м о в а. Временные и пространственные изменения повторяемости экстремальных температур свободной атмосферы за последние 90 лет и возможные их причины	62
Е. П. Б о р и с е н к о в, Л. К. Е ф и м о в а. Особенности влияния локализации перистой облачности на температуру и динамику атмосферы	76
Е. П. Б о р и с е н к о в, Л. К. Е ф и м о в а. Чувствительность климатического режима к тепловым выбросам по данным численных экспериментов	82
В. Ф. Л о г и н о в, Э. В. Р о ч е в а, В. Е. Ч е р т о п р у д. Условия формирования крупных аномалий погоды	90
В. Ф. Л о г и н о в. Долгопериодные вариации солнечного излучения в связи с изменением яркости и площади активных образований на Солнце	100
Б. И. С а з о н о в, Л. П. С п и р и н а. К вопросу о выявлении климатического сигнала. Часть I	106
Б. И. С а з о н о в, Н. Б. Д о л н а к о в а. К вопросу о выявлении климатического сигнала. Часть II ...	II4

3. И. Сазонов, А. А. Григорьева, Г. К. Попова. Обобщающие характеристики со- стояния Северной Атлантики	I22
1. Ф. Гетманова, Б. И. Сазонов, А. А. Григорьева. К выбору информативных переменных	I29
9. И. Гирская, Б. И. Сазонов, Т. В. Гав- рилова. Энергоактивные зоны в тропосфере	I38
3. А. Молодых. Об изменениях среднемесячных темпе- ратур воздуха в Северной Америке с периодом около 20 лет	I42
1. В. Цветков, Б. И. Сазонов. О квази- периодических колебаниях в некоторых климатических характеристиках Азиатского региона	I48
3. И. Сазонов, В. А. Молодых. Статисти- ческая структура индексов экстремальности летних сезонов в северном полушарии	I57
1. Ф. Четвериков. Изменчивость увлажненности Северного Казахстана по результатам анализа годич- ных колец деревьев	I67
1. Е. Борисова, О. Ю. Григор, Э. П. Ру- мянцева. К вопросу о реализации принципа комплексирования	I72

Сборник научных трудов

Труды ИГО,

вып. 503

Критерии и характеристики экстремальных
климатических явлений

Редактор Н.С.Смирнова

Н/К

Подписано в печать 05.05.86. М - 15140. Формат 60x84^I/16.

Бумага картографическая. Печать офсетная. Усл.печ.л. II, 16.

Усл.кр.-отт. II, 39. Уч.-изд.л. II, 21. Тираж 470 экз. Индекс ПРИ-155

Заказ 1383

Цена 80 коп. Заказное.

Гидрометеиздат, 199053, Ленинград, 2-я линия, д.23.

Московская типография № 9 Союзполиграфпрома при Государственном
комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли

109033, Москва, Ж-33, ул.Волочаевская, д.40.