

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

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

Т Р У Д Ы

ВЫПУСК 201

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ

Под редакцией
д-ра физ.-мат. наук
М. И. ЮДИНА

БИБЛИОТЕКА
Ленинградского
Гидрометеорологического
Института



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД • 1968

218415

06
778

В сборнике излагаются вопросы статистического анализа метеорологических полей планетарного масштаба с помощью метода разложения по естественным функциям.

Рассматриваются статистические методы прогноза декадных и месячных температур воздуха с использованием в качестве предикторов притоков тепла и внеатмосферных носителей информации (снежный покров, ледовитость и др.).

Рассчитан на климатологов, синоптиков и специалистов в области статистических прогнозов.

О ПРИНЦИПИАЛЬНЫХ ВОПРОСАХ ФИЗИКО-СТАТИСТИЧЕСКОЙ МЕТОДИКИ ДОЛГОСРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ ПОГОДЫ БОЛЬШОЙ ЗАБЛАГОВРЕМЕННОСТИ

1. К физико-статистическим методикам прогноза погоды будем относить методики, опирающиеся на определенные физические данные о поведении изучаемой системы. Эти данные в основном используются для выбора признаков-предвестников будущей погоды, а вид связей между предвестниками и предсказываемыми величинами определяется путем статистического анализа.

Наиболее перспективными представляются варианты физико-статистической методики, которые бы органически включали использование информации о характере будущей погоды, извлекаемой из уравнений динамики атмосферы. Рассмотрение способов сочетания гидродинамического и статистического подходов в исследованиях общей циркуляции атмосферы и в постановке задачи прогноза составляло значительную часть исследований по теме. Однако для получения определенных результатов в области прогнозов большой заблаговременности потребуются выполнить еще многие методические работы в том же направлении. Поэтому при выполнении задания ГУГМС, носившего весьма срочный и конкретный характер, не представлялось возможным использовать полученные выводы непосредственно в прогнозе погоды.

Основными техническими условиями задания были:

а) разработать в короткий срок (1,5—2 года) методику прогноза осадков и температуры воздуха на май—июнь на новой физической основе;

б) обеспечить значительную заблаговременность прогнозов — выдавать прогнозы в Гидрометеорологический центр для ориентировки агрометеорологов не позднее 1 апреля;

в) учитывать территорию, для которой требуется давать прогнозы (южная половина ЕТС и целинные районы).

Необходимо отметить, что требуемая степень детальности и заблаговременности прогнозов ставит под вопрос возможность использования современных численных методов прогноза.

Серьезная и до сих пор не преодоленная трудность применения этих методов состоит в отсутствии достаточно точных соотношений для учета прямых и обратных связей между атмосферными процессами и состоянием подстилающей поверхности.

Но исследования последних лет все более определенно показывают, что развитие атмосферных процессов за промежутки времени порядка

нескольких месяцев не может быть определено без учета таких связей. Поэтому в работах по теме изучение этих эффектов занимало весьма важное место. Были выполнены теоретические расчеты и наряду с этим проводилось эмпирическое изучение асинхронных статистических связей между различными характеристиками атмосферных процессов, направленное на непосредственное использование их в прогнозе.

2. Возможность применения статистического подхода в тех случаях, когда физическая природа связей между явлениями остается неясной, привлекает многих исследователей. Современное развитие вычислительной техники позволяет значительно расширить и ускорить анализ статистических связей. Эти возможности широко используются, и число статистических методов прогноза быстро возрастает.

Однако практика показывает, что лишь очень немногие установленные на некотором материале статистические связи оказываются действительными для последующих интервалов времени. В подавляющем большинстве случаев статистические прогнозы, имеющие, казалось бы, большую обеспеченность (оцененную по материалам прошлых лет), оказываются малоуспешными или совсем безуспешными при дальнейшем применении. Это плата за незнание истинного механизма изучаемых процессов.

С неточностью эмпирических статистических связей приходится считаться во всех областях применения теории корреляции. Если, в частности, ограничиться рассмотрением методов линейной корреляции, то необходимо иметь в виду, что эмпирически полученный коэффициент корреляции r может существенно отличаться от интересующего нас истинного значения R в силу двух причин.

Одна причина достаточно детально исследована — случайная ошибка определения коэффициента r при условии, что истинное значение $R = \text{const}$. Для несвязных случайных последовательностей удобно выразить закон распределения этой ошибки, пользуясь преобразованием Фишера

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

Показано, что величина z распределена приближенно по нормальному закону с плотностью распределения

$$f(z) = \frac{1}{\sqrt{2\pi(n-3)}} e^{-\frac{(z-Z)^2}{2(n-3)}}, \quad (2)$$

где n — число членов ряда.

Используя формулу (2), можно оценить вероятность того, что при сопоставлении двух случайных независимых рядов цифр длиной n ($Z=0$) будет получено значение z , превосходящее по абсолютному значению некоторую величину z_h . Если эта вероятность достаточно мала, то эмпирическая связь двух величин, характеризующаяся коэффициентом z , считается значимой. Более подробные сведения по теории оценок статистических гипотез, включая оценки коэффициентов корреляции, содержатся в ряде монографий¹.

Можно констатировать, что для стационарных случайных последовательностей математический аппарат статистических оценок в достаточной мере разработан.

¹ См., например, Л е м а н Э. Проверка статистических гипотез. Пер. с англ. Изд-во «Наука», М., 1964.

В нашей работе выполнялись достаточно строгие оценки значимости связей с использованием формулы (2). Подробнее об этих оценках будет сказано ниже. Применительно к метеорологическим процессам, однако, условие $R = \text{const}$, по-видимому, не выполняется.

Имеется ряд данных, показывающих, что корреляционные связи, удовлетворяющие весьма строгим критериям значимости в течение некоторого промежутка времени, исчезают или меняют знак в дальнейшем.

Расчеты, произведенные в целях выполнения нашей темы, дали новые доказательства того, что более правильно описывать многолетние метеорологические данные моделью нестационарной случайной последовательности с переменным математическим ожиданием и дисперсией. Зависящими от времени следует считать также параметры распределений систем случайных величин, в том числе коэффициенты корреляции. К сожалению, для таких временных рядов сколько-нибудь строгая теория статистических оценок отсутствует.

Значительная трудность построения теории состоит в том, что нарушение тех или иных связей может происходить скачкообразно, однако убедиться в том, что нарушение произошло, можно лишь после проверки этой гипотезы с привлечением достаточно большого числа членов ряда. Таким образом, основанный на использовании такой связи прогноз будет неудачным. Выход из положения может быть найден на пути использования в качестве предсказателей нескольких величин и учета достаточно большого числа статистических связей.

Выполненный нами анализ приводит к предварительному заключению, что нарушения характера связей не происходят одновременно для всей совокупности связей. Если исключать из рассмотрения подозрительные связи, слабо оправдывающиеся в течение последних лет, то остается еще достаточное количество связей, удовлетворяющих как обычному критерию значимости для всего рассматриваемого многолетнего интервала, так и дополнительному условию, характеризующему значимость связи в последние годы. Для проверки этой значимости вычислялись за последние 5—6 лет отношения z_k к своей средней квадратической ошибке

$$\sigma_k = \sqrt{k - 3}.$$

Если за эти годы происходило падение значений отношения $\frac{z_k}{\sigma_k}$, связь исключалась из рассмотрения даже в тех случаях, когда значение $\left| \frac{z_n}{\sigma_n} \right|$ (n — общее число лет, за которые вычислялся коэффициент корреляции r) было весьма большим с точки зрения обычной теории проверки статистических гипотез.

3. Применение специальных способов, уменьшающих вероятность использования в прогнозе ложных¹ статистических связей, крайне важно. Однако эти способы не могут обеспечить успешность статистических прогнозов, если совокупность признаков будущей погоды не содержит достаточно большого процента существенных признаков. Действительно, при любых критериях отбора наряду с ложными связями будут выбираться и реальные. Сама по себе процедура статистического отбора не может полностью отделить реальные связи от случайных, а приводит

¹ Под ложными связями здесь понимаются не только связи, возникшие вследствие случайного совпадения знаков факторов, обуславливающих изменения двух коррелируемых величин, но и связи, реальные в прошлом и утратившие значение к концу рассматриваемого интервала времени.

лишь к увеличению процента реальных связей. Поэтому решающим для успеха метода прогноза является правильная подготовка исходных данных.

Необходимо добиваться выполнения двух основных требований:

1) нужно стремиться, чтобы признаки, из которых отбираются предвестники будущей погоды, были информативны, т. е. содержали реальную информацию о процессах большой длительности, развивающихся в атмосфере;

2) нужно добиваться возможной полноты системы признаков, характеризующих существенные черты начального состояния атмосферы и предшествующего развития атмосферных процессов.

Поясним эти основные требования несколько подробнее. Любое значение некоторой физической величины, полученное как результат наблюдений в атмосфере, несет определенную информацию о ее состоянии. При рассмотрении значения этой информации необходимо относить ее к какому-то пространственному масштабу движения и определять характерную длительность процессов этого масштаба. Так, например, измеренная в некоторый момент времени вертикальная скорость внутри облака характеризует движения малых пространственных и временных масштабов. Такие данные могут быть очень важны для прогноза на весьма короткие сроки явлений большой практической значимости (например, выпадение града). Было бы совершенно неразумно рассматривать подобные данные как предвестники развития погоды за длительные промежутки времени.

Менее очевидным является нецелесообразность использования для целей долгосрочного прогноза средних суточных значений температуры и давления в отдельных пунктах. Однако статистический анализ показывает, что информация о будущей погоде, содержащаяся в каждом таком значении, весьма мала и относится лишь к сравнительно малым интервалам времени. Это и неудивительно, так как информация о начальном состоянии атмосферы «распылена» в множестве отдельных значений температуры, давления, влажности и других метеорологических элементов. Следовательно, возникает необходимость максимально сконцентрировать существенную информацию о крупномасштабных движениях атмосферы, выразив ее минимальным числом параметров. Для этой цели существует специальный математический аппарат разложения полей в ряды по естественным ортогональным функциям. Однако применение этого аппарата к метеорологическим полям было до недавнего времени ограничено отдельными примерами.

Придавая принципиальное значение компактному представлению метеорологической информации как новому средству отыскания реальных предвестников характера будущей погоды, ГГО включила в план специальную тему. Выполнение этой темы представляло необходимое условие для разработки нового метода статистического прогноза погоды. Остановимся далее на требовании полноты описания начального состояния и предшествующих процессов.

Это требование вытекает из физических представлений о том, что будущая макропогода определяется начальным состоянием атмосферы над всей Землей (как минимум можно ограничиться данными соответствующего полушария) и во всей ее толще. При этом начальное состояние должно характеризоваться в соответствии с представлениями современной теории атмосферных процессов не только данными о полях давления и температуры, как это часто делается, но также данными о полях влажности, облачности и осадков. Исследования временной структуры метеорологических полей показывают, что «метеорологическая память»

предшествующих состояниях свободной атмосферы ограничена сравнительно небольшими сроками (порядка одного месяца).

Наиболее длительные влияния на будущую погоду оказывают «внеатмосферные носители памяти», характеризующиеся количеством льдов, границами снежного покрова, теплосодержанием в океанах, влажностью почвы.

Эти факторы были подвергнуты в наших работах наиболее детальному изучению, насколько позволяло наличие материалов.

Однако, несмотря на все предпринятые усилия, в настоящее время оказывается невозможным получить достаточно полные характеристики начального состояния всей атмосферы в целом и деятельного слоя. Поэтому, исходя из известных положений о том, что информация за прошлые месяцы может в определенной мере восполнить пробелы в текущей информации, мы широко привлекали при разработке схемы прогноза соответствующие данные. При этом нет оснований опасаться избытка данных (переопределенности системы), так как случаи, когда дополнительная информация является избыточной, могут быть обнаружены средствами статистического анализа и соответствующие связи могут быть исключены из рассмотрения.

В заключение следует отметить, что разработанная на основе перечисленных выше принципиальных положений методика статистического прогноза, несмотря на то что она представляет собой лишь результат первого этапа разработки проблемы, уже привела к положительным результатам.

СТАТИСТИЧЕСКАЯ СХЕМА ПРОГНОЗА СРЕДНИХ ДЕКАДНЫХ ТЕМПЕРАТУР С УЧЕТОМ ДАННЫХ О РАДИАЦИОННЫХ ПОТОКАХ, ОБЛАЧНОСТИ, ЛЕДОВИТОСТИ И СНЕЖНОГО ПОКРОВА

В настоящее время в синоптических, статистических и гидродинамических методах долгосрочного прогноза погоды используются, как правило, только циркуляционные факторы.

Однако для успешного развития долгосрочных прогнозов необходимо учитывать процессы тепло- и влагообмена, связанные с состоянием подстилающей поверхности. Для прогноза крайне важно учесть такие факторы, как облачность, радиационные потоки, распределение снежного покрова и ледовитости. Известно, что подстилающая поверхность оказывает существенное влияние на температуру воздуха.

Вопросу о влиянии подстилающей поверхности на формирование аномалий температуры посвящена обширная литература. Еще А. И. Воейков анализировал климатообразующее значение подстилающей поверхности, причем он рассматривал не только средние многолетние данные, но и конкретные случаи.

В настоящее время накоплен большой материал наблюдений, который позволил построить средние многолетние карты таких характеристик, как облачность, радиационный баланс. Кроме того, построены карты распределения снежного покрова и ледовитости. Нам нужно было отыскать способ охарактеризовать аномалии облачности, снежного покрова, ледовитости и радиационных потоков.

В работах [6, 7, 8] была разработана методика и построены среднедекадные карты указанных характеристик для отдельных месяцев за период 1949—1957 гг. Для характеристики состояния атмосферной циркуляции были выбраны ранее изученные параметры — зональный индекс I_z , используемый в работах Е. Н. Блиновой [3], меридиональный индекс I_m , введенный М. И. Юдиным и А. А. Рождественским [4], и гидродинамический индекс I_1 , пропорциональный циркуляции скорости по замкнутому контуру [6].

Из циркуляционных характеристик только значения зонального индекса были взяты из работы [5], остальные индексы вычислялись авторами.

Нами будет рассматриваться статистическая схема прогноза, составленная при помощи линейного уравнения множественной регрессии. В качестве предикторов будут рассматриваться как циркуляционные факторы, так и характеристики состояния подстилающей поверхности и облачности. Предиктантом будем считать температуру.

Статистический прогноз основан на том, что прогнозируемое значение метеорологического элемента в будущем ищется в виде линейной комбинации известных значений некоторых других элементов в настоящем

$$x_0 = \sum_{k=1}^n a_k x_k, \quad (1)$$

где x_0 — прогнозируемое значение, x_k — известные значения предсказателей, a_k — неизвестные коэффициенты.

Прогностическая значимость выбранных нами предикторов проверялась статистическими методами.

Устанавливались синхронные статистические связи между девятью рассмотренными параметрами, а также асинхронные прогностические связи. Для построения последних девять рассмотренных параметров коррелировались с температурой следующей декады. Вычисления коэффициентов корреляции выполнялись на ЭВМ. Для этого была составлена специальная программа. Результаты расчетов были представлены в виде карт.

Нами были выделены лишь те предсказатели, которые дают достаточно надежные корреляционные связи. Если исходить из простейшей средней квадратической ошибки коэффициента корреляции

$$\varepsilon_R = \sqrt{\frac{1-R^2}{n}},$$

где R — коэффициент корреляции, то в нашем случае имеем условие — корреляционная связь может считаться неслучайной и выражаться в форме $R \geq 0,4$. Применяя полученный критерий, было установлено, что для прогноза температуры следует учитывать семь предсказателей: снежный покров, ледовитость, меридиональный и зональный индексы, облачность, радиационный баланс и индекс, пропорциональный циркуляции скорости по замкнутому контуру.

Коэффициенты a_k уравнения (1) определялись по способу наименьших квадратов. Сумма квадратов ошибок, которая задается выражением

$$\rho = \sum_{k=1}^n \left(x_0 - \sum_{k=1}^n a_k x_k \right)^2$$

должна быть минимальной.

Минимум этой суммы получается в том случае, когда a_k будут найдены из системы линейных уравнений

$$\sum_{i=1}^n \sum_{k=1}^n a_i x_i x_k \equiv \sum_{i=1}^n x_0 x_i.$$

Все вычисления проводились для Европейской территории СССР (ЕТС) и Западной Сибири.

Рассматривалась четырехугольная прогностическая сетка с шагом по широте 3° , а по долготе 5° (рис. 1 а). Коэффициенты a_k вычислялись за шесть лет (1949—1954). В качестве испытания предложенной схемы мы вычисляли прогноз для 1955 г.

Прогноз составлялся для осенних месяцев (сентябрь — ноябрь) по ЕТС и Западной Сибири. Расчет коэффициентов a_k производился

на ЭВЦМ «Урал-4». Результаты прогноза были представлены в виде декадных карт. Всего было построено восемь карт.

Для проверки прогнозов аномалий температуры воздуха по знаку мы применяли формулу

$$\rho = \frac{N_+ - N_-}{N},$$

где N_+ — количество точек, для которых прогнозируемый знак аномалии совпал с фактическим ее знаком; N_- — количество точек, для которых прогнозируемый знак аномалии не совпал с фактическим знаком; N — общее число точек, для которых составлялся прогноз. Результаты расчетов представлены в табл. 1.

Т а б л и ц а 1

Месяц	Декада	ρ
Сентябрь	2	0,83
	3	0,59
Октябрь	1	0,67
	2	0,91
	3	0,94
Ноябрь	1	0,70
	2	0,77
	3	0,90

В качестве примера приведем прогностическую и фактическую карты за 3-ю декаду ноября 1955 г. (рис. 1).

В этом случае $\rho = 0,90$. Нулевая изолиния на прогностической карте смещена несколько к востоку. Величины аномалий получились заниженными.

Используя вышеизложенную методику, мы давали прогнозы на осень 1964 и 1965 гг. При составлении этих прогнозов коэффициенты уравнения регрессии вычислялись по девяти годам (1949—1957). Прогнозы давались на сентябрь, октябрь, ноябрь. Данные для прогноза снимались с синоптических карт в Северо-Западном УГМС.

Для получения информации о наличии снежного покрова использовались телеграммы. Подсчитывалось число дней с наличием снежного покрова в каждой декаде. Полученные данные наносились на карту и проводились изолинии, показывающие число дней со снежным покровом в каждой декаде. При этом нулевая изолиния ограничивает территорию, свободную от снежного покрова. Изолиния 10 является границей устойчивого снежного покрова. В качестве параметра, характеризующего границу снежного покрова, была избрана широта φ_c изолинии 5 (5 дней со снегом) как функции λ и времени.

Данные по ледовитости северных морей нам любезно предоставили в ААНИИ.

Результаты оценок прогнозов представлены в табл. 2. Было дано по восемь прогнозов в 1964 и 1965 гг.

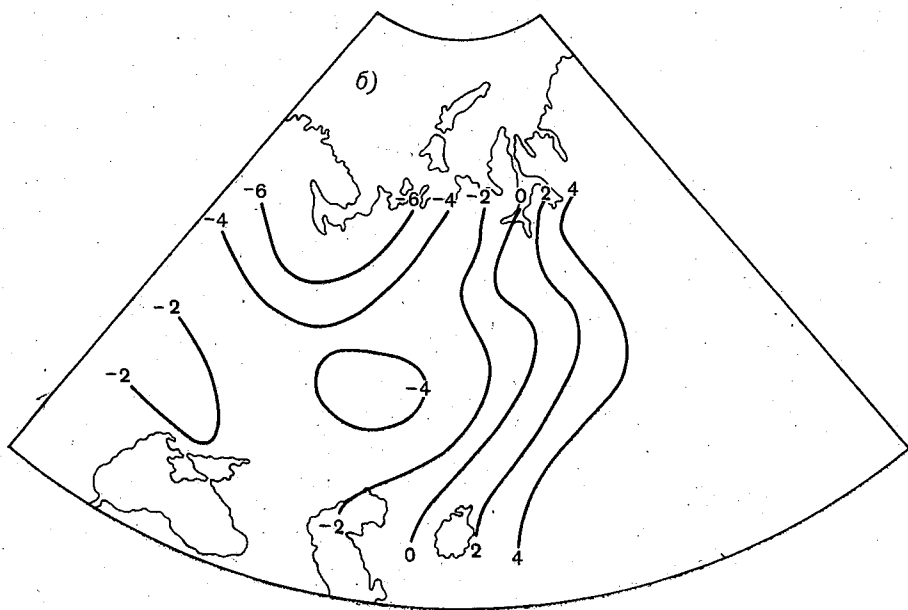
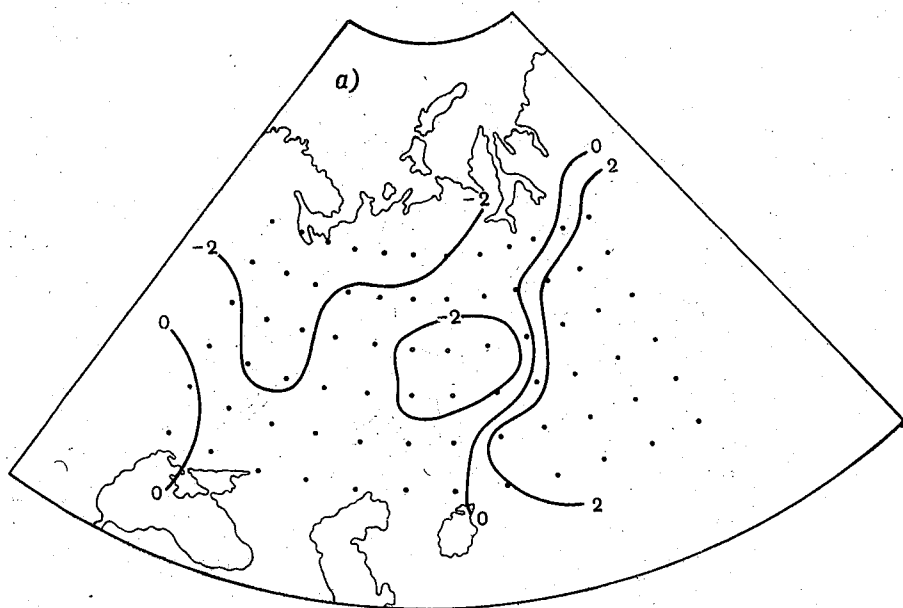


Рис. 1. Прогностическая (а) и фактическая (б) карты средней декадной температуры за 3-ю декаду ноября 1955 г.

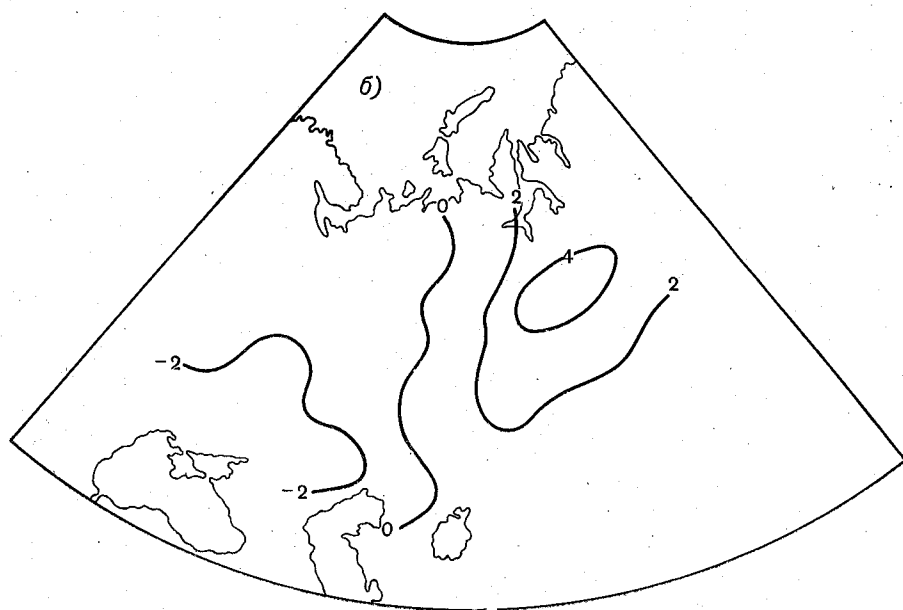
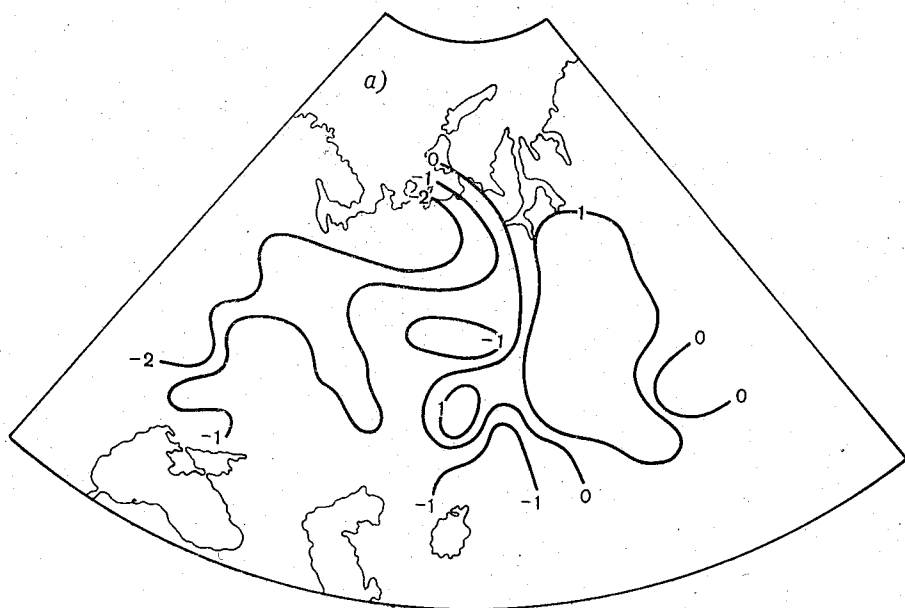


Рис. 2. Прогностическая (а) и фактическая (б) карты средней декадной температуры за 2-ю декаду октября 1965 г.

Таблица 2

Месяц	Декада	ρ	
		1964 г.	1965 г.
Сентябрь	2	0,64	0,65
	3	0,71	0,71
Октябрь	1	0,73	0,62
	2	0,69	0,76
	3	0,76	0,66
Ноябрь	1	0,69	0,70
	2	0,59	

На прогностической и фактической картах за 2-ю декаду октября 1965 г. (рис. 2) имеется довольно хорошее совпадение нулевых изолиний, но сами величины аномалий оказались заниженными. Особенно большое различие наблюдается в северо-восточной части прогностической сетки.

Как видно из сравнения данных табл. 1 и 2, коэффициент ρ при прогнозе на 1955 г. выше, чем в 1964 и 1965 гг. По-видимому, такое различие объясняется тем, что при прогнозе на 1955 г. расчет коэффициентов уравнения регрессии a_h производился по предшествующим шести годам (1949—1954), в то время как при прогнозе на 1964 и 1965 гг. коэффициенты a_h рассчитывались за период с 1949 по 1957 г., т. е. имел место довольно значительный временной разрыв.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будыко М. И., Берлянд Т. Г., Зубенок Л. И. Методика климатологических расчетов составляющих теплового баланса. Тр. ГГО, вып. 48, 1954.
2. Будыко М. И. и др. Радиационный баланс северного полушария. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 1, 1961.
3. Блинова Е. Н. Гидродинамическая теория волн давления, температурных волн и центров действия. ДАН СССР, т. 39, № 7, 1943.
4. Рождественский А. А. Исследование синоптических процессов, связанных с осуществлением карских воздействий, на основе изучения индексов циркуляции. Тр. ГГО, вып. 55, 1955.
5. Машкович С. А., Добрышман Е. М., Хейфец Я. М. Характеристики зональной циркуляции. Гидрометеониздат, М., 1958.
6. Богданова Н. П. Изучение барико-циркуляционного режима Европейской территории СССР для осеннего периода. Тр. ГГО, вып. 114, 1960.
7. Юдин М. И., Есакова Н. П., Афанасьева В. Б. Предварительная оценка прогностической значимости информации, получаемой с метеорологических спутников. Тр. ГГО, вып. 166, 1964.
8. Афанасьева В. Б., Есакова Н. П. О способах характеристики аномалий облачности, снежного покрова и радиационных потоков. Тр. ГГО, вып. 143, 1964.

А. В. МЕЩЕРСКАЯ, Л. Н. КЛЮКВИН

О РАЗЛОЖЕНИИ ПОЛЕЙ АНОМАЛИЙ СРЕДНЕЙ МЕСЯЧНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ПО ЕСТЕСТВЕННЫМ ОРТОГОНАЛЬНЫМ ФУНКЦИЯМ

В последние годы как в нашей стране, так и за рубежом получил широкое распространение метод разложения метеорологических полей по ортогональным составляющим. В данной статье приведены результаты разложения полей аномалий средней месячной температуры воздуха с помощью минимального числа параметров.

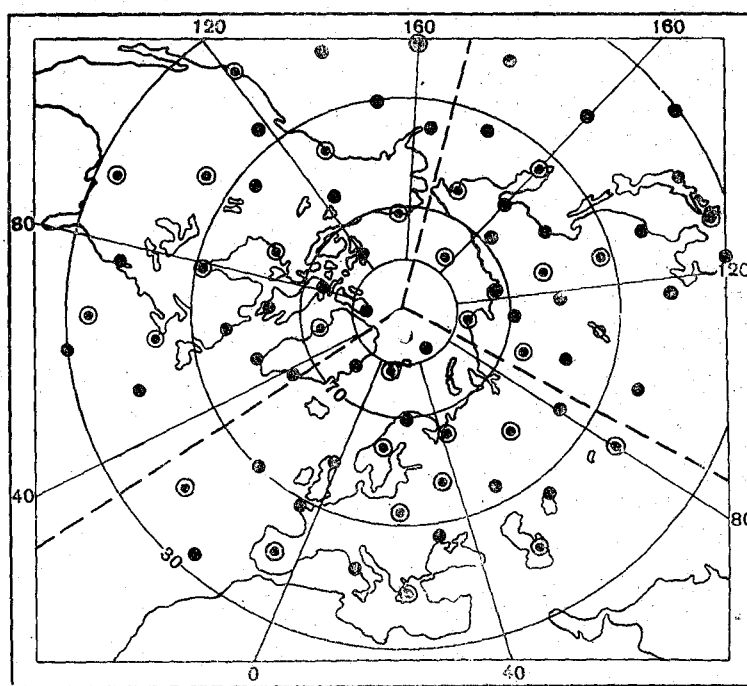


Рис. 1. Сеть станций в северном полушарии по секторам.
Пунктиром обозначены границы между секторами, кружками—станции, относящиеся к редкой сети

Аномалии средней месячной температуры представляют большой практический интерес и являются одним из основных объектов долгосрочных прогнозов. Именно поэтому была сделана попытка подойти к изучению аномалий средней месячной температуры с помощью разложения по ортогональным функциям. Из известных работ по этому во-

просу можно указать на статью Гриммера [12]. В отличие от последней, где были рассмотрены поля аномалий температуры над Атлантико-Европейским сектором, в данной работе приводятся результаты разложения по трем секторам северного полушария. Это позволило сравнивать и контролировать выводы, полученные независимо для трех секторов, а также проводить дополнительный анализ результатов.

Сектора, по территориям которых проводилось разложение, будем в дальнейшем называть Европейским, Азиатским и Американским. Такие названия секторов до некоторой степени условны, так как принятые в данной работе границы не соответствуют точно их географическим границам (рис. 1).

Для каждого сектора было выбрано по 26 станций с длительными рядами наблюдений, равномерно расположенных по территории. Список станций приведен в приложении к статье [5], положение станций дано на карте (рис. 1). Исходные данные для разложения взяты из таблиц месячных аномалий температуры, предоставленных в наше распоряжение О. М. Челпановой и В. Я. Шаровой. В случае отсутствия данных в таблицах использовались карты аномалий температуры, с которых снимались пропущенные величины.

Разложению по естественным составляющим были подвергнуты поля аномалий температуры за 58 лет (1903—1960) за 12 месяцев года, в общей сложности 696 полей. Объем вычислительных работ оказался довольно большим. Расчеты проводились на ЭВМ «Урал-1» и БЭСМ, затем на ЭВМ «Урал-4». В данной статье мы не останавливаемся на методике расчетов, так как она была достаточно подробно описана ранее [1, 6].

Устойчивость естественных функций аномалий средней месячной температуры

Прежде чем приступить к обработке такого объема данных, надо было выяснить два вопроса. Во-первых, можно ли считать ряд в 58—60 лет достаточным для расчета естественных функций средних месячных аномалий температуры. Во-вторых, выяснить, насколько естественные функции средних месячных аномалий температуры зависят от вековых колебаний температуры, т. е. можно ли естественные функции, рассчитанные по данным XIX столетия, использовать в XX столетии.

Для выяснения этих двух вопросов была сделана следующая проработка. Для территории СССР были выбраны четыре станции: Ленинград, Архангельск, Свердловск и Барнаул с рядами наблюдений 120 лет (с 1841 по 1960 г.). Для каждой станции ряд наблюдений в 120 лет был разбит на два периода по 60 лет: первый период с 1841 по 1900 г. и второй с 1901 по 1960 г. За каждый период отдельно были найдены климатические нормы средней месячной температуры за семь месяцев по станциям и корреляционные моменты месячных аномалий температуры между станциями за холодный период года (декабрь, январь, февраль и март). Проследим, насколько различаются нормы средних месячных температур и корреляционные моменты аномалий средней месячной температуры за эти два периода (табл. 1). Нетрудно заметить, что на всех четырех станциях для семи рассмотренных месяцев года разности норм первого и второго периодов отрицательны, т. е. нормы за период с 1901 по 1960 г. выше, чем за период с 1841 по 1900 г. Это значит, что за счет векового хода средней месячной температуры должны быть определенные различия в естественных функциях

Таблица 1

Климатические нормы средней месячной температуры
за периоды 1841—1900 (1) и 1901—1960 гг. (2) и их разность (3)

Месяц	Ленинград			Архангельск		
	1	2	3	1	2	3
XII	—5,7	—4,9	—0,8	—11,1	—9,3	—1,8
I	—8,4	—7,5	—0,9	—13,3	—12,1	—1,2
II	—8,5	—7,8	—0,7	—13,0	—11,9	—1,1
III	—4,7	—3,9	—0,8	—8,1	—7,8	—0,3
IV	1,7	3,2	—0,5	—1,6	—0,2	—1,4
V	8,7	9,6	—0,9	5,2	5,7	—0,5
VI	14,6	14,9	—0,3	12,0	12,9	—0,9

Месяц	Свердловск			Барнаул		
	1	2	3	1	2	3
XII	—14,3	—13,3	—1,0	—15,5	—15,5	—0,5
I	—16,6	—15,0	—1,6	—19,0	—17,5	—1,5
II	—13,9	—13,5	—0,4	—17,0	—16,0	—1,0
III	—7,6	—7,4	—0,2	—10,0	—9,5	—0,5
IV	1,2	3,1	—1,9	0,7	2,2	—1,5
V	9,7	9,9	—0,2	10,6	11,5	—0,9
VI	14,5	16,0	—1,5	16,8	17,7	—0,9

аномалий средней месячной температуры, определенных независимо по двум периодам. В табл. 2 приведены корреляционные моменты аномалий средней месячной температуры за два периода и их разности для тех же четырех выбранных станций. Из табл. 2 исключены корреляционные моменты аномалий температуры Ленинград — Барнаул и Архангельск — Барнаул, так как при расчете на большом материале эти значительно удаленные друг от друга станции входили в разные сектора северного полушария. Из табл. 2 следует, что различия корреляционных моментов аномалий температуры по двум периодам иногда невелики (до 4%), иногда же значительны (до 56%), в среднем различия составляют около 18%. Будем считать, что выбранные нами станции достаточно репрезентативны и что корреляционные моменты по другим станциям колеблются в тех же пределах.

Чтобы оценить, насколько меняются естественные функции температуры от одного периода к другому, был использован искусственный прием искажения элементов корреляционных матриц путем внесения «случайных» ошибок. При этом предполагалось, во-первых, что ошибки случайны, т. е. среднее арифметическое значение ошибок равно нулю, и, во-вторых, что распределение ошибок подчиняется нормальному закону. Исходя из средней оценки погрешности определения элементов корреляционной матрицы была рассчитана повторяемость ошибок определенных градаций. Расчет проводился по общепринятой мето-

Таблица 2

Корреляционные моменты аномалий средней месячной температуры за 1841—1900 г. (А) и 1901—1960 г. (Б) и их разности в абсолютных величинах (В) и в процентах от средней величины из двух периодов (Г)

Месяц	Ленинград — Ленинград				Ленинград — Архангельск				Ленинград — Свердловск			
	А	Б	В	Г	А	Б	В	Г	А	Б	В	Г
ХII	10,5	11,6	—1,1	9	10,4	13,2	—2,8	24	7,3	7,0	0,3	4
I	14,8	12,9	1,9	14	12,4	11,7	0,7	6	6,1	6,9	—0,8	12
II	14,3	13,7	0,5	4	13,4	11,4	2,1	17	5,7	6,5	—0,8	13
III	7,0	8,0	—1,0	13	6,3	7,0	—0,7	11	2,8	2,6	0,2	7

Месяц	Архангельск — Архангельск				Архангельск — Свердловск				Свердловск — Свердловск			
	А	Б	В	Г	А	Б	В	Г	А	Б	В	Г
ХII	17,5	19,6	—2,1	11	5,6	10,0	—4,4	56	13,6	11,8	1,8	14
I	14,7	15,9	—1,1	7	5,3	7,5	—2,2	34	10,5	10,3	0,2	2
II	17,3	14,3	3,0	19	6,9	6,5	0,4	6	8,1	10,8	—2,7	28
III	8,8	8,8	0,0	0	3,2	3,0	0,2	7	6,6	4,7	1,9	34

Месяц	Свердловск — Барнаул				Барнаул — Барнаул			
	А	Б	В	Г	А	Б	В	Г
ХII	8,8	6,8	2,1	2,7	16,8	17,2	0,4	2
I	8,1	6,5	1,6	22	17,4	10,6	6,7	48
II	4,5	6,3	—1,8	33	13,2	14,8	—1,7	12
III	3,4	3,5	—0,1	3	10,4	9,9	0,5	5

дике. Результаты представлены в табл. 3, из которой следует, что при средней ошибке 18% ошибка определения корреляционных моментов будет колебаться от —30 до +30%; в 32% случаев ошибка будет равна нулю, в 14% случаев она составит 10% истинной величины с положительным знаком и столько же с отрицательным знаком, в 10% случаев ошибка составит 20% и т. д. После внесения ошибок со своими знаками в «истинные» значения элементов корреляционной матрицы была получена «испорченная матрица» аномалий средней месячной температуры за зимний период. Для испорченной матрицы, как и для истинной, на ЭВМ «Урал-4» были рассчитаны естественные функции. Степень подобия естественных функций можно характеризовать косинусом угла между ними [4]. Расчеты косинусов углов между естественными функциями испорченной и первоначальной матриц обнаружили почти полную их

Таблица 3

Повторяемость ошибок, вносимых в элементы корреляционных матриц

Интервалы абсцисс		Середина интервалов X_0	$\Phi\left(\frac{g}{\sqrt{2}}\right)$	$\Phi\left(\frac{a}{\sqrt{2}}\right)$	$\frac{1}{2} \left[\Phi\left(\frac{g}{\sqrt{2}}\right) - \Phi\left(\frac{a}{\sqrt{2}}\right) \right]$	Повторяемость ошибок, %	Градация ошибок в долях ошибки X_0	
a	b						$X_0, 18\%$	$X_0, 30\%$
0	0,4	0,2	0,311	0	0,155	16	0	10
0,4	0,8	0,6	0,577	0,311	0,133	14	10	20
0,8	1,2	1,0	0,771	0,577	0,097	10	20	30
1,2	1,6	1,4	0,891	0,771	0,06	6	30	40
1,6	2,0	1,8	0,955	0,891	0,032	3	30	50
0	-0,4	-0,2	0,311	0	0,155	16	0	-10
-0,4	-0,8	-0,6	0,577	0,311	0,133	14	-10	-20
-0,8	-1,2	-1,0	0,771	0,577	0,097	10	-20	-30
-1,2	-1,6	-1,4	0,891	0,771	0,06	6	-30	-40
-1,6	-2,0	-1,8	0,955	0,891	0,032	3	-30	-50

тождественность. Косинус угла между первыми естественными составляющими оказался равным 0,97, между вторыми — около 1, между третьими — 0,98 и между четвертыми 0,97.

Из этого следуют два вывода, которые являются ответом на поставленные вопросы: во-первых, естественные функции, полученные по данным одной эпохи (1901—1960 гг.), могут быть использованы для другой (1841—1900 гг.); во-вторых, ряд в 60 лет достаточен для определения формы естественных функций аномалий средней месячной температуры за зимний период.

Оценка сходимости ряда членов разложения аномалий средней месячной температуры

Ранее указывалось, что разложение полей аномалий средней месячной температуры было сделано за каждый месяц для трех секторов полушария. Это позволяет проследить годовой ход оценок разложения. В табл. 4—6 представлены собственные числа корреляционных матриц ($\lambda_j=1, 2, 3, \dots, 10$) в процентах от суммарной дисперсии поля и точность представления полей суммой h членов разложения ($h=1, 2, 3, \dots, 10$).

Таблицы показывают, что в зимние месяцы первый член разложения описывает более 30% суммарной дисперсии (в Азиатском секторе даже 41%); на второй член разложения приходится около 20% суммарной дисперсии. В сумме первые четыре члена разложения в зимние месяцы описывают $\frac{3}{4}$ суммарной дисперсии поля.

При сравнении оценок разложения аномалий средней месячной температуры, средней суточной температуры и срочных данных по наземному давлению (табл. 7) убеждаемся в преимуществах разложения аномалий средней месячной температуры. Например, в январе вклад первых четырех членов разложения аномалий средней месячной температуры составляет 78% дисперсии, а аномалий средней суточной температуры — лишь 58%. По-видимому, такой результат вполне закономерен: аномалии средней месячной температуры сами по себе предполагают значительное осреднение и выделение крупномасштабных особенностей поля температуры.

Скорость сходимости ряда членов разложения закономерно изменяется от одного месяца к другому, т. е. имеет хорошо выраженный годовой ход. Это проявляется прежде всего в том, что летом информация распределяется между естественными составляющими более равномерно, чем зимой. Вклад первой естественной составляющей летом почти вдвое меньше, чем зимой (Американский сектор). Летом уменьшаются также вклады второй и третьей составляющих.

В этой связи сильно меняется от зимних месяцев к летним и скорость сходимости ряда членов разложения. Если в январе — феврале для описания 80% информации достаточно использовать 4—5 членов разложения, то в июле — августе для представления поля с той же точностью необходимо взять 8—9 коэффициентов, т. е. в 2 раза больше. Уменьшение вкладов первых естественных составляющих летом, по-видимому, объясняется различием атмосферных процессов зимнего и летнего периодов и уменьшением масштабов атмосферных образований в летний период.

Закономерности годового хода оценок разложения подтверждаются результатами расчетов для всех трех секторов северного полушария. В этом нетрудно убедиться при анализе табл. 4—6. Кстати заметим, что годовой ход оценок разложения аналогичен годовому ходу суммарной дисперсии [5]. Уменьшение величины суммарной дисперсии от зимы

Таблица 4

Годовой ход оценки сходимости ряда членов разложения. Европейский сектор

j	I		II		III		IV		V		VI		VII		VIII		IX		X		XI		XII	
	a	в	a	в	a	в	a	в	a	в	a	в	a	в	a	в	a	в	a	в	a	в	a	в
1	35	35	34	34	29	29	27	27	31	31	23	23	26	26	29	29	30	30	29	29	30	30	35	35
2	25	60	23	57	21	50	23	50	19	50	18	41	16	42	13	42	16	46	18	47	20	50	19	54
3	11	71	12	69	14	64	15	65	10	60	11	52	11	53	11	53	10	56	15	62	14	64	12	66
4	7	78	8	77	10	74	7	72	8	68	8	60	8	61	8	61	9	65	7	69	8	72	7	73
5	4	82	5	82	7	81	6	79	6	74	7	67	7	68	7	68	7	72	6	75	7	79	5	78
6	4	86	4	86	9	84	4	82	5	79	5	72	5	73	5	73	5	77	4	79	4	83	3	81
7	3	89	3	89	9	87	3	85	4	83	5	77	4	77	4	77	4	81	3	82	3	86	3	84
8	2	91	2	91	2	89	3	87	4	87	3	80	3	80	3	80	3	84	3	85	2	88	3	87
9	2	93	2	93	2	91	3	90	3	90	3	83	3	83	3	83	3	87	3	88	2	90	2	89
10	1	94	1	94	2	93	2	92	2	92	3	86	2	85	3	86	2	89	2	90	2	92	2	91
$\sum_{j=1}^{26} \lambda_j$	246		278		177		112		67		53		51		44		46		79		160		229	

Примечание. Здесь и в табл. 5, 6 и 8 введены следующие обозначения: j — номер членов разложения в порядке значимости, a — вклад каждого члена разложения (в процентах от суммарной дисперсии поля), в — вклад n членов разложения (n=1, 2, ..., 10) в процентах от суммарной дисперсии поля, $\sum_{j=1}^{26} \lambda_j$ — суммарная дисперсия поля (в град.²).

Таблица 5

Годовой ход оценки сходимости ряда членов разложения. Азиатский сектор.

j	I		II		III		IV		V		VI		VII		VIII		IX		X		XI		XII	
	a	с	a	с	a	с	a	с	a	с	a	с	a	с	a	с	a	с	a	с	a	с	a	с
1	41	41	37	37	41	41	34	34	26	26	29	29	23	23	24	24	35	35	47	47	25	25	32	32
2	17	58	19	56	15	56	16	50	22	48	12	41	19	42	17	41	16	51	11	58	19	44	21	53
3	15	73	15	71	12	68	10	60	9	57	9	50	13	55	10	51	9	60	9	67	15	59	15	68
4	8	81	7	78	8	77	8	68	8	65	7	57	8	63	7	58	8	68	6	73	6	65	7	75
5	4	85	5	83	6	83	6	74	6	71	6	63	5	68	7	65	5	73	5	78	5	70	5	80
6	3	88	4	87	3	86	5	78	5	76	5	68	5	73	5	70	4	77	4	82	5	75	3	83
7	2	90	3	90	3	89	5	83	4	80	4	72	4	77	4	74	4	81	3	85	4	79	3	86
8	2	92	2	92	3	91	3	86	3	83	4	76	3	80	4	78	3	84	3	88	4	83	2	88
9	1	93	2	94	2	93	3	90	3	86	3	79	3	83	3	81	3	87	2	90	3	86	2	90
10	1	94	1	95	1	94	2	92	2	88	3	82	2	85	3	84	2	89	2	92	2	88	1	91
$\sum_{j=1}^{26} \lambda_j$	279		227		159		88		57		48		50		39		44		81		165		267	

Таблица 9

Годовой ход оценки сходимости ряда членов разложения. Американский сектор.

j	I		II		III		IV		V		VI		VII		VIII		IX		X		XI		XII	
	a	ε	a	ε	a	ε	a	ε	a	ε	a	ε	a	ε	a	ε	a	ε	a	ε	a	ε	a	ε
1	32	32	33	33	34	34	26	26	26	26	17	17	26	26	17	17	21	21	25	25	27	27	32	32
2	21	53	23	56	19	53	22	48	17	43	15	32	12	38	15	32	16	38	20	44	26	53	20	52
3	15	68	12	68	11	65	10	58	10	53	11	43	10	48	13	45	12	50	15	59	11	64	13	65
4	8	76	6	74	9	73	9	67	9	62	9	52	7	55	10	55	8	58	8	67	7	71	9	74
5	6	82	5	79	6	79	6	73	7	69	8	60	7	62	7	62	7	65	7	74	5	76	5	80
6	4	86	4	83	4	83	6	78	5	74	6	66	5	67	6	68	5	70	5	79	4	80	3	83
7	2	88	3	86	3	85	3	81	4	78	6	72	5	72	5	73	5	75	3	82	3	83	3	86
8	2	90	2	88	3	88	2	83	3	81	4	76	4	76	4	77	3	78	3	85	3	86	3	88
9	2	92	2	90	2	90	2	85	3	84	4	80	3	79	4	81	3	81	2	87	2	88	2	96
10	1	93	2	92	2	92	2	87	2	86	3	83	3	82	3	84	3	84	2	89	2	90	2	92
$\sum_{j=1}^{26} \lambda_j$	248		212		158		102		57		43		36		39		41		69		123		176	

Таблица 7

Оценка разложения полей за январь и февраль. Европейский сектор

Исходные данные	Число полей	Число точек	Месяц	1	2	3	4	5	6
Срочные данные по наземному давлению	260	26	II	24	17	14	10	65	85
Средняя суточная температура	260	30	I	26	13	11	8	58	77
	260	30	II	28	14	10	9	61	80
Средняя месячная температура	58	26	I	35	25	11	7	78	91
	58	26	II	34	23	12	8	77	91

Примечание. В графах 1, 2, 3 и 4 приведены отношения (%) дисперсии первого, второго, третьего и четвертого членов ряда соответственно к суммарной дисперсии; в графах 5 и 6—вклады суммы четырех и восьми членов разложения в суммарную дисперсию поля.

к легу соответствует уменьшению скорости сходимости ряда членов разложения. Величина суммарной дисперсии для Американского сектора почти во все месяцы года оказывается меньше величины суммарной дисперсии для двух других секторов полушария. Еще в большей степени это справедливо для годового хода оценок разложения.

Помимо разложения полей аномалий средней месячной температуры по секторам, было проведено разложение полей аномалий средней месячной температуры в целом по всему северному полушарию, точнее, до 30° с. ш. Разложение по полушарию было сделано по редкой и густой сети станций.

Для разложения по редкой сети из 78 станций по всем секторам было выбрано 33; в общем списке станций [5] они отмечены звездочкой (*). 33 станции соответствуют максимальному порядку матрицы, на который рассчитана программа вычисления собственных чисел и векторов (программа ААНИИ, модернизированная для ЭВМ «Урал-4»).

Естественные функции по редкой сети северного полушария рассчитывались для трех выборок: за летний период (июнь—август), за зимний период (декабрь, январь, февраль) и суммарная, или средняя годовая, в которую вошли аномалии средней месячной температуры за все 12 месяцев. Первые две состояли из 174 полей аномалий средней месячной температуры, последняя—из 696 полей.

Сопоставим оценки разложения полей аномалий средней месячной температуры по секторам с оценками разложения по редкой сети северного полушария (табл. 8). Выводы из этой таблицы сводятся к следующему. Скорость сходимости ряда членов разложения аномалий средней месячной температуры северного полушария значительно меньше скорости сходимости по отдельным секторам, что связано с увеличением размеров территории и некоторым увеличением числа точек. Четыре первых члена разложения над полушарием описывают зимой 54% дисперсии вместо 72—76% по отдельным секторам; летом вклад первых четырех членов разложения над полушарием составляет лишь 40%, а над секторами 50—56% суммарной дисперсии. И, наконец, скорость сходимости ряда членов разложения по средней годовой выборке северного полушария больше, чем по зимней выборке.

Оценка сходимости ряда членов разложения аномалий средней месячной температуры по редкой сети северного полушария (33 точки поля) и по каждому сектору (36 точек поля)

J	Северное полушарие						Европейский сектор						Азиатский сектор						Американский сектор						
	зима		лето		год		зима		лето			зима		лето			зима		лето			зима		лето	
	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b		a	b	a	b		a	b	a	b					
1	18	18	17	17	15	15	32	32	24	24	24	36	36	23	23	31	31	31	31	19	19	31	31	19	19
2	14	32	9	26	12	27	24	55	15	39	15	18	54	15	38	21	52	13	32	32	32	52	13	32	32
3	12	44	8	34	10	37	12	67	10	49	10	15	69	10	48	13	65	10	41	41	65	10	41	41	
4	10	54	6	40	9	46	7	74	7	56	7	7	76	7	55	8	72	9	50	50	72	9	50	50	
5	7	61	6	46	7	53	5	79	7	63	7	5	81	6	61	6	78	7	57	57	78	7	57	57	
6	5	66	5	51	5	58	4	83	5	68	5	3	84	5	66	4	82	6	62	62	82	6	62	62	
7	4	70	4	55	4	62	3	85	4	72	4	2	86	4	70	2	85	5	67	67	85	5	67	67	
8	4	74	4	59	4	66	2	88	4	76	4	-2	88	4	74	2	87	4	72	72	87	4	72	72	
9	4	78	3	62	4	70	2	90	3	79	3	1	90	3	77	2	89	3	75	75	89	3	75	75	
10	3	81	3	65	3	73	2	91	2	81	2	1	91	3	80	1	90	3	78	78	90	3	78	78	
$\sum_{j=1}^{26}$	312		61		159		251		50			258		45		214		39							

Анализ коэффициентов корреляции между естественными функциями

Остановимся теперь на связи между естественными функциями отдельных месяцев. О величине связи двух функций будем судить по косинусу угла между ними, который можно рассматривать в качестве коэффициента корреляции [4]. Во-первых, проследим, как связаны между собой соседние месяцы, т. е. в какой степени естественные составляющие данного месяца похожи на естественные составляющие следующего месяца. Об этом можно судить по табл. 9, в которой линии указывают

Таблица 9

Коэффициенты корреляции (в процентах) между естественными составляющими средней месячной температуры соседних месяцев для трех секторов северного полушария

	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Зима	Лето
<i>Европейский сектор</i>															
X ₁	—84	—84	81	—86	—76	—79	—85	—90	—75	—94	82	—94	—92		84
X ₂	—81	—92	60	70	—66	—69	—84	—86		75	90	—89	—89		
X ₃	—75	—83	—75	70			—86	—76		78	—88	—71	—94		
X ₄	—82	—77	—82	78		—63	—67			65	—87		—93		
X ₅		—89	—85			—66	—66		64	—69	80		—79		
X ₆		—73						77		71					
<i>Азиатский сектор</i>															
X ₁	—96	—98	—96	—92	—94	—82			—93	—98	—95	—86	—97		87
X ₂		69	—85	—66	—83	—84	85	70	62	—78	—69	80	—82	—94	63
X ₃		73	—60	64	—79	72	76				77	—86	—90		
X ₄		—73		—82	63						80	—71	—91		69
X ₅		—85				—62					67	—71	—83		
X ₆															
<i>Американский сектор</i>															
X ₁	—88	—96	—98	78	72	—89	77	—87	—62	—80	—80	—90	—92		90
X ₂	—88	—87	—83	78	66	—73		—62		—81	—60	—82	—89		73
X ₃	—71	—83	—79	—60	73			—82	—60		—83	—69			
X ₄	—67	—62	71	—72				—71	—64	—64	—67	—68			
X ₅	—78	—88	77		68					—68		—85			
X ₆													—83		

номера коррелируемых составляющих, а цифры — величину коэффициента корреляции. Например, линия с цифрой 98 (на конце) между январем и февралем на первой строке Азиатского сектора показывает, что коэффициент подобия между первой составляющей января X₁ и первой составляющей февраля X₁ равен 0,98, и т. д. В табл. 9 приведены лишь коэффициенты корреляции больше 0,6.

Для всех трех секторов северного полушария характерна тесная связь между естественными составляющими зимнего периода. В первую очередь это относится к связи между январем и февралем, ноябрем и декабрем. Большие коэффициенты корреляции отмечаются не только между первой и второй естественными составляющими, но и между последующими номерами составляющих вплоть до шестой (для старших

номеров естественных составляющих расчеты не проводились). Отметим также, что для зимних месяцев большие коэффициенты корреляции обнаружались между естественными составляющими одного номера, т. е. первая естественная составляющая одного месяца подобна первой же естественной составляющей другого месяца, вторая составляющая подобна второй же и т. д.

По мере перехода от холодного времени года к теплomu связь между естественными составляющими соседних месяцев ослабевает.

Проследим теперь, в какой мере естественные составляющие одного месяца повторяются в других месяцах. Для этого рассмотрим связи естественных составляющих января с составляющими последующих месяцев.

Данные табл. 10 подтверждают основные выводы, сделанные выше. Во-первых, наибольшие коэффициенты корреляции обнаруживаются

Таблица 10

Коэффициенты корреляции (в процентах) между естественными составляющими аномалий средней месячной температуры января и естественными составляющими всех остальных месяцев года для трех секторов северного полушария

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
<i>Европейский сектор</i>												
X ₁	—84—	79	76	92	77	84	78	75	84	88	84	
X ₂	—92	75	69	68					85	75	81	
X ₃	—83—		74				64	66	88	70	75	
X ₄	—77—	77	67		68				81	84	82	
X ₅	—88—	83										
X ₆	—73										69	
<i>Азиатский сектор</i>												
X ₁	—98—	95	87	83	84		—91—	92	91	82	96	
X ₂	—85—	88	77	69	62		—63—	64	80	68	69	
X ₃	—60—	81	81		82				68	79	73	
X ₄	—62		75	61				80			73	
X ₅		—63—	60			62	67		77	69	85	
X ₆		—71							80			
<i>Американский сектор</i>												
X ₁	—96—	95	87	82	68	85	79	73	70	77	88	
X ₂	—87—	84	80	79			—84		73	85	88	
X ₃	—83—	65	71	74			—76			66	71	
X ₄	—62—		76	79			—75		71		67	
X ₅	—88—	80		78	69		60				78	
X ₆							74					

между естественными составляющими зимних месяцев, в данном случае между естественными составляющими января и естественными составляющими февраля, марта и декабря. Связь января с летними месяцами намного слабее. Во-вторых, первые номера естественных составляющих, особенно X₁, довольно устойчивы. Первая естественная составляющая с большей или меньшей полнотой повторяется во всех других месяцах года. Коэффициент подобия r изменяется от 0,96 зимой до 0,68 летом (Американский сектор). Вторая естественная составляющая менее

Таблица II
Годовой ход критерия Фишера для суммарных дисперсий аномалий средней месячной температуры. Европейский сектор

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
I	1	1,13	1,4	>	>	>	>	>	>	>	1,54	1,07
II	1,13	1	1,58	>	>	>	>	>	>	>	1,73	1,21
III	1,4	1,58	1	1,57	>	>	>	>	>	>	1,1	1,30
IV	>	>	1,57	1	1,67	>	>	>	>	1,42	1,43	>
V	>	>	>	1,67	1	1,26	1,31	1,52	1,45	1,18	>	>
VI	>	>	>	>	1,26	1	1,04	1,20	1,15	1,49	>	>
VII	>	>	>	>	1,31	1,04	1	1,16	1,11	1,55	>	>
VIII	>	>	>	>	1,52	1,20	1,16	1	1,05	1,79	>	>
IX	>	>	>	>	1,45	1,15	1,11	1,05	1	1,72	>	>
X	>	>	>	1,42	1,18	1,49	1,55	1,79	1,72	1	>	>
XI	1,54	1,73	1,1	1,43	>	>	>	>	>	>	1	1,43
XII	1,07	1,21	1,3	>	>	>	>	>	>	>	1,43	1

устойчива, однако и она дает высокие коэффициенты корреляции с естественными составляющими других месяцев года (например, в Азиатском секторе).

Таким образом, если естественные составляющие (вектора) отражают специфические особенности поля аномалий температуры, то причины, их вызывающие, остаются неизменными в течение всего года; влияние этих причин лишь периодически усиливается зимой и ослабевает летом. Уменьшение связи между естественными составляющими от зимы к лету может быть также следствием уменьшения изменчивости аномалий средней месячной температуры.

Поскольку естественные составляющие отдельных месяцев довольно тесно связаны между собой, встает вопрос об объединении некоторых месяцев в сезоны и о расчете естественных составляющих аномалий температуры по такой объединенной матрице.

Для выяснения, какие именно месяцы можно объединять в сезоны, используем критерий Фишера F

$$F = \frac{S_1^2}{S_2^2}, \quad (1)$$

где S_1^2 и S_2^2 — оценки дисперсии двух месяцев.

Согласно этому критерию, различия дисперсий двух выбранных месяцев можно считать несущественными, если F меньше некоторого табличного значения, рассчитанного с определенной вероятностью p . При этом оба месяца можно отнести к одной выборке. Если дисперсионное отношение F больше табличного значения, то дисперсии этих двух месяцев надо считать существенно различными и, следовательно, эти два месяца нельзя объединять в одной выборке.

Табличное значение критерия Фишера для наших расчетов (число ситуаций $n=58$) равно 1,39 при уровне значимости 90% и 1,60 при уровне значимости 98%. Таким образом, при уровне значимости 90% все значения F , меньшие 1,39, соответствуют несущественным различиям между дисперсиями аномалий температуры двух месяцев.

В табл. 11—13 не приведены значения $F > 2,0$ (они обозначены

Таблица 12

Годовой ход критерия Фишера для суммарных дисперсий аномалий средней месячной температуры. Азиатский сектор

Ме- сяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
I	1	1,23	1,76	>	>	>	>	>	>	>	1,69	1,04
II	1,23	1	1,43	>	>	>	>	>	>	>	1,37	1,18
III	1,76	1,43	1	1,81	>	>	>	>	>	1,96	1,04	1,68
IV	>	>	1,81	1	1,55	1,84	1,80	>	>	1,09	1,88	>
V	>	>	>	1,55	1	1,19	1,17	1,46	1,30	1,42	>	>
VI	>	>	>	1,84	1,19	1	1,02	1,23	1,09	1,69	>	>
VII	>	>	>	1,80	1,17	1,02	1	1,26	1,11	1,66	>	>
VIII	>	>	>	>	1,46	1,23	1,26	1	1,13	>	>	>
IX	>	>	>	>	1,30	1,09	1,11	1,13	1	1,84	>	>
X	>	>	1,96	1,09	1,42	1,69	1,66	>	1,84	>	>	>
XI	1,69	1,37	1,04	1,88	>	>	>	>	>	>	1	1,62
XII	1,04	1,18	1,68	>	>	>	>	>	>	>	1,62	1

Таблица 13

Годовой ход критерия Фишера для суммарных дисперсий аномалий
средней месячной температуры. Американский сектор

Месяц	σ^2	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
		248	212	158	102	57	43	36	39	41	69	123	176
I	248	1	1,17	1,57	>	>	>	>	>	>	>	>	1,41
II	212	1,17	1	1,34	>	>	>	>	>	>	>	1,72	1,21
III	158	1,57	1,34	1	1,55	>	>	>	>	>	>	1,28	1,11
IV	102	>	>	1,55	1	1,79	>	>	>	>	1,48	1,21	1,73
V	57	>	>	>	1,79	1	1,33	1,59	1,46	1,39	1,21	>	>
VI	43	>	>	>	>	1,33	1	1,19	1,10	1,05	1,61	>	>
VII	36	>	>	>	>	1,59	1,19	1	1,08	1,14	1,92	>	>
VIII	39	>	>	>	>	1,46	1,10	1,08	1	1,05	1,77	>	>
IX	41	>	>	>	>	1,39	1,05	1,14	1,05	1	1,68	>	>
X	69	>	>	>	1,48	1,21	1,61	1,92	1,77	1,68	1	1,79	>
XI	123	>	1,72	1,28	1,21	>	>	>	>	>	1,79	1	1,43
XII	176	1,41	1,21	1,11	1,73	>	>	>	>	>	>	1,43	1

знаком $>$), так как при любом уровне значимости $F \geq 2,0$ соответствует существенным различиям между двумя выборками. Дисперсионное отношение F может быть вычислено для отдельных точек поля, однако результаты будут существенно различными.

Чтобы избежать случайностей при выборке отдельных точек, критерий Фишера был рассчитан для суммарных дисперсий аномалий средней месячной температуры трех секторов. Судя по дисперсиям аномалий средней месячной температуры трех секторов, различия между январем, февралем и декабрем незначительны (табл. 11—13), близки к этим месяцам ноябрь и март. В теплый период года незначительны также различия между июнем, июлем, августом и сентябрем.

На этом основании январь, февраль и декабрь, а также июнь, июль и август были объединены в две выборки для зимнего и летнего сезонов и были рассчитаны естественные составляющие для этих сезонов.

Чтобы выяснить, к какому периоду года следует отнести остальные месяцы, обратимся вновь к табл. 9.

Как коэффициенты корреляции, так и критерий Фишера показывают, что март, апрель и ноябрь следует относить к зимнему периоду, май — к летнему. Что касается октября, то здесь вопрос спорный. Коэффициенты корреляции между естественными составляющими октября и естественными составляющими зимнего периода больше, чем между октябрём и летним периодом. Исходя же из величины критерия Фишера октябрь скорее надо отнести к теплому периоду года, чем к холодному.

Анализ полей естественных составляющих

Естественные составляющие рассчитывались в целом для полушария и по отдельным его секторам.

На рис. 2 приведены поля (X_1 и X_2) аномалий средней месячной температуры за зимний период по секторам. Значения X_j на рис. 2, 3 (кроме

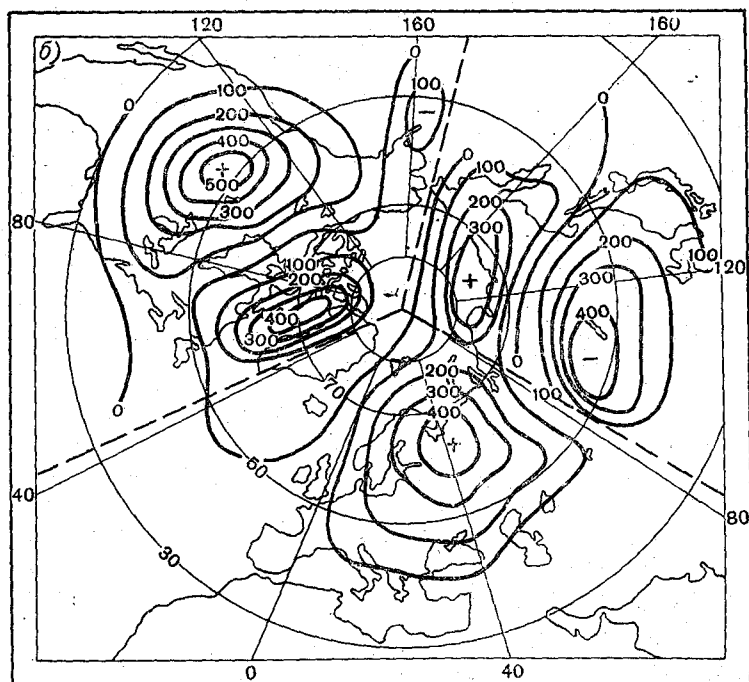
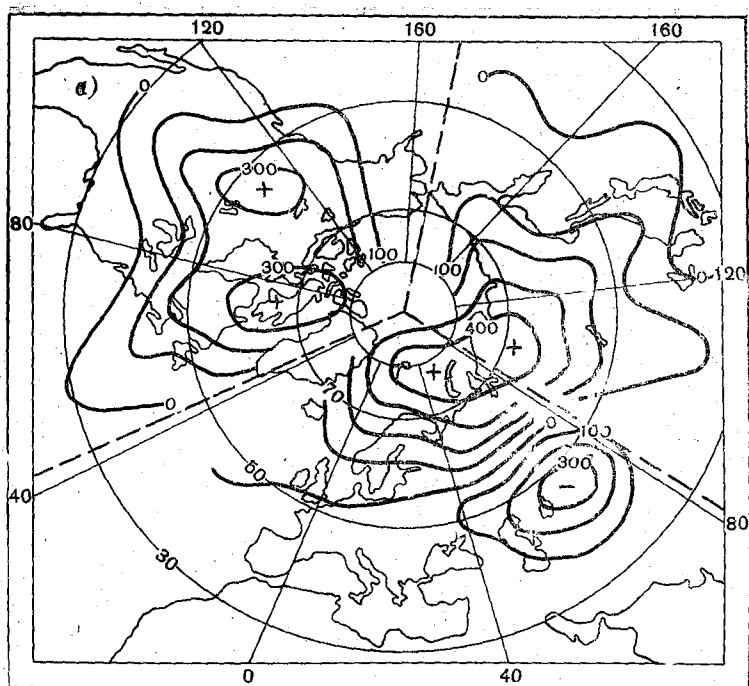


Рис. 2. Поля естественных составляющих аномалий средней месячной температуры, рассчитанные для отдельных секторов северного полушария за зимний период.

а — поле первой (X_1) естественной составляющей, б — поле второй (X_2) естественной составляющей.

рис. 3 г) увеличены в 10^3 раз. Надо заметить, что расчет естественных составляющих по каждому сектору проводился отдельно. Однако при расчерчивании карт обнаружилось, что в полях X_i нет резкой границы между секторами и, следовательно, можно провести изолинии не обращая внимания на границы секторов. Именно так были расчерчены карты, приведенные на рис. 2.

Фактически такое расчерчивание карт не правомерно, потому что естественные функции определяются с точностью до знака, т. е. в пределах данного сектора все знаки можно сменить на обратные, оставив без изменения знаки естественных составляющих в двух других секторах. Поэтому поля естественных составляющих на рис. 2 следует рассматривать по каждому сектору независимо от остальной части полушария.

На рис. 3 представлены карты естественных составляющих аномалий средней месячной температуры за зимний период, полученные по редкой сети северного полушария (33 точки).

Поскольку сеть из 33 точек редка для такой территории, как северное полушарие, были рассчитаны также карты естественных составляющих по более густой сети.

Расчет полей естественных составляющих по густой сети пришлось проводить двумя этапами, так как непосредственный расчет матриц высокого порядка при имеющихся у нас технических возможностях пока невыполним.

Первый этап уже описан выше. Он состоял в расчете полей естественных составляющих и коэффициентов разложения по каждому из трех секторов северного полушария. На втором этапе проведено их объединение. Для этого по каждому сектору было взято по шесть первых коэффициентов разложения. Для получившейся матрицы восемнадцатого порядка были рассчитаны новые объединенные вектора. Метод объединения секторов подробно изложен в статье [8].

Не останавливаясь на этом методе, приведем лишь результаты объединения. Во-первых, отметим, что на втором этапе вычисления объединенных естественных составляющих происходит дальнейшая концентрация наиболее существенной информации.

Согласно табл. 14, шесть первых коэффициентов разложения зимней матрицы содержат 83% дисперсии Европейского сектора (I сектора), 84% дисперсии Азиатского сектора (III сектора) и 82% дисперсии Американского сектора (II сектора); шесть первых коэффициентов летней матрицы содержат соответственно 68, 66 и 62% дисперсии. В абсолютных величинах вклады первых шести коэффициентов разложения в сумме по трем секторам равны: $D'_z = 599$ град.², $D'_л = 90$ град.²

Величина D' определяется из соотношения

$$D' = \sum_1^6 \lambda_j (\text{I сектор}) + \sum_1^6 \lambda_j (\text{II сектор}) + \sum_1^6 \lambda_j (\text{III сектор}). \quad (2)$$

Общая дисперсия всех 78 коэффициентов разложения по трем секторам

$$D = \sum_1^{26} \lambda_j (\text{I сектор}) + \sum_{27}^{52} \lambda_j (\text{II сектор}) + \sum_{53}^{78} \lambda_j (\text{III сектор}). \quad (3)$$

Общая дисперсия за зимний период: $D_z = 723$ град.², а за летний период $D_л = 134$ град.²

В табл. 14 приведены вклады естественных составляющих второго этапа в суммарную дисперсию поля, которые даны в процентном отношении к суммарной дисперсии D' и общей дисперсии D . Сравнение

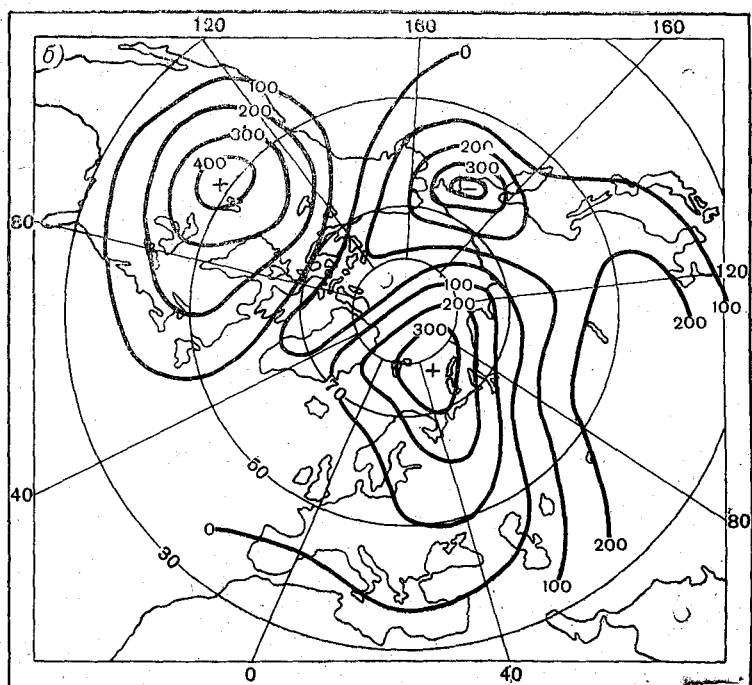
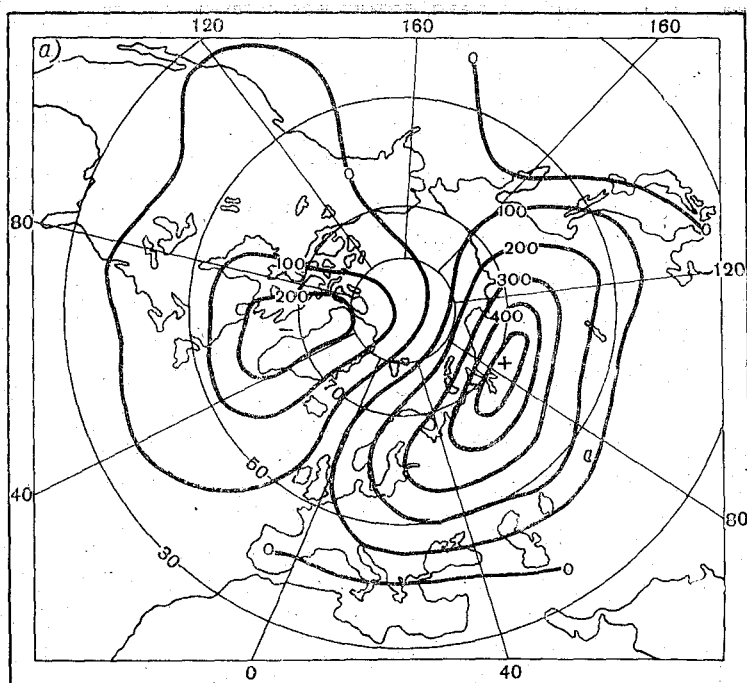
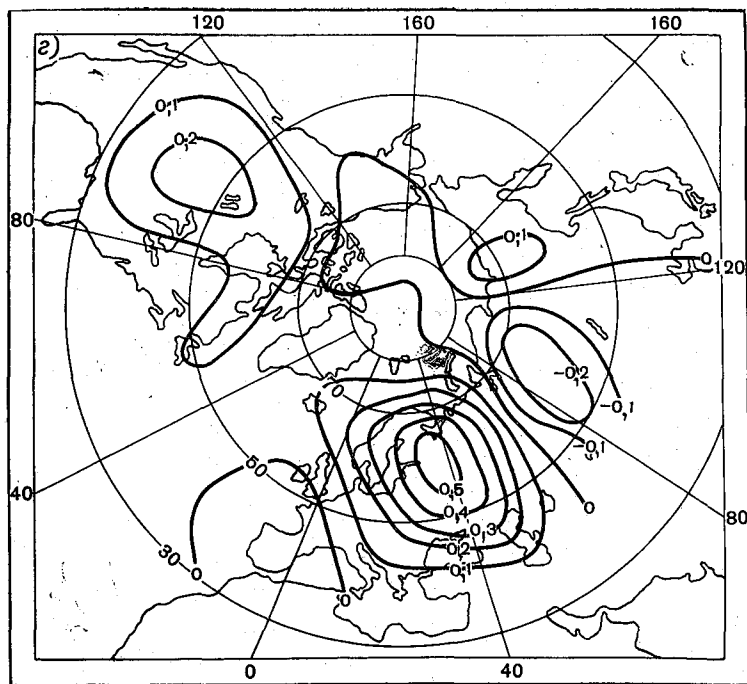
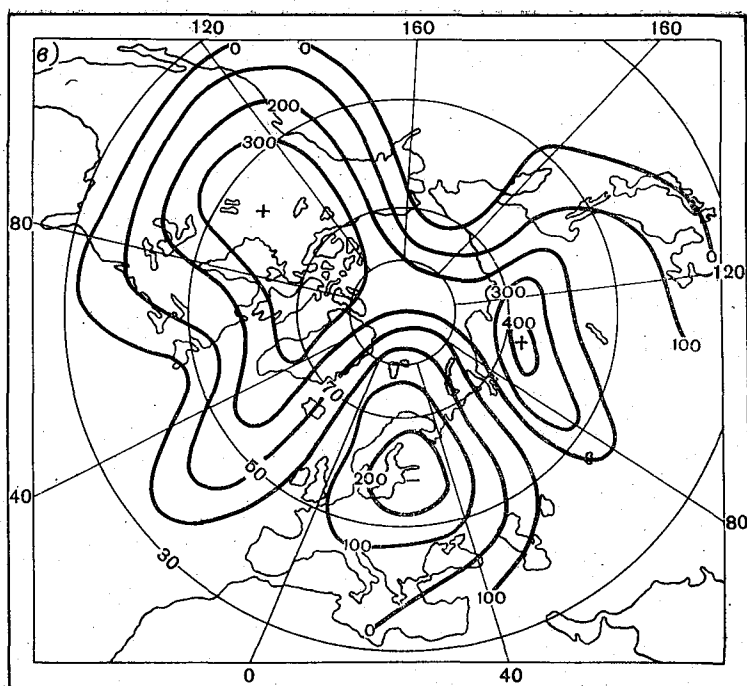


Рис. 3. Поля естественных составляющих аномалий средней месячной полу
 а, б, в — соответственно поля X_1 , X_2 , X_4 за зимний



температуры, рассчитанные по редкой сети станций северного
шаря.
период; 2 — поле X_1 за летний период.

Таблица 14

Оценка разложения полей аномалий средней месячной температуры
по объединенной матрице (78 точек)

j	λ_j	$\lambda_j(\%)$	$\sum_{n=1}^j \lambda_n$	$\frac{\sum_{n=1}^j \lambda_n}{D}$	$\frac{\lambda_j}{D}(\%)$	$\frac{\sum_{n=1}^j \lambda_n}{D}(\%)$
Зима						
1	121	17	121	17	20	22
2	101	14	222	31	17	37
3	73	10	295	41	12	49
4	64	9	359	50	11	60
5	40	6	399	55	7	67
6	33	5	432	60	6	72
7	29	4	461	64	5	77
8	24	3	485	67	4	81
9	20	3	505	70	3	84
10	15	2	520	72	3	87
Лето						
1	15	11	15	11	17	17
2	10	7	25	19	11	28
3	8	6	33	25	9	37
4	7	5	40	30	8	44
5	6	4	46	34	7	51
6	5	4	51	38	6	57
7	4	3	55	41	4	61
8	4	3	59	44	4	66
9	4	3	63	47	4	70
10	3	2	66	49	3	73

табл. 8 и 14 показывает, что после объединения секторов вклады первых естественных составляющих несколько возросли по сравнению с вкладами первых естественных составляющих по редкой сети станций северного полушария.

Поля естественных составляющих, полученные для объединенной матрицы и пересчитанные затем на 78 точек северного полушария, представлены на рис. 4. Сравним поля естественных составляющих по редкой (рис. 3) и густой сети (рис. 4). Уже из визуального сравнения ясно, что эти поля похожи.

При сравнении рис. 3 и 4 обнаруживаем также, что интенсивность термических образований по редкой и густой сети различна: поля естественных составляющих по густой сети (объединенные поля) сглажены по сравнению с полями естественных составляющих по редкой сети. Например, в поле первой естественной составляющей за зиму максимальные положительные значения X_1 над Среднерусской возвышенностью равны: по густой сети 0,340—0,350, по редкой 0,530. Минимальные значения X_1 в районе Гренландии равны: по густой сети —0,170, по редкой —0,250. Аналогичное соотношение получается для поля X_4 .

Перейдем теперь к вопросу о физической интерпретации полей естественных функций.

Ряд соображений о природе полей естественных функций высказано М. И. Юдиным, который, в частности, обратил внимание на сходство этих полей с термобарическими сейшами. Позже к аналогичному выводу пришла С. К. Олевинская, которая отметила, что естественные функции, по форме напоминающие схему сейш, служат новым подтверждением реальности существования термобарических сейш в атмосфере.

Для иллюстрации этих положений обратимся к полям естественных функций аномалий средней месячной температуры северного полушария, вычисленных для зимнего периода.

Поле X_1 (см. рис. 3) можно рассматривать как стоячее колебание с пучностью положительного знака, располагающейся над материком Евразии, и с пучностью отрицательного знака над западным побережьем Северной Америки и Гренландии. Узловая линия проходит по центральным районам Северного Ледовитого океана и Северному морю. В дальнейшем пучность положительного знака будем называть просто пучностью, а пучность отрицательного знака впадиной. Термин «впадина» введен условно для удобства.

Поле X_2 (см. рис. 3) представляет собой более сложную картину и состоит из одной впадины и двух пучностей, разделенных небольшим коридором отрицательных значений. Узловая линия имеет более сложную конфигурацию, чем в поле X_1 .

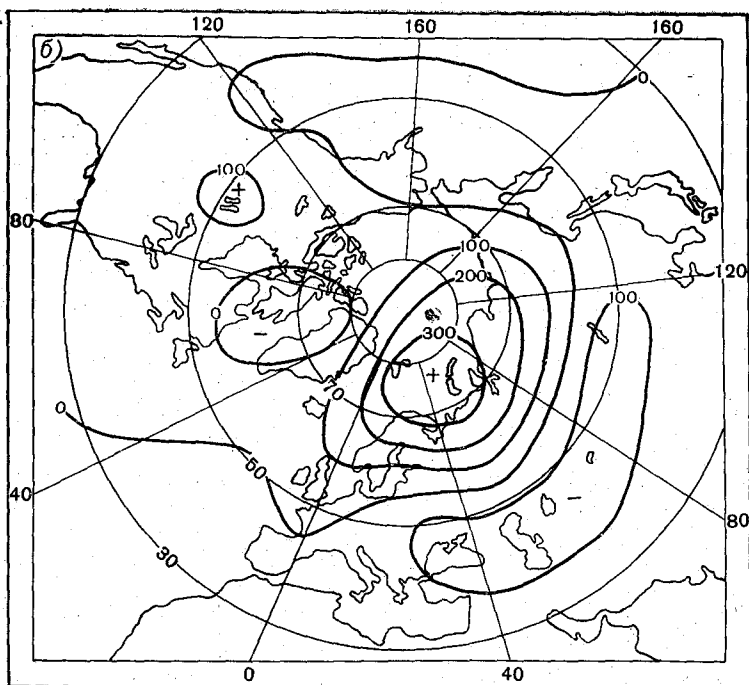
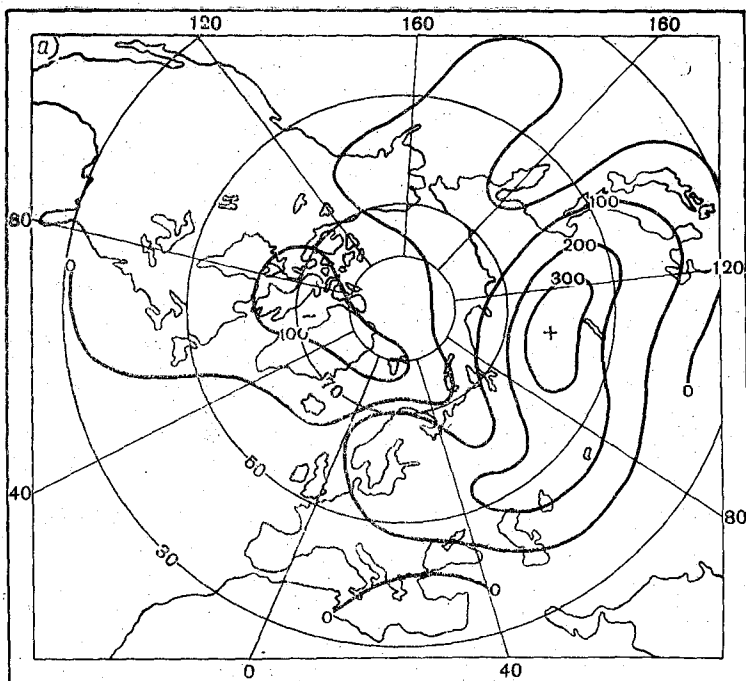
Следует обратить внимание на следующее: замкнутые области того или иного знака (пучности и впадины) соответствуют областям наибольшей изменчивости температуры.

Действительно, на карте изменчивости температуры, приведенной в статье А. В. Мещерский и Л. Н. Кмокина [5] обнаруживаются четыре области наибольшей изменчивости температуры с центрами над Среднерусской возвышенностью, Северной Америкой, Гренландией и Чукоткой. Заметим, что карты изменчивости построены не по данным редкой сети (33 станции), а по данным 78 станций.

В поле первой естественной составляющей нашли свое отражение две области наибольшей изменчивости температуры: над Евразией и Гренландией. При этом центры областей наибольшей изменчивости точно соответствуют центрам пучностей и впадин в поле X_1 . Заметим, что под центром области наибольшей изменчивости понимается метеорологическая станция, где величина изменчивости достигает максимального значения (с точностью, которую допускает наша сеть станций). Аналогично под центром пучности или впадины будем понимать ту станцию, где значение естественной составляющей достигает максимальной (пучность) или минимальной (впадина) величины.

Зимой над Среднесибирским плоскогорьем, максимальная изменчивость средней месячной температуры отмечается, по нашим данным, на ст. Туруханск: этой же станции соответствует максимальное значение X_1 , равное 0,529. В районе Гренландии максимальная изменчивость средней месячной температуры наблюдается в Уперниевике; здесь же расположен центр впадины первой естественной составляющей с минимальным значением — 0,250.

Две другие области наибольшей изменчивости (над Северной Америкой и Чукотским полуостровом) нашли свое отражение в поле X_2 . Центры областей наибольшей изменчивости и центры пучностей и впадин в поле X_2 также совпадают: над Северной Америкой центры приходятся на ст. Бисмарк, над Чукоткой — на ст. Анадырь. Пучность в поле X_2 , располагающаяся над Баренцевым морем и центральными районами



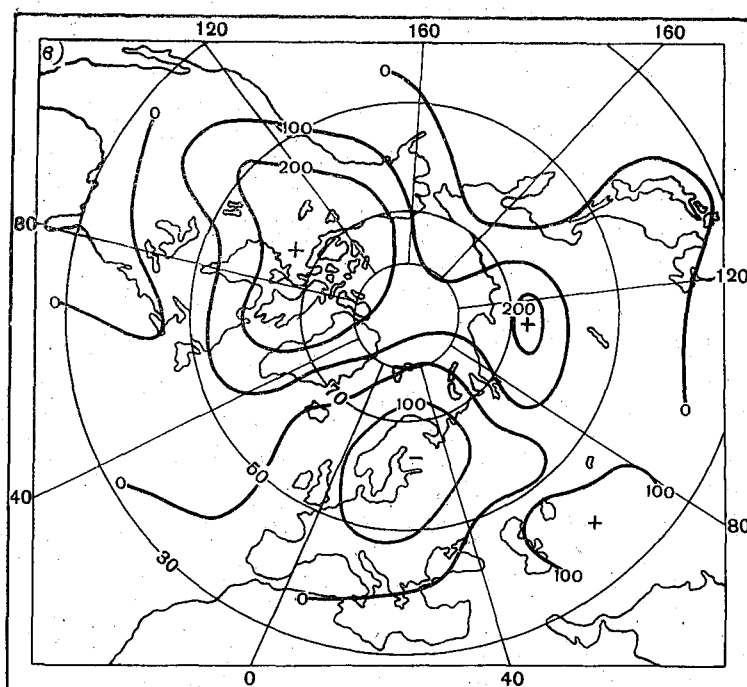


Рис. 4. Поля естественных составляющих аномалий средней месячной температуры, рассчитанные по густой сети станций северного полушария за зимний период.

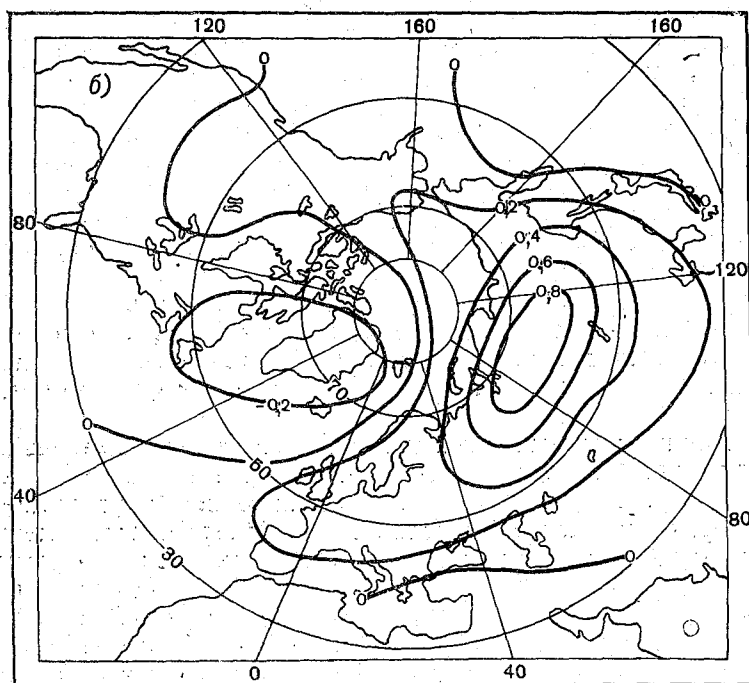
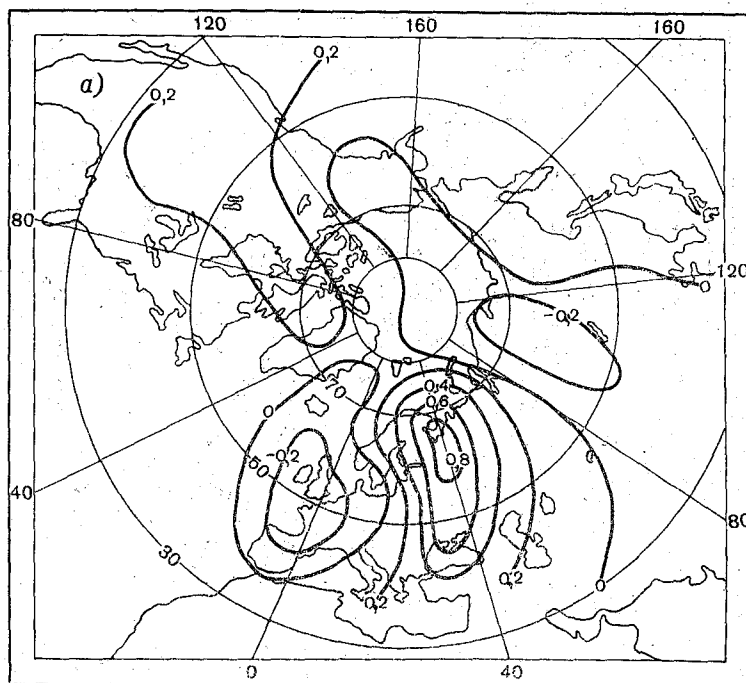
а, б, в — соответственно поля X_1 , X_2 , X_4 .

Северного Ледовитого океана, соответствует району большой изменчивости температуры над о. Шпицбергом и Землей Франца-Иосифа (отрог основного максимума изменчивости располагается над Среднесибирским плоскогорьем).

При анализе полей естественных составляющих больших номеров (поля X_3 , X_4 и т. д.) отмечаем, что центры пучностей и впадин чаще всего также располагаются над указанными выше районами наибольшей изменчивости. Последнее замечание в равной мере относится к полям естественных составляющих за летний период, когда изменчивость аномалий температуры в несколько раз меньше, чем зимой, а поля естественных составляющих более размыты.

С точки зрения физической трактовки полученных полей любопытно сопоставить поля естественных составляющих с картами изокоррелят относительно центров пучностей и впадин. Карты изокоррелят строились по данным густой (78 точек) и редкой (33 точки) сети станций северного полушария.

Поскольку поля естественных составляющих рассчитывались на основе корреляционной матрицы, можно было ожидать, что между картами изокоррелят и полями естественных составляющих будут общие черты. Это подтвердилось. Хорошее соответствие обнаружилось: между полем X_1 за зимний период по редкой и густой сети и картами изокоррелят относительно Туруханска и Упернивика (центров пучности и впадины); между зимним полем X_2 по густой сети и январским полем изокоррелят относительно Бухты Тихой (центра пучности на карте X_2); между зимним полем X_3 по густой сети и январским полем изокоррелят



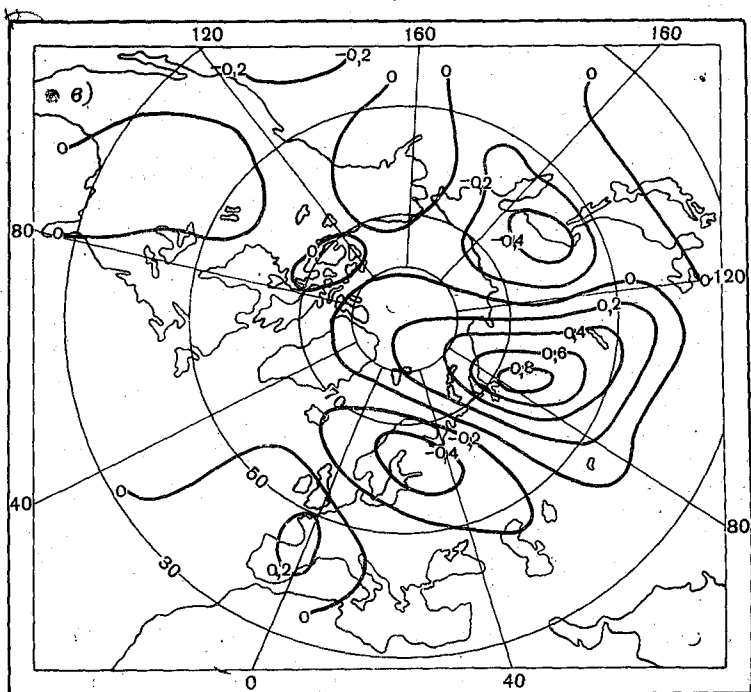


Рис. 5. Карты изокоррелят относительно Архангельска за июль (а), относительно Туруханска за январь (б) и июль (в).

относительно ст. Анадырь и т. д. Иногда указанное соответствие обнаруживалось не на всей площади северного полушария, а лишь на некоторой ее части.

В качестве примера рассмотрим более подробно поле X_1 (см. рис. 3 а) за зимний период и январскую карту изокоррелят относительно Туруханска (рис. 5 б). Нетрудно видеть, что эти карты аналогичны друг другу. Поэтому поле первой естественной составляющей можно рассматривать как поле изокоррелят относительно центра пучности (общая картина сохраняется, если рассматривать карту изокоррелят относительно центра впадины). В таком случае пучность соответствует положительной корреляции между температурой воздуха в Туруханске и окружающими станциями. Величина этой связи, естественно, уменьшается с увеличением расстояния и обращается в нуль на узловой линии. Температура на станциях в области впадины имеет обратную связь с температурой в Туруханске, достигая наибольших отрицательных значений в центре впадины.

Рассматривая январское поле изокоррелят относительно Туруханска, можно отметить также некоторые сезонные особенности этого поля. Отчетливо видно, что связь между аномалиями температуры зимой в широтном направлении затухает намного медленнее, чем в меридиональном, что обусловлено влиянием западного переноса. Летом (рис. 5 в), наоборот, связь между температурами воздуха затухает медленнее в меридиональном направлении и быстрее в зональном. Эти сезонные различия полей изокоррелят достаточно хорошо известны по работам Е. С. Рубинштейн [10].

Сравнение карт изокоррелят за январь и июль по всему северному полушарию позволяет сделать еще один вывод. Если в январе формируется одна область положительной корреляции и одна область отрицательной корреляции, то в июле формируются по крайней мере три области положительной корреляции и столько же областей отрицательной корреляции. При этом масштаб этих областей, естественно, уменьшается.

Если карте изокоррелят относительно Туруханска за январь соответствует поле X_1 за зимний период, то карте изокоррелят относительно Туруханска за июль (так же как относительно центра пучности в Архангельске) довольно хорошо соответствует поле X_1 за летний период (ср. рис. 5 а, в и рис. 3 а).

Поэтому все рассуждения, относящиеся к полям изокоррелят, можно отнести к полям естественных составляющих, а именно: от зимы к лету положение продольной оси пучностей и впадин меняется от широтного на меридиональное; меняется также число волн и их масштаб (для случая естественных составляющих аномалий средних месячных температур зимой формируется одна волна, летом — три, но меньшего масштаба).

Анализ коэффициентов разложения

Коэффициенты разложения (T_{jk}) аномалий средней месячной температуры рассчитывались по формуле

$$T_{jk} = \sum A_{ik} X_{ji}, \quad (4)$$

где A_i — аномалии средней месячной температуры в каждой точке данного поля, X_j — естественные функции, зависящие от координат рассматриваемых точек поля.

Коэффициенты разложения вычислялись отдельно для Европейского и Американского секторов, а также для всего северного полушария редкой и густой сети.

Выше при помощи критерия Фишера и расчета косинусов углов был выделен теплый период (май — сентябрь) и холодный (октябрь — апрель). В соответствии с этим для расчета коэффициентов разложения холодного периода использовались зимние естественные составляющие, для теплого периода — летние.

В предыдущем разделе было показано, что поля естественных функций отражают наиболее сильные пространственные связи аномалий средней месячной температуры отдельных станций. При этом особенно важная роль выпадает на долю станций, расположенных в центрах пучностей и впадин. Их роль столь велика, что поля изокоррелят, рассчитанные относительно центров пучностей и впадин, оказываются близкими по конфигурации изолиний полям естественных функций. Поэтому станции, расположенные в центрах пучностей и впадин, должны входить с большим весом в величины соответствующих коэффициентов разложения.

Чтобы выяснить, как велика связь между параметрами разложения и аномалиями температуры отдельных станций в центрах пучностей и впадин, были сделаны соответствующие расчеты коэффициентов корреляции.

Результаты расчетов коэффициентов корреляции между первыми четырьмя параметрами разложения северного полушария (редкая сеть), Европейского и Азиатского секторов и аномалиями температуры отдельных станций в январе и июле приведены в табл. 15 и 16.

Из табл. 15 следует, что первый параметр разложения северного полушария (T_1^n) зимой наиболее тесно связан с аномалиями средней

Таблица 13

Коэффициенты корреляции между коэффициентами разложения средней месячной температуры северного полушария, Европейского и Азиатского секторов и средней месячной температурой отдельных станций в январе (за 58 лет)

	Шиннбер- ген	Эстерсунд	Архан- гельск	Москва	Николаев	Бухта Тихая	Казалинск	Свердловск	Семипала- тинск	Енисейск	Охотск	Анадырь	Александр- овск-Са- халинский	Турханск	Мыс Челюскин	Оленек	Уперивик	Бисмарк
Северное полушарие																		
T_1		0,55	0,68	0,66	0,38			0,75	0,43	0,74				0,86	0,37	0,31	0,45	
T_2	0,52	0,30		0,30		0,50			-0,31	-0,35		-0,67						0,71
T_3	0,64			-0,43	-0,61	0,65	-0,35	-0,47	-0,47			0,60			0,56			
T_4		-0,36	-0,31				0,45							0,37	0,39	0,42	0,38	0,43
Европейский сектор																		
T_1	0,84	0,42			-0,48	0,82	-0,66	-0,38	-0,66	-0,42					0,48			
T_2		0,63	0,81	0,92	0,63					0,43				0,49	0,46	0,37	-0,30	
T_3	0,48				-0,38	0,54	0,46									0,33		
T_4		-0,35			0,37				-0,32									
Азиатский сектор																		
T_1							0,33	0,46	-0,42	0,75	0,32		0,47	0,89	0,52	0,88		
T_2	0,48					0,63		-0,43	-0,59	-0,61	0,40				0,59			
T_3				-0,30				-0,34			0,36	0,83						-0,53
T_4			0,31								-0,52	0,61	-0,76					

Примечание. В таблицах приведены $|r| \geq 0,30$.

Таблица 16

Коэффициенты корреляции между коэффициентами разложения средней месячной температуры северного полушария, Европейского и Азиатского секторов и средней месячной температурой отдельных станций в июле (за 58 лет)

	T_{jk}	Эстерсунд	Малые Кармакулы	Архангельск	Москва	Уральск	Свердловск	Якутск	Средне-калымск	Владивосток	Туркуханск	Кюсю	Омск	Мусони	Бисмарк
Северное полушарие	T_1	0,49		0,84	0,85	0,40		0,38	0,33		-0,59			0,43	0,58
	T_2		0,38					-0,42			0,61		0,41		
	T_3	-0,64	0,42			0,61	0,77								
Европейский сектор	T_1	0,34		0,88	0,84	0,47		0,32			-0,42			0,62	0,61
	T_2	-0,60	0,33			0,79	0,82								
	T_3		-0,77					0,36			-0,30				
	T_4	0,34									-0,30				
Азиатский сектор	T_1									-0,30	0,57	0,49	0,86		
	T_2		-0,39		0,39			0,68	0,73		-0,65	0,68			0,37
	T_3									0,79					
	T_4							-0,34	0,56			0,35			

месячной температуры января на станции Туруханск ($r=0,86$). Довольно высоки также коэффициенты корреляции между T_1^n и январскими аномалиями температуры на станциях Свердловск ($r=0,75$), Архангельск ($r=0,68$) и Москва ($r=0,65$).

Наибольший по абсолютной величине отрицательный коэффициент корреляции оказался между T_1^n и январскими аномалиями температуры на станции Упернивик ($r=-0,45$).

Такое распределение величин коэффициентов корреляции обусловлено положением этих станций относительно центров пучностей и впадин.

Станция Туруханск расположена в центре пучности поля X_1 , причем на эту станцию приходится максимальное значение X_1 , равное 0,524. Станция Упернивик расположена в центре впадины поля X_1 . На ст. Упернивик приходится минимальное значение $X_1=-0,250$. Впадина в поле X_1 выражена намного слабее и распространяется на меньшую территорию, чем пучность.

В соответствии с положением станций наибольший положительный коэффициент корреляции между T_1^n и аномалиями температуры отдельных станций падает на Туруханск, наибольший по абсолютной величине отрицательный коэффициент корреляции приходится на Упернивик.

Свердловск, Москва и многие другие станции, для которых расчеты не проводились, также располагаются в пучности X_1 , но входят в формирование X_1 , а следовательно, и T_1^n с меньшим весом; это выражается в соответствующих меньших коэффициентах корреляции между T_1^n и январскими аномалиями температуры этих станций.

Поле X_2 северного полушария (зима) состоит из одной впадины и двух пучностей. Центры пучностей приходятся на Шпицберген и Бисмарк, центр впадины — на Анадырь.

Коэффициенты корреляции оказались следующими: между T_2^n и аномалиями средней месячной температуры января на ст. Бисмарк $r=0,71$; между T_2^n и январскими аномалиями температуры на ст. Шпицберген $r=0,52$; между T_2^n и Δt на ст. Анадырь $r=-0,67$.

Аналогичная связь между параметрами разложения аномалий средней месячной температуры северного полушария и его секторов и значениями аномалии температуры в пучностях и впадинах выявлена по июльским данным (табл. 16).

Величина коэффициентов корреляции между параметрами разложения и аномалиями температуры отдельных станций зависит не только от соответствующего данной станции значения естественной функции, но и от характера поля X_j .

Если поле естественной функции представляет собой одну пучность, коэффициент корреляции между аномалиями температуры станций в центре пучности и соответствующим данной естественной функции параметром разложения оказывается особенно большим. Из одной пучности, например, состоит поле X_2 Европейского сектора с центром в районе Москвы. Коэффициент корреляции между T_1 Европейского сектора и январскими аномалиями температуры Москвы равен 0,92. Из одной пучности состоит также поле X_1 Европейского сектора (лето) с центром в Архангельске. Коэффициент корреляции между T_1^1 и Δt в июле в Архангельске равен 0,88.

Если поле естественной функции состоит из одной пучности и одной впадины, то коэффициенты корреляции между значениями параметров разложения и аномалиями температуры станций в пучностях и впадинах

также достаточно велики, однако не так устойчивы, как для одной пучности.

Например, для летнего поля X_2 Европейского сектора, состоящего из одной пучности и одной впадины, наибольший коэффициент корреляции

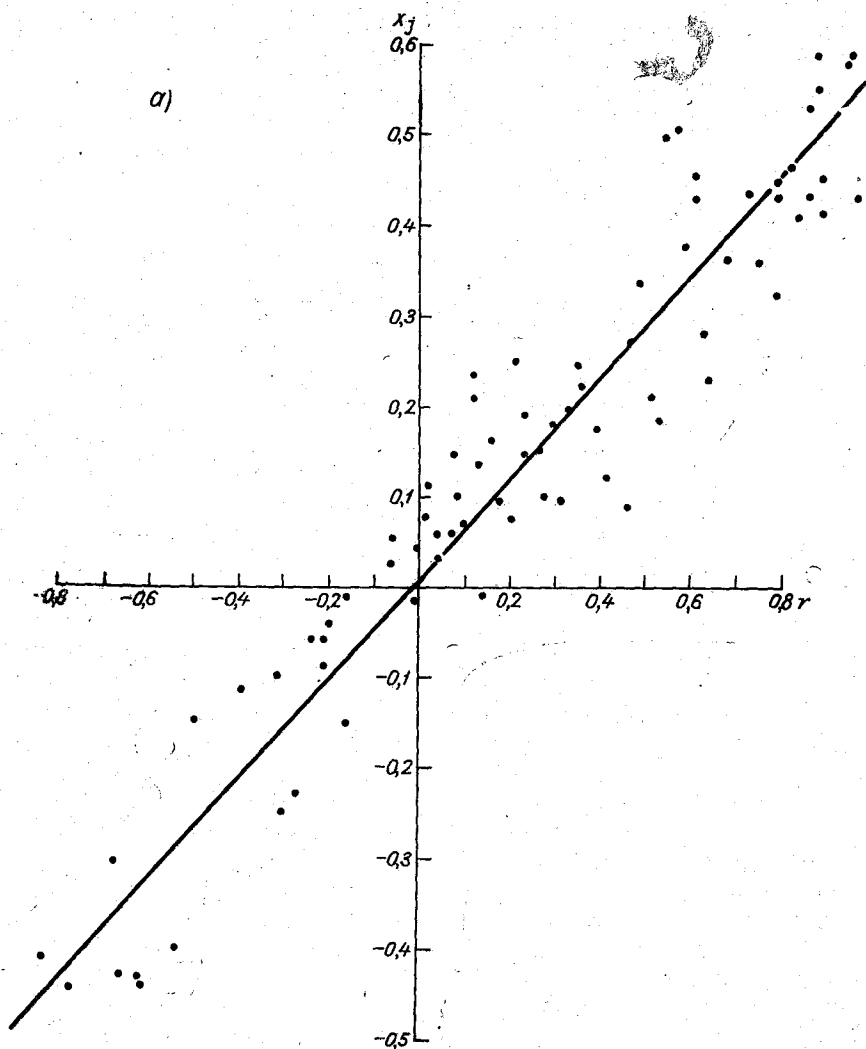


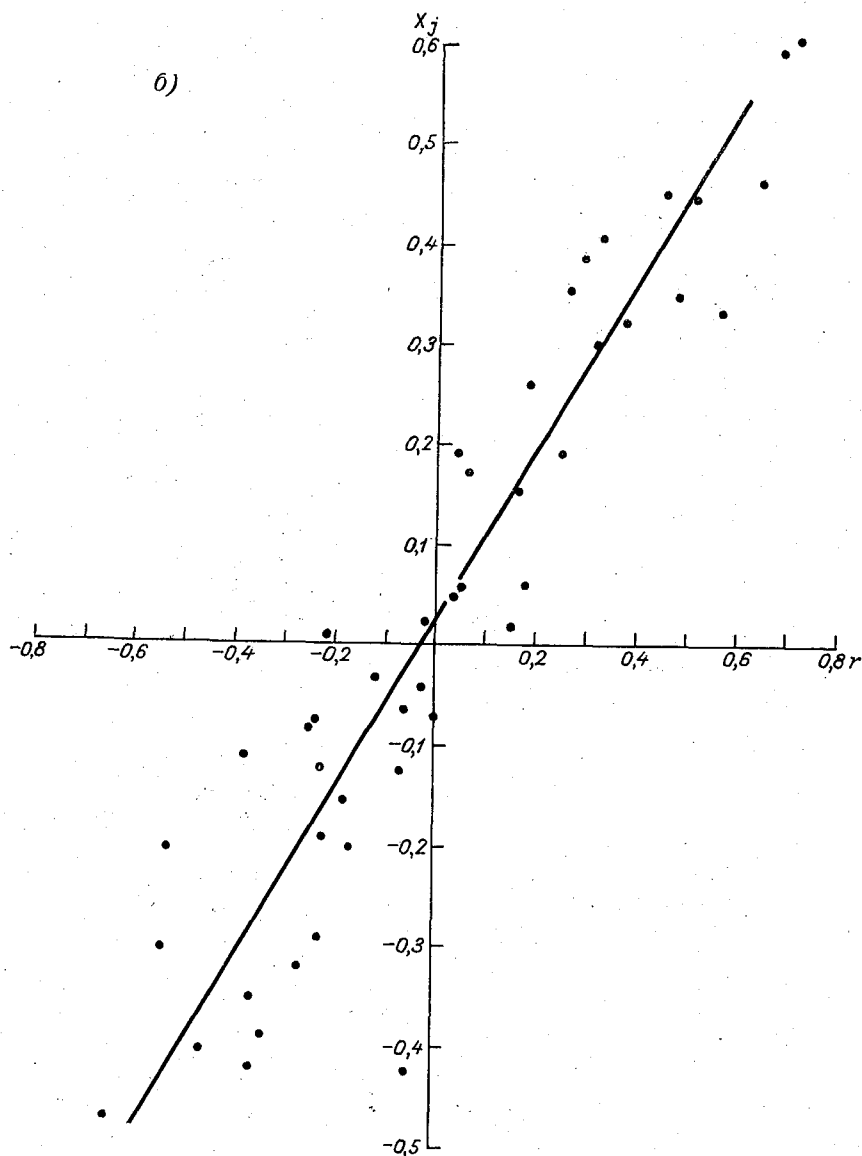
Рис. 6. График связи X_j

оказался между T_2^I и Δt июля в Свердловске ($r=0,82$). Для зимнего поля X_2 Азиатского сектора, также состоящего из одной впадины и одной пучности, максимальный по абсолютной величине коэффициент корреляции между T_2^{III} и Δt станций в центрах не превышает 0,60.

Если поле естественной функции состоит из нескольких самостоятельных центров, то корреляция между T_j и Δt отдельных станций в этих центрах ослабевает еще более, так что коэффициенты корреляции, боль-

шие 0,60, встречаются уже очень редко. Указанные зависимости можно проследить по графикам связи (рис. 6).

На рис. 6 а представлен график связи между X_j и r (коэффициентом корреляции между T_j и аномалиями температуры отдельных станций)



и коэффициентов корреляции r .

для полей X_j , состоящих из одной пучности и одной впадины. На рис. 6 б приведен график связи между X_j и r для полей X_j , состоящих из нескольких самостоятельных центров.

Из сравнения этих графиков следует, что в первом случае (рис. 6 а) связь между X_j и r проявляется сильнее, а большие величины коэффициентов корреляции встречаются чаще, чем во втором случае (рис. 6 б).

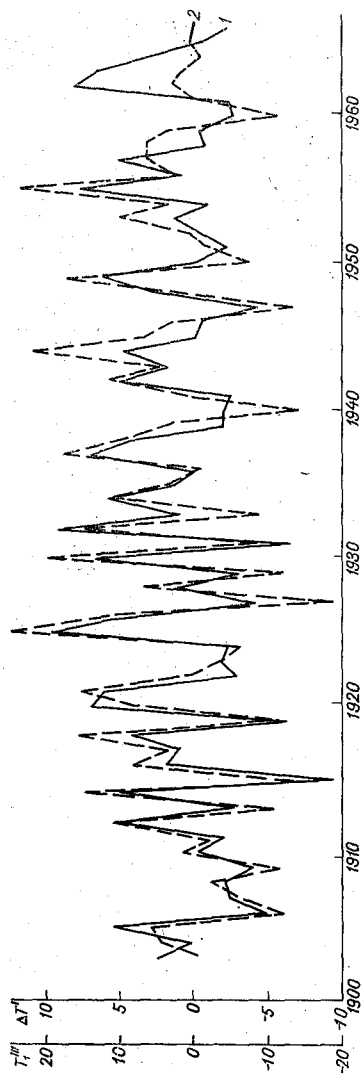


Рис. 7. Временной ход первого параметра разложения средней месячной температуры Азиатского сектора (1) и аномалий средней месячной температуры в Туруханске (2) в январе.

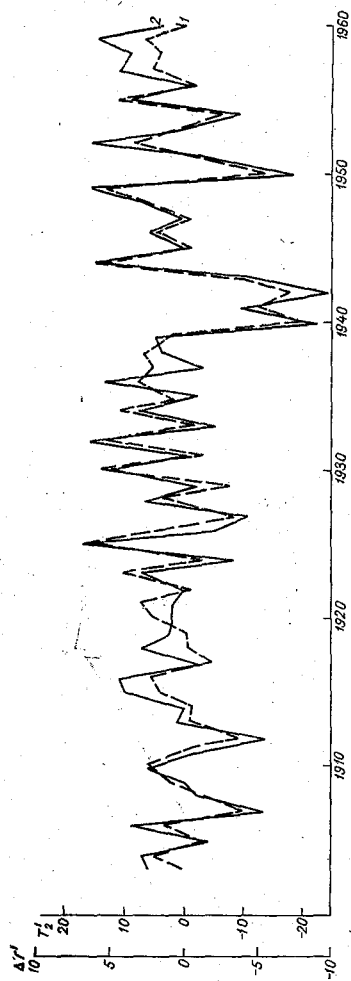


Рис. 8. Временной ход второго параметра разложения средней месячной температуры Европейского сектора (1) и аномалий средней месячной температуры в Москве (2) в январе.

Первые естественные функции состоят обычно из одной или двух замкнутых областей. Поэтому для первых естественных функций довольно легко найти такие метеорологические станции, аномалии температуры которых тесно связаны с соответствующими параметрами разложения ($r \approx 0,8 \div 0,9$). Для старших номеров естественных функций, менее значимых, это сделать уже труднее.

Связь первых коэффициентов разложения с аномалиями температуры на станциях в пучностях и впадинах можно наглядно проследить на примере временного хода этих величин. На рис. 7 приведен временной ход аномалий температуры января в Туруханске и первого параметра разложения средней месячной температуры Азиатского сектора в январе. Обе величины изменяются во времени синхронно.

На рис. 8 приведен временной ход второго параметра разложения средней месячной температуры Европейского сектора T_2^I и аномалий температуры января в Москве за тот же период. Аналогичные графики опубликованы Н. А. Багровым и Н. Н. Мякишевой [11].

Таблица 17

Коэффициенты корреляции между значениями T_j по редкой сети северного полушария и Европейского, Азиатского, Американского секторов

Месяц	I сектор				III сектор				II сектор			
	T_1	T_2	T_3	T_4	T_1	T_2	T_3	T_4	T_1	T_2	T_3	T_4

T_1^{II}

XI		0,70			0,70							
XII		0,47			0,63					0,50		
I		0,81			0,80							
II		0,62			0,65				-0,38	0,35		

T_2^{II}

XI	0,52	0,41			-0,35		-0,52		0,38	0,64		
XII	0,46	0,34					-0,56					-0,42
I	0,44	0,35					-0,69		0,43	0,58	-0,36	
II	0,61						-0,56		0,61			-0,31

T_3^{II}

XI		0,76		0,37		0,65		0,35		-0,36	0,37	-0,49
XII		0,75				0,46						
I		0,75	0,37			0,61	0,41	0,41		-0,38	0,57	-0,44
II		0,60				0,66						

T_4^{II}

XI			0,48		0,58		-0,35		0,48			
XII			0,58		0,41				0,51		-0,35	
I			0,39		0,39				0,69			
II			0,35						0,63			

В связи с изложенным выше становится понятна довольно высокая связь некоторых параметров разложения аномалий средней месячной температуры северного полушария и отдельных его секторов.

Из табл. 17 следует, что между T_1^{II} и T_2^{I} в январе $r=0,81$; между T_1^{II} и T_1^{III} $r=0,80$; между T_3^{II} и T_2^{I} $r=0,75$; между T_3^{II} и T_2^{III} $r=0,61$ и т. д.

Указанные зависимости параметров разложения друг от друга связаны с тем, что пучности и впадины соответствующих естественных функций располагаются над одними и теми же районами и, следовательно, T_j хорошо коррелируют с температурой одних и тех же станций.

Поясним это на примере.

Центр пучности в зимнем поле X_1 северного полушария приходится на ст. Туруханск. Коэффициент корреляции между январской температурой в Туруханске и T_1^{II} равен 0,86.

Центр пучности в зимнем поле X_1 Азиатского сектора также приходится на ст. Туруханск; коэффициент корреляции между январской температурой в Туруханске и T_1^{III} равен 0,89.

Так как T_1^{II} и T_1^{III} тесно связаны с температурой одной и той же станции, естественно, что и между самими параметрами связь также высокая ($r=0,81$).

Аналогичным образом объясняются и другие связи между параметрами разложения средней месячной температуры северного полушария и его секторов.

Приведенные зависимости между параметрами разложения и средней месячной температурой отдельных станций, по-видимому, могут быть использованы.

Метод разложения полей метеорологических элементов по естественным ортогональным функциям имеет целый ряд ценных свойств, которые достаточно подробно обсуждались и обсуждаются в литературе. Тем не менее этот метод является довольно громоздким и пока не стал единственным методом представления метеорологической информации.

Однако в тех работах, где в качестве исходных данных используются наблюдения метеорологических станций в их первоначальном виде, некоторые результаты разложения метеорологических полей по естественным составляющим могут быть учтены. В частности, при решении ряда задач, по-видимому, целесообразно использовать именно те станции, которые расположены вблизи центров пучностей и впадин первых естественных функций, так как радиус действия этих станций оказывается в несколько раз большим радиуса действия станций, расположенных в узловых линиях стоячих волн.

В заключение рассмотрим связь между интенсивностью зональной циркуляции и аномалиями средней месячной температуры. Существование такой связи показано в ряде работ [3, 9]. Можно ожидать, что эта зависимость проявится также в коэффициентах корреляции между показателями интенсивности зональной циркуляции и коэффициентами разложения аномалий средней месячной температуры воздуха.

В качестве показателя интенсивности западного переноса был использован известный [2] индекс зональности Каца (обозначим его I_K), рассчитанный по данным АТ₅₀₀ за сравнительно короткий период — с 1939 по 1963 г. (за 25 лет). Было бы интересно подтвердить полученные выводы по более длинному ряду наблюдений, поскольку коэффициенты разложения аномалий средней месячной температуры рассчитаны за 58 лет. С этой целью, кроме индекса зональности Каца, были использованы индексы зональности, рассчитанные Д. Г. Манделем [3] по приземным данным. Последние хорошо согласуются с индексом зональной циркуляции Каца.

Индекс зональности Манделя вычисляется как междуширотный градиент геопотенциала ($\Delta\Phi H_{500}$), отнесенный к градусу дуги меридиана,

$$\Delta\Phi H_{500} = 0,8\Delta\Phi P_0 + \Delta\Phi t', \quad (5)$$

где P_0 — атмосферное давление на уровне моря,

$$t' = H_{500} - 528 - 0,8(P_0 - 1000).$$

За те годы, для которых значения H_{500} отсутствуют, t' определяется по графикам связи между t' и t_0 .

Индексы зональности определялись Манделем для трех профилей: Исландия — Азорские острова (I_1), Мурманск — Никозия (I_2) и Салехард — Ташкент (I_3). Общий индекс зональности (I_{06}) — среднее из трех указанных частных индексов. При этом вес I_3 оказался больше, чем вес двух других индексов. Коэффициенты корреляции между I_3 и I_{06} зимой колеблются от 0,6 до 0,8, между I_1 и I_{06} — от 0,2 до 0,5.

В табл. 18 приведены коэффициенты корреляции между индексами зональности Каца и Манделя и первыми четырьмя коэффициентами разложения аномалий средней месячной температуры трех секторов и северного полушария в целом (по редкой сети). Все расчеты проведены для зимних месяцев (с ноября по февраль).

Поскольку в индекс зональности Каца входят широтные градиенты AT_{500} , а в индекс Манделя — междуширотные градиенты температуры и оба индекса коррелируются с коэффициентами разложения температуры, то можно было ожидать наличия априорной связи между этими величинами. Предварительные прикидки, сделанные Манделем, показали, что доля априорной связи в общем коэффициенте корреляции между индексами зональности и коэффициентами разложения температуры не слишком велика.

Рассмотрим сначала связь индексов зональности и коэффициентов разложения аномалий средней месячной температуры Европейского сектора. Прежде всего отметим устойчивую в течение всей зимы обратную связь между I_K и первым коэффициентом разложения ($|r|$ в ноябре, декабре и январе более $-0,6$). Эта связь подтверждается отрицательными же коэффициентами корреляции T_1 с общим индексом зональности I_{06} и особенно с I_3 , когда r достигает значений $-0,8$ (все $r > 0,33$ следует считать значимыми при уровне значимости $p = 0,01$).

В Азиатском секторе достаточно устойчивая обратная связь обнаружилась между T_2 и теми же индексами зональности I_K , I_3 и I_{06} , однако с меньшими по абсолютной величине коэффициентами корреляции. В равной мере это относится к северному полушарию, второй и особенно третий коэффициенты разложения которого связаны с интенсивностью западного переноса.

Следует подчеркнуть, что эта связь хорошо проявляется, когда в качестве показателя интенсивности зональной циркуляции используется индекс Каца, общий индекс Манделя I_{06} или индекс зональности I_3 , определяемый по профилю Салехард — Ташкент. Индекс зональности по профилю Исландия — Азорские острова (I_1) дает отличные как по знаку, так и по величине коэффициенты корреляции с T_j .

На основании табл. 18 установлено, что существует довольно тесная связь интенсивности зональной циркуляции с некоторыми коэффициентами разложения аномалий средней месячной температуры, а именно: с T_1 Европейского сектора, с T_2 Азиатского сектора и с T_3 северного полушария.

Чтобы выяснить, почему именно эти коэффициенты разложения аномалий средней месячной температуры определяются западным

Таблица 18

Коэффициенты корреляции (в процентах) между индексами зональности и коэффициентами разложения аномалий средней месячной температуры воздуха

Индекс	Месяц	Европейский сектор				Азиатский сектор				Американский сектор				Северное полушарие			
		T_1	T_2	T_3	T_4	T_1	T_2	T_3	T_4	T_1	T_2	T_3	T_4	T_1	T_2	T_3	T_4
I_1	XI	31	48	4	15	8	18	-23	19	-9	26	30	-29	37	43	16	-11
	XII	14	40	8	3	18	-1	27	18	-13	39	20	5	37	23	4	-7
	I	6	50	0	2	24	-8	-21	5	-30	42	6	-20	47	21	-9	-27
	II	14	50	-26	7	12	-20	-29	5	-28	52	25	3	48	25	-18	-36
I_3	XI	-71	-23	32	-30	24	-47	14	-44	8	4	-3	-6	10	-51	-56	23
	XII	-71	-28	46	-17	21	-53	27	-14	-18	-18	-19	6	1	-59	-42	46
	I	-82	4	-2	-8	16	-61	-1	-12	-5	1	-10	6	16	-34	-63	22
	II	-78	6	27	47	33	-57	29	-14	-7	-19	7	18	13	-64	-40	8
I_{06}	XI	-65	14	31	1	26	-34	-8	-19	5	12	8	-10	37	-24	-50	34
	XII	-75	8	37	10	31	-44	11	-9	-14	8	-1	17	19	-51	-49	43
	I	-66	37	-18	-1	31	-59	-11	-6	-18	36	-6	-1	46	-17	-61	1
	II	-53	44	-6	-13	30	-56	-1	-4	-29	17	16	35	46	-33	-50	-22
I_K	XI	-63	-08	19	-08	38	-42	24	-25	-19	-27	-14	23	30	-48	-47	22
	XII	-69	-07	-14	-04	20	-47	43	-4	-22	3	-5	7	11	-48	-61	-3
	I	-64	67	-40	-02	39	-75	-14	25	-27	28	-7	5	65	-7	-61	-30
	II	-41	36	-16	-33	-3	-58	50	-10	-18	-1	14	-14	22	-26	-38	-34

переносом, рассмотрим соответствующие поля естественных составляющих (см. рис. 2 и 3 в). Легко заметить, что для всех указанных полей (X_1 Европейского сектора, X_2 Азиатского сектора и X_3 северного полушария) характерен широтный ход изолиний, обусловленный формированием термических образований разных знаков над северными и южными районами.

Следовательно, вышеназванные коэффициенты разложения в какой-то мере являются аналогами индексов зональности и характеризуют интенсивность западного переноса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Багров Н. А. Аналитическое представление полей. Тр. ЦИП, вып. 64, 1958.
2. Кац А. Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы погоды. Гидрометеиздат, Л., 1960.
3. Мандель Д. Г. О многолетних изменениях интенсивности зональной циркуляции в Атлантико-Евразийском секторе и о связи их с колебаниями температуры. Тр. ГГО, вып. 192, 1966.
4. Мещерская А. В., Яковлева Н. И. Уточнение естественных функций полей геопотенциала (давления) Атлантико-Европейского сектора. Тр. ГГО, вып. 168, 1965.
5. Мещерская А. В., Ключвин Л. Н. Об изменчивости средних месячных температур. См. наст. сб.
6. Яковлева Н. И., Мещерская А. В., Кудашкин Г. Д. Исследование полей давления (геопотенциала) методом разложения по естественным составляющим. Тр. ГГО, вып. 165, 1964.
7. Яковлева Н. И., Мещерская А. В. Анализ барического поля над северным полушарием методом разложения по естественным ортогональным функциям. Тр. ГГО, вып. 168, 1965.
8. Яковлева Н. И., Кудашкин Г. Д., Чувашина И. Е. Уточнение естественных ортогональных функций поля давления (геопотенциала) над северным полушарием. См. наст. сб.
9. Педь Д. А., Сидоренко Т. В. Связь аномалий средней месячной температуры воздуха с циркуляцией атмосферы предшествующих месяцев. Тр. ЦИП, вып. 89, 1960.
10. Рубинштейн Е. С. Количественная характеристика связи между температурой воздуха разных частей Советского Союза. Тр. Первой научной конференции по общей циркуляции атмосферы (14—18 марта 1960). Гидрометеиздат, Л., 1962.
11. Багров Н. А., Мякишева Н. Н. Некоторые характеристики аномалий средних месячных температур воздуха. Тр. ММЦ, вып. 9, 1966.
12. Grimmer M. The space-filtering of monthly surface temperature anomaly data in terms of pattern, using empirical orthogonal functions. Quarterly journal of the Royal Met. Society, vol. 89, No 381, 1963.

Н. И. ЯКОВЛЕВА, Р. П. РЕПИНСКАЯ,
К. А. ГУРЛЕВА

К ОПРЕДЕЛЕНИЮ СВЯЗНОСТИ ПРОЦЕССОВ ВО ВРЕМЕНИ И ЕЕ СЕЗОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Показано, что с помощью статистического метода разложения полей давления по естественным функциям можно выделить длительные временные связи в атмосфере, имеющие сезонные особенности.

В работах по анализу естественных функций координат горизонтальных метеорологических полей [4—7] показано, что первые естественные функции являются наиболее крупномасштабными компонентами атмосферных движений.

Можно предположить, что коэффициенты разложения a_{jk} , рассчитанные с помощью этих естественных ортогональных функций x_{ji} , будут соответствовать и наиболее долговременным компонентам атмосферного движения

$$a_j(t_k) = \sum_{i=1}^n x_{ji} f_i(t_k), \quad (1)$$

где t_k — момент времени, i — номер точки, j — порядковый номер естественной функции и коэффициента разложения, $f_i(t_k)$ — отклонения значений метеорологического элемента от средней месячной нормы.

Для выяснения этого вопроса были рассчитаны нормированные автокорреляционные функции $R_{a_j}(\tau)$ для некоторых первых коэффициентов разложения a_j полей давления по материалу каждого месяца отдельно

$$R_{a_j}(\tau) = \frac{\overline{a'_j(\tau+1) \cdot a'_j(\tau)}}{\sigma_{a_j(\tau+1)} \cdot \sigma_{a_j(\tau)}}, \quad (2)$$

где

$$a'_j(\tau) = \overline{a_j(\tau)} - a_j(\tau),$$

а $\overline{a_j(\tau)}$ — среднее значение коэффициентов разложения для моментов времени $t_k + \tau$ (τ соответствует одному дню).

Поскольку расчеты естественных составляющих x_{ji} и a_{jk} проведены для отдельных секторов северного полушария: Атлантико-Европейского (I сектор) [4], Американского (II сектор) [5] и Азиатско-Тихоокеанского (III сектор) [6], то и автокорреляционные функции получены отдельно по каждому сектору.

По I и II секторам мы располагали материалом за семь месяцев (декабрь, январь — июнь), а по III сектору — за четыре месяца (январь — апрель). Статистическая выборка каждого месяца состояла примерно из 300 случаев (от 284 до 333), причем при составлении выборки исполь-

зовались главным образом даты, отстоящие друг от друга на три дня. В связи с этим для τ , кратных трем (3, 6, 9, ...), корреляционная функция рассчитывалась по большему числу случаев, чем любых других τ .

Программа расчета автокорреляции $R(\tau)$ для временных интервалов τ через один день от 0 до 30 составлена для использования ее на ЭЦВМ «Урал-4» В. Г. Туриковым.

Для анализа автокорреляционных функций $R(\tau)$ использовались два способа обработки одного и того же материала (два варианта):

1) по функции $R(3\tau)$, т. е. по корреляционной функции для моментов времени τ , кратных трем, рассчитанной по большему числу случаев;

2) по $\bar{R}(\tau)$ — корреляционной функции, рассчитанной по всем τ от 0 до 30 через один день, но сглаженной по формуле

$$\bar{R}(\tau) = \frac{1}{4}R(\tau-1) + \frac{1}{2}R(\tau) + \frac{1}{4}R(\tau+1). \quad (3)$$

Сглаженная функция дает представление о связи для всех последовательных временных периодов τ . Но поскольку число случаев при расчете $R(\tau)$ довольно сильно колеблется и мало для τ , не кратных трем, $\bar{R}(\tau)$ в целом статистически менее надежна. Поэтому сопоставление этих двух кривых полезно для оценки ошибок, возникающих за счет малого объема выборки.

Однако, как показало сравнение двух вариантов автокорреляционных функций, сглаженная функция, как правило, сильно не отличается от кривой $R(3\tau)$ (рис. 1—3). Это говорит о том, что, хотя при расчете $\bar{R}(\tau)$ для τ , не кратных трем, использовалось немного случаев, полученные значения корреляции являются вполне реальными. Это говорит об устойчивости полученных автокорреляций.

На рис. 1 и 2 для примера даны автокорреляционные функции $\bar{R}(\tau)$ и $R(3\tau)$ для отдельных месяцев над различными секторами северного полушария. Просматривая ход автокорреляции $R_{a_1}(\tau)$, $R_{a_2}(\tau)$, ..., $R_{a_n}(\tau)$ одного месяца, можно отметить, что наиболее длительные связи получаются для первых трех коэффициентов разложения; для последующих коэффициентов, как правило, временной радиус действия автокорреляции заметно уменьшается.

Величина временного радиуса автокорреляции τ_d , выраженного в днях, определялась следующим способом с использованием статистических оценок. Проводилась проверка нулевой гипотезы $R(\tau) = 0$, т. е. что в общей совокупности отсутствует корреляция. В этом случае критерий

$$t = \frac{R}{\sqrt{1-R^2}} \sqrt{n-2} \quad (4)$$

покажет, является ли рассматриваемое значение R значимым [3]. При этой оценке использовался 5%-ный уровень значимости.

Кроме того, параллельно определялась нижняя доверительная граница корреляции (с 5%-ным уровнем значимости) для фишеровского параметра z

$$z = \frac{1}{2} \ln \frac{1+R}{1-R}, \quad (5)$$

т. е. граница, определяемая по величине $z - 2\sigma_z$ (σ_z — теоретическая средняя квадратическая ошибка параметра z , определяемая только числом случаев).

Как и следовало ожидать, эти две оценки давали согласованный результат: где R оказывалось значимым по параметру t из (4), там нижняя

доверительная граница в оценке корреляции оказывалась одного знака с коэффициентом корреляции.

По статистическим оценкам радиуса действия автокорреляции за τ_d принималось τ , при котором нижняя доверительная граница первый раз в ряде τ от 0 до 30 соответствовала значению $z \mid 2\sigma_z \nless 0$.

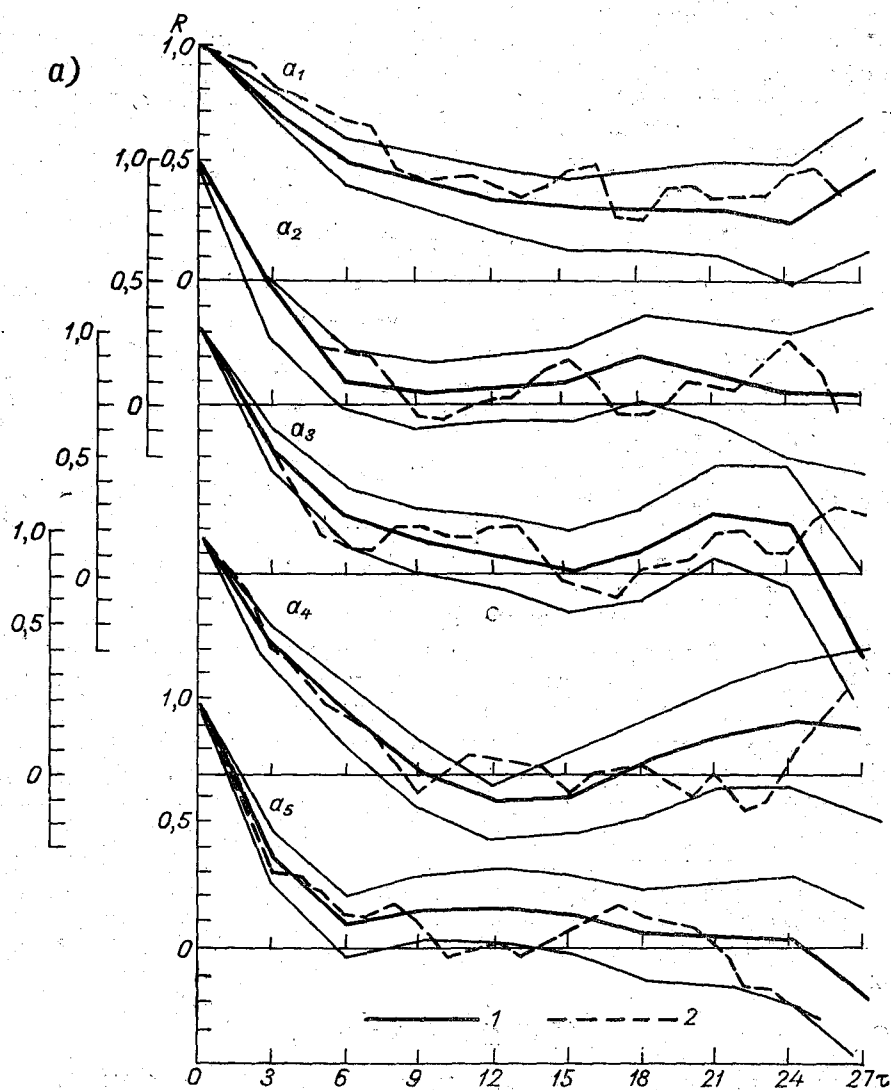


Рис. 1. Корреляционные функции статистических параметров полей
1) $R_{a_j}(3\tau)$

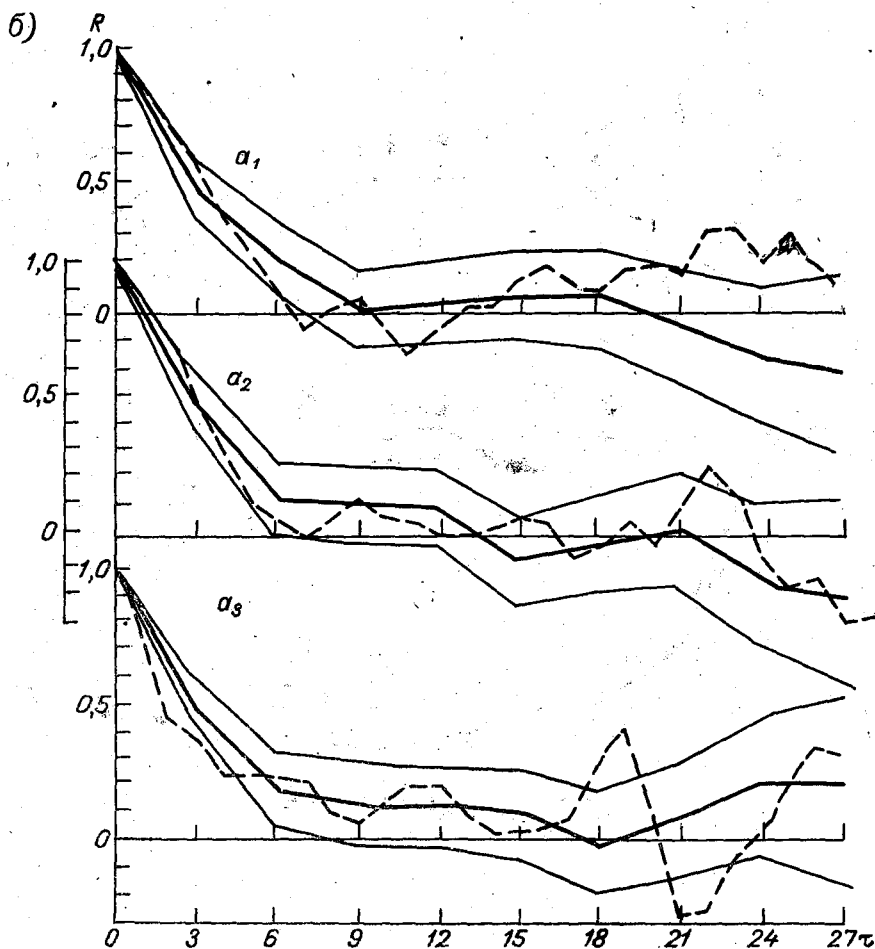
Все эти оценки произведены по автокорреляционной функции $R(3\tau)$, которая рассчитывалась по большему числу случаев.

На основании проведенного анализа составлена таблица временного радиуса действия автокорреляционных функций $R_{a_j}(3\tau)$ для различных a_j , секторов и месяцев (табл. 1). Согласно этой таблице, можно сделать ряд выводов.

Во-первых, временной радиус действия автокорреляции по коэффициентам разложения имеет довольно хорошо выраженную сезонность.

В зимние (январь, февраль, март) и летние (июнь) месяцы связи в атмосферных процессах во времени имеют более длительный характер [например, $\tau_d(a_1) = 24$ дням в марте над I и II секторами и $\tau_d(a_2) = 16$ дням в июне над I сектором].¹ Наибольшие значения временного радиуса действия автокорреляции в переходные месяцы не превышают десяти дней.

Во-вторых, сезонный ход величин τ_d как по I сектору, так и по II и III секторам аналогичен, что является подтверждением надежности выявленных закономерностей. Кроме того, это означает, что поле давления



давления за март (а) и май (б) в I секторе.

2) $R_{a_j}(\tau)$.

у земной поверхности характеризуется общностью закономерностей по всему северному полушарию (по крайней мере, до $\varphi = 30 \div 25^\circ$).

Таким образом, первые коэффициенты разложения над всеми секторами выявляют наиболее долговременные компоненты атмосферного движения — порядка 20 дней и более (особенно выделяются по долговременной связности процессов во времени февраль и март). Однако долго-

¹ Значения временного радиуса действия автокорреляции приводятся по нижней доверительной границе корреляции.

временность циркуляционных процессов, характеризуемая первыми коэффициентами разложения, не остается постоянной, а меняется от месяца к месяцу и от сезона к сезону.

Так как $f_i(t_h) = a_1 x_{i1} + a_2 x_{i2} + \dots$, коэффициенты разложения a_{jk} можно рассматривать как вес данной естественной функции x_{ji} в формировании доли аномалий барического поля конкретного k -того дня. Вместе с тем и первые естественные функции x_{ji} последовательно описывают

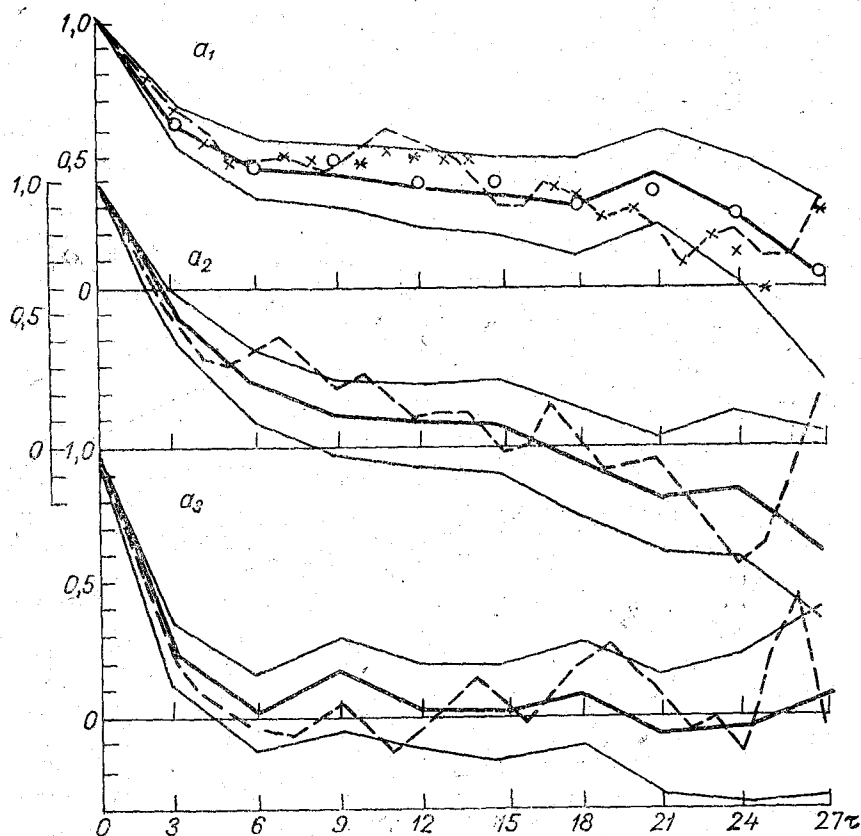


Рис. 2. Корреляционные функции статистических параметров полей давления за март во II секторе.

Усл. обозначения см. рис. 1.

основные черты циркуляции, синтезируя наиболее сильные (по величине и радиусу действия) пространственные связи между станциями [6, 7].

Соответствующие им коэффициенты разложения описывают, как мы убедились, также сильные временные связи, т. е. первые естественные составляющие (a_{jh}, x_{ji}) действительно характеризуют наиболее крупномасштабные черты циркуляции как во времени, так и в пространстве.

Мы расположили в каждом месяце (и секторе) коэффициенты a_{jh} в ряд согласно величине $\tau_d(a_{jh})$, независимо от того, какой номер индекса j , и проанализировали поля естественных функций x_{ji} в зимние месяцы, соответствующие наиболее долговременным a_{jh} , т. е. первым двум в этом новом ряду. Оказалось, что поля этих естественных функций хорошо вписываются в поле x_1 или в поле x_2 , полученные над всем северным полушарием по зимней выборке [7]. Так, в I секторе в январе

Таблица 1

Величины временного радиуса действия корреляционных функций $R_{a_j}(\tau)$ для первых коэффициентов разложения полей давления в трех секторах

j	XII	I	II	III	IV	V	VI
Первый сектор							
1	11	12	16	24	10	7	5
2	8	9	22	6	5	6	16
3		15	7	9	9	9	4
Второй сектор							
1	6	14	11	24	7	6	7
2	12	14	6	9	6	6	8
3	8	3	13	5	5	4	4
Третий сектор							
1		9	23	8	5		
2		9	9	11	5		
3		6	5	6	7		

первой оказалась $a_3(\tau_d=15)$, второй — $a_1(\tau_d=12)$, а соответствующие им естественные функции x_3 и x_1 хорошо вписываются в полях x_1 и в поле x_2 над северным полушарием. В феврале первыми в новом ряду оказались $a_2(\tau_d=22$ дням) и $a_1(\tau_d=16$ дням), а соответствующие им естественные функции x_2 и x_1 над I сектором хорошо вписываются в поле x_1 и x_2 над полушарием. В марте первыми двумя коэффициентами по величине τ_d оказались $a_1(\tau_d=24$ дням) и $a_3(\tau_d=9$ дням), а соответствующие естественные функции x_1 и x_3 укладываются в поле x_2 и x_1 над полушарием.

Над II сектором первыми в новом ряду остались без изменения во всех зимних месяцах a_1 и a_2 , а соответствующие x_1 и x_2 укладываются в поле x_1 и x_2 над полушарием.

Видимо, эти закономерности характерны и для других месяцев, но пока для них не рассчитаны естественные функции для всего северного полушария.

Таким образом, в масштабе полушария четко выступает тот факт, что наиболее крупномасштабные пространственные компоненты структуры поля давления являются и наиболее долговременными.

При использовании временных автокорреляционных функций, рассчитанных по осредненным данным многочисленных станций, нельзя выявить такие долговременные радиусы действия. Так, согласно результатам, полученным А. М. Ягломом [8], автокорреляционная временная функция давления по осредненным данным европейских станций переходит через нуль при $\tau_d=5$ дням. По данным Е. П. Борисенкова [1], полученным по осредненным данным некоторых станций средних широт, $\tau_d=7 \div 10$ дням.

Мы рассчитали для примера корреляционные функции для отдельных станций на нашем материале (январь — март). Анализ этих корреляционных функций $R(\tau)$ показал, что для отдельных станций корреляционные функции имеют разный радиус действия: для одних он значительно больше (Брест-Гипава, Амдерма, Ангмагсалик, Алерт и др.), чем для других (Киев, Бисмарк и др.). Это иллюстрируется рис. 3.

Таким образом, в поле давления имеются особые районы, выделяющиеся по своей пространственной и временной структуре. Простое осреднение данных по территории нивелирует все эти особенности полей, поэтому этим способом вряд ли можно выделить наиболее крупномасштабные закономерности полей.

Используемый статистический метод тем и хорош, что позволяет выделить эти особенности временной и пространственной структуры метеорологического элемента.

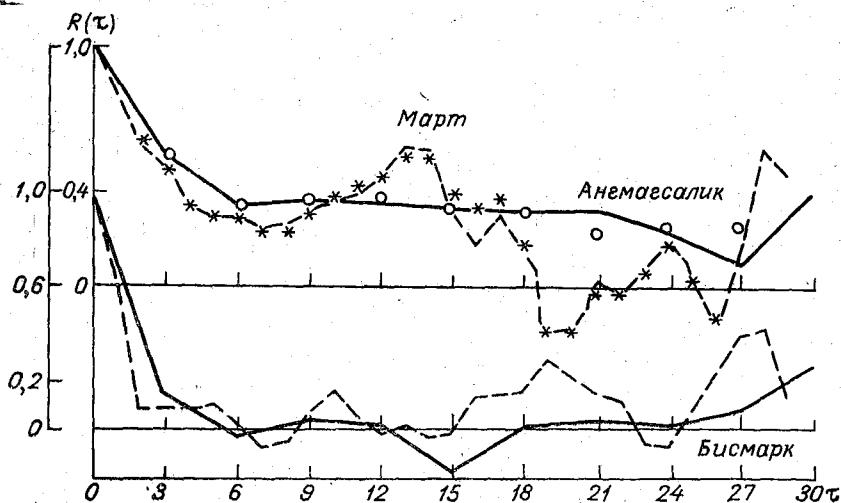


Рис. 3. Корреляционные функции по данным давления на станциях.
Усл. обозначения см. рис. 1.

Вывод о различии корреляционных связей для разных станций подтверждается и работой А. И. Дюбкина [2], в которой показано, что для отдельных станций, находящихся в области высоких дисперсий, корреляционная функция $R(\tau)$ слабее затухает с увеличением τ и на величине τ_d сказываются сезонные особенности полей.

Выводы данной статьи будут иметь незавершенный характер, если мы не остановимся на вопросе о том, насколько может сказаться на величинах τ_d нестационарность (временной ход) давления внутри месячного интервала.

Полученные выводы были основаны на данных давления и a_{jk} в отклонениях от средних месячных величин. Поскольку наибольший радиус действия τ_d получился по коэффициенту a_1 в марте I и II секторов ($\tau_d=24$ дням), то этот месяц был использован нами для проверки влияния нестационарности.

По материалу для указанных выше отдельных станций была найдена средняя декадная величина, которая вычиталась из данных давления. По этим отклонениям была снова рассчитана корреляционная функция $R(\tau)$ для каждой станции. Для примера этот вариант представлен на рис. 3 точками как для осредненной $\bar{R}(\tau)$, так и для неосредненной $R(3\tau)$. Оказалось, что коррективы столь малы, что совершенно не сказываются на виде функции, рассчитанной по отдельным станциям.

Вместе с тем можно предположить, что на данных каждой отдельной станции нестационарность сказывается меньше. Но за счет разной тенденции в знаке временных изменений давления в отдельных районах рассматриваемой территории (например, север и юг) влияние нестацио-

нажности может существенно проявиться в коэффициентах разложения a_{jk} как в обобщенной по территории характеристике давления.

Для проверки этого предположения были определены средние декадные значения $\overline{a_1}$ за март и произведен расчет $R_{a_1}(\tau)$ для отклонений a_{1k} от средних декадных норм $\overline{a_1}$. На рис. 2 этот вариант счета нанесен точками для $R(\tau)$ и $R(3\tau)$. Видно, что и эти предосторожности не оказали влияния на ход $R_{a_1}(\tau)$.

Кроме того, расчет $R_{a_1}(\tau)$ мы производили еще по a_{1k} , рассчитанному по естественным функциям x_{ji} , которые были получены на материале всех трех зимних месяцев (январь, февраль, март), когда использовалась сезонная норма. Оказалось, что и в этом случае ход автокорреляционной функции почти не отличается от хода функций, приведенных на рис. 2.

Следовательно, можно утверждать, что полученные по временным параметрам закономерности свободны от случайных влияний.

Таким образом, с помощью статистического метода разложения полей по естественным ортогональным функциям можно выявить пространственно-временные закономерности, характерные для больших территорий. А это открывает большие дополнительные возможности в статистическом исследовании общей циркуляции атмосферы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисенков Е. П. Физико-статистические методы анализа и предвычисления метеорологических полей. Тр. ААНИИ, т. 263, 1963.
2. Дюбкин А. И. О структуре поля давления на уровне моря в высоких широтах. Тр. ААНИИ, т. 271, 1964.
3. Митропольский А. К. Техника статистических вычислений. Физматгиз, М., 1961.
4. Яковлева Н. И., Мещерская А. В., Кудашкин Г. Д. Исследование полей давления (геопотенциала) методом разложения по естественным составляющим. Тр. ГГО, вып. 165, 1964.
5. Яковлева Н. И., Мещерская А. В. Анализ барического поля над северным полушарием методом разложения по естественным ортогональным функциям. Тр. ГГО, вып. 168, 1965.
6. Яковлева Н. И., Чувашина И. Е., Леднева К. В. Статистическое описание полей давления (геопотенциала) над Азиатско-Тихоокеанским сектором с помощью естественных функций. См. наст. сб.
7. Яковлева Н. И., Чувашина И. Е., Кудашкин Г. Д. Уточнение естественных ортогональных функций поля давления (геопотенциала) над северным полушарием. См. наст. сб.
8. Яглом А. М. Теория корреляции непрерывных процессов и полей с приложениями к задаче о статистическом экстраполировании временных рядов и к теории турбулентности. Автореферат докторской диссертации. Геофиз. ин-т АН СССР, М., 1955.

Н. И. ЯКОВЛЕВА, И. Е. ЧУВАШИНА,
Г. Д. КУДАШКИН

УТОЧНЕНИЕ ЕСТЕСТВЕННЫХ ОРТОГОНАЛЬНЫХ ФУНКЦИЙ ПОЛЯ ДАВЛЕНИЯ (ГЕОПОТЕНЦИАЛА) НАД СЕВЕРНЫМ ПОЛУШАРИЕМ

За последнее время в целях изучения глобальных закономерностей атмосферы выполнен ряд работ с использованием статистических методов по исследованию структуры метеорологических элементов над полушарием. На базе эмпирического материала анализируются пространственные и пространственно-временные связи в поле давления [4], влажности, температуры [5], энергетических характеристик [6]. Такие исследования имеют большое значение как для изучения физико-статистических свойств крупномасштабных процессов, так и для задач долгосрочного прогноза погоды.

Нахождение корреляционных связей производится либо непосредственно по данным на станциях, либо с привлечением коэффициентов Фурье, полученных при разложении метеорологического элемента вдоль широты.

Рядом преимуществ в исследовании статистических закономерностей в атмосфере обладает метод разложения полей на естественные составляющие. С помощью этого метода выделяются наиболее значимые крупномасштабные связи в атмосфере как во времени, так и в пространстве.

В частности, пространственные естественные функции синтезируют наиболее существенные особенности корреляционных связей в виде устойчивых основных колебаний атмосферы. С этих позиций анализ глобальных естественных функций, например над полушарием, представляет, несомненно, интерес для метеорологов.

Ранее нами была выполнена работа [1] по расчету естественных функций полей давления и геопотенциала AT_{500} над северным полушарием, но с использованием всего лишь 26 точек. Это была слишком редкая сетка даже для такого элемента, как давление. Однако уже тогда отмечалось, что естественные функции по 26 точкам довольно хорошо отражали основные черты циркуляции планетарного характера. Такой вывод был сделан на основе сопоставления первых естественных функций, рассчитанных над отдельными секторами полушария по густой сети точек, с естественными функциями над полушарием. Это означало, что точки сетки над полушарием, хотя и в небольшом количестве, выбраны были довольно удачно, представляя синоптически наиболее значимые области. Вместе с тем для полной уверенности в надежности выделенных естественных функций над полушарием необходимо произвести расчет функций

с привлечением большей информации. Такой расчет стал возможным после того, как была собрана статистическая информация и произведен анализ ее по III сектору (Азиатско-Тихоокеанскому) [3]. Таким образом, в нашем распоряжении были материалы по трем секторам полушария в объеме 140 случаев зимнего периода из одних и тех же дат для всех секторов (1957—1962 гг.).

В каждом секторе использовалась сетка из 25—26 точек (пунктов), а в целом для полушария сетка состояла из 76 точек.

Можно было бы идти обычным путем в расчете естественных функций X_{ji} : составить корреляционную матрицу 76 порядка и получить естественные функции как собственные вектора этой матрицы. Но в данном случае естественные функции над полушарием были получены иначе, с использованием технического приема, изложенного в работе [8]. Суть этого приема сводится к введению процесса последовательного выделения главных естественных составляющих в разложении полей, заданных в большом числе пунктов (точек).

На первом этапе заданное число точек m сетки делят на n частей. Затем рассчитываются n корреляционных матриц $\left(\frac{m}{n}\right)$ -го порядка, по которым определяют собственные вектора и ведется расчет коэффициентов разложения.

На втором этапе производится объединение нескольких первых коэффициентов разложения (с определенным процентным вкладом в суммарную дисперсию рассматриваемого поля) от каждой из n частей поля, а затем снова производится обычная процедура разложения. В итоге будут рассчитаны коэффициенты разложения с использованием главной части информации от всех m точек.

Такой технический прием имеет определенные преимущества, так как при большом числе точек поля решение системы уравнений для расчета X_{ji} даже на электронно-вычислительных машинах существенно усложняется или становится невозможным.

Мы воспользовались ранее полученными результатами разложения полей давления над I, II и III секторами северного полушария по статистической зимней выборке из 140 случаев (декабрь—февраль 1957—1962 гг.).

Для осуществления второго этапа счета выделено по 10 первых коэффициентов разложения от каждого сектора для каждого дня прежней выборки (140 дней), что составляет 85—87% суммарной дисперсии полей в секторах [1, 2, 3]. В итоге на втором этапе рассчитаны новая корреляционная матрица 3-го порядка, для которой в качестве исходных данных использовались коэффициенты разложения первого этапа счета, и собственные числа и вектора этой матрицы.

Такая процедура проделана для уровня моря и для изобарической поверхности 500 мб в северном полушарии.

В табл. 1 представлены собственные числа второго этапа счета λ_j (в мб² на уровне моря и в дкм² на АТ₅₀₀), отношение λ_j к суммарной дисперсии D' , описываемой первыми десятью коэффициентами разложения в трех секторах полушария, и отношение λ_j к фактической суммарной дисперсии полей D над северным полушарием по 76 точкам (зимняя выборка из 140 случаев).

Как следует из табл. I, процентный вклад каждого собственного числа λ_j (т. е. доли дисперсии, приходящейся на j -тый член разложения) в суммарную дисперсию D' первых десяти членов от трех секторов совпадает с вкладом соответствующих λ_j разложения полей по северному полушарию, проделанного ранее [1] по 26 точкам поля.

Таблица I

Оценка разложения полей давления (геоидотенциала) по северному полушарию
(76 точек)

j	λ_j мб ²	$\frac{\lambda_j}{D'}$ %	$\frac{\sum_{k=1}^j \lambda_k}{D'}$	$\frac{\lambda_j}{D}$	$\frac{\sum_{k=1}^j \lambda_k}{D}$
Уровень моря					
1	1444	19,3	19,3	16,6	16,6
2	817	10,9	30,2	9,4	26,0
3	734	9,8	40,0	8,4	34,4
4	615	8,2	48,2	7,0	41,4
5	523	7,0	55,2	6,0	47,4
6	414	5,5	60,7	4,8	52,2
7	313	4,2	64,9	3,6	55,8
8	298	4,0	68,9	3,4	59,2
9	247	3,3	72,2	2,8	62,0
10	228	3,0	75,2	2,6	64,6

$$D' = \sum_{j=1}^{30} \lambda_j = 7476 \text{ мб}^2$$

$$D = \sum_{j=1}^{25} \lambda_j^I + \sum_{j=1}^{26} \lambda_j^{II} + \sum_{j=1}^{25} \lambda_j^{III} = 8700 \text{ мб}^2$$

j	λ_j дкм ²	$\frac{\lambda_j}{D'}$ %	$\frac{\sum_{k=1}^j \lambda_k}{D'}$	$\frac{\lambda_j}{D}$	$\frac{\sum_{k=1}^j \lambda_k}{D}$
АТ ₅₀₀					
1	1965	16,3	16,3	14,0	14,0
2	1416	11,7	28,0	10,1	24,1
3	1043	8,7	36,7	7,5	31,6
4	969	8,0	44,7	6,9	38,5
5	760	6,3	51,0	5,4	43,9
6	703	5,9	56,9	5,1	49,0
7	659	5,5	62,4	4,7	53,7
8	506	4,2	66,6	3,6	57,3
9	467	3,9	70,5	3,3	60,6
10	419	3,5	74,0	3,0	63,6

$$D' = 12066 \text{ дкм}^2$$

$$D = 14000 \text{ дкм}^2$$

Однако, если оценить процентный вклад каждого λ_j в суммарную фактическую дисперсию D трех секторов (по 76 точкам на полушарии), эта оценка будет, естественно, меньше примерно на 14% (соответственно отношению $\frac{D'}{D}$). Таким образом, вклад первого члена на уровне моря составляет 19,3% по отношению к D' и 16,6% по отношению к D ; на

AT_{500} — соответственно 16,3 и 14,0%. А это означает, что первый член разложения по северному полушарию описывает примерно 40% амплитуды всех фактических колебаний в поле давления (геопотенциала) над полушарием.

Сумма первых четырех членов разложения на уровне моря и на AT_{500} составляет от 48,2 до 38,5% (по отношению к D' и D), сумма десяти членов — от 75,2 до 63,6%. Таким образом, сумма четырех и десяти членов описывает около 65 и 83% амплитуды колебаний давления атмосферы северного полушария. Для сопоставления представим оценки вкладов разложения отдельно по каждому сектору полушария (по выборке из одних и тех же дат).

В табл. 2 даны суммарные вклады разложения по 1, 2, 3, 4 и 10 членам. Вклады первых членов в разложении полей над отдельными секторами полушария оказываются несколько выше, чем над полушарием в целом, за счет большей неоднородности в поле дисперсии при увеличении рассматриваемой территории.

Таблица 2

Суммарные вклады разложения (%) по различным j

j	I сектор		II сектор		III сектор	
	ур. моря	AT_{500}	ур. моря	AT_{500}	ур. моря	AT_{500}
1	20,0	21,5	26,4	26,4	21,8	17,7
2	37,0	38,0	44,0	42,0	36,2	32,5
3	52,0	51,0	54,0	52,0	47,2	44,8
4	63,0	62,4	61,6	60,7	56,1	55,6
10	88,0	87,3	84,5	85,8	84,4	85,3

На рис. 1 показано поле дисперсии давления (на уровне моря), полученное по 76 пунктам на полушарии. На рисунке видна большая неоднородность поля, особенно в умеренных широтах. С высотой (на AT_{500}) неоднородность поля дисперсии несколько увеличивается (увеличиваются градиенты в поле дисперсии). Это объясняет уменьшение вкладов в первых членах разложения полей геопотенциала.

Прежде чем перейти к анализу естественных функций над полушарием, полученных по 76 пунктам, необходимо произвести несложные преобразования с тем, чтобы иметь возможность естественные функции нанести на карту.

Как известно, коэффициенты разложения для j -того члена и k -того дня над рассматриваемой территорией представляются в виде суммы произведений естественной функции X_{ji} на значение метеорологического элемента в соответствующих точках i (в частности, использовались отклонения давления в точках сетки от средней по времени).

$$a_{jk} = \sum_{i=1}^n X_{ji} f_{ik}. \quad (1)$$

Так были рассчитаны a_{jk} на первом этапе счета отдельно для I, II и III секторов полушария с использованием функции X_{ji}^I , X_{ji}^{II} или X_{ji}^{III} и соответствующей информации по секторам (f_{ik}^I , f_{ik}^{II} или f_{ik}^{III}).

После объединения первых десяти a_{jk}^I , a_{jk}^{II} и a_{jk}^{III} на втором этапе счета полученный коэффициент разложения обозначим через S_{gk}

$$S_{gk} = \sum_{j=1}^{30} Y_{gj} a_{jk}. \quad (2)$$

Теперь уже в качестве исходной информации используются коэффициенты разложения первого счета (Y_{gj} — собственные вектора новой корреляционной матрицы 30-го порядка.)

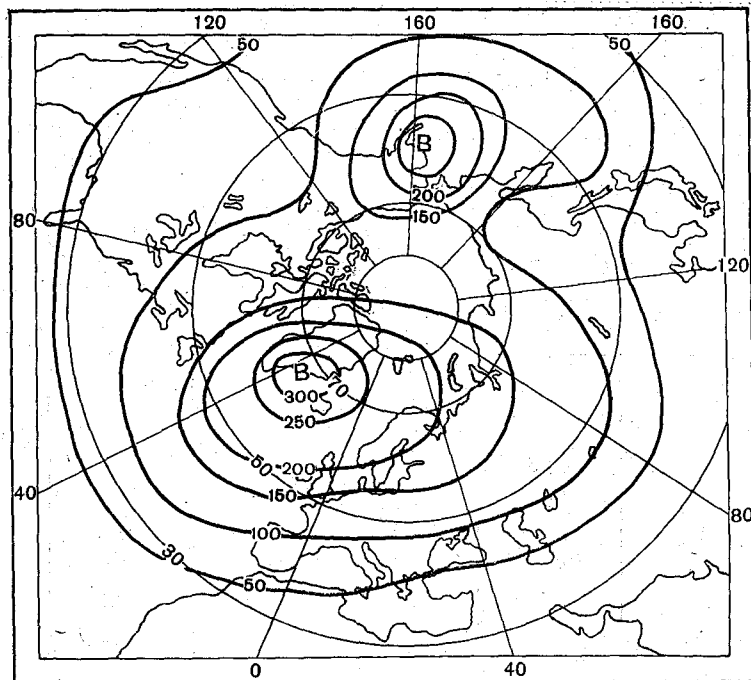


Рис. 1. Поле дисперсии давления над северным полушарием на уровне моря (в мб^2).

Подставим в (2) выражение для a_{jk} из (1), тогда

$$S_{gk} = \sum_{j=1}^{10} Y_{gj} \sum_{i=1}^{25} X_{ji}^I f_{ik}^I + \sum_{j=11}^{20} Y_{gj} \sum_{i=1}^{26} X_{ji}^{II} f_{ik}^{II} + \sum_{j=21}^{30} Y_{gj} \sum_{i=1}^{25} X_{ji}^{III} f_{ik}^{III}.$$

Если принять единую нумерацию исходных данных по 76 точкам сетки трех секторов (от 1 до 76) и всех функций X_{ji} (j от 1 до 30), то

$$S_{gk} = \sum_{j=1}^{30} Y_{gj} \sum_{i=1}^{76} X_{ji} f_{ik} = \sum_{i=1}^{76} f_{ik} \sum_{j=1}^{30} Y_{gj} X_{ji}. \quad (3)$$

Введем обозначение

$$\sum_{j=1}^{30} Y_{gj} X_{ji} = G_{gj}. \quad (4)$$

Тогда выражение (2) для S_{gk} будет аналогично формуле (1) для a_{jk}

$$S_{gk} = \sum_{i=1}^{76} f_{ik} G_{gj}. \quad (5)$$

Теперь естественные функции $\bar{G}_{gj}$ можно картировать по всем 76 точкам поля.

Первые две естественные функции на уровне моря и AT_{500} представлены на рис. 2, 3. Во-первых, следует отметить, что в полях G_1 и G_2 , полученных по 76 точкам над полушарием, сохранились все основные особенности колебаний полей давления (геопотенциала), выявленные ранее соответствующими естественными функциями при использовании 26 точек [1]. То же самое можно сказать в отношении G_3 и G_4 . Но далее, с увеличением порядкового номера (g или j) естественных функций (G_{gi} , X_{ji}) различия между двумя сериями функций (по густой и редкой сетке) постепенно увеличиваются. Это вполне объяснимо, так как при увеличении порядкового номера масштаб явлений, описываемых естественной функцией, уменьшается. Постепенно с ростом значений j или g функции становятся все более чувствительны к масштабу расстояний между точками используемой сетки, характеризуя турбулентные свойства поля.

Вместе с тем крупномасштабные черты циркуляции (что представляет наибольший интерес для анализа планетарных процессов) устойчиво проявляются при статистической обработке различного объема информации методом разложения на естественные составляющие.

Более того, основные колебания в поле давления (геопотенциала), выявленные на материале наблюдений за 1957—1962 гг., оказались настолько устойчивыми, что они проявились в статистическом анализе осредненных данных по давлению за период 1875—1930 гг. Так, М. И. Юдин в своем докладе на Международном симпозиуме по динамике крупномасштабных процессов в атмосфере, состоявшемся в июне 1965 г. в Москве, обратил внимание на следующий факт. В работах, выполненных в 30-х годах Уокером [9, 10], статистически определены североатлантическое и северотихоокеанское колебания как главные формы мировой погоды по сезонным данным давления (декабрь—февраль) за 1875—1930 гг. Уокер дал формулу, которая должна характеризовать фазы основных значений давления на отдельных станциях. Фазы таких колебаний, выявленные Уокером, находятся в хорошем соответствии с фазами основного колебания, полученного нами на основании срочных данных за 1957—1962 гг.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что форма основного колебания в поле давления почти не изменилась, по крайней мере, за последнее столетие. Кроме того, основное колебание настолько четко проявляется в зимний период, что даже очень сильное осреднение данных (сезон) не изменяет его. Такая устойчивость основных колебаний говорит об их большой значимости в крупномасштабных процессах, а следовательно, о эффективности использования естественных составляющих при исследовании закономерностей планетарных процессов.

Несколько позже мы покажем, что из анализа естественных функций координат можно получить как следствие представление о пространственной автокорреляции отдельных точек и областей, а также их значимость в процессах над полушарием.

Коротко остановимся на описании первых естественных функций, полученных по 76 точкам на полушарии.

Первое основное колебание (поле G_1) характеризуется двумя обширными областями разных знаков, не симметричными относительно полюса; при этом область одного знака охватывает районы Северного полюса и Арктические районы с центром на юго-востоке Гренландии. Область другого знака располагается в основном в южных широтах полушария.

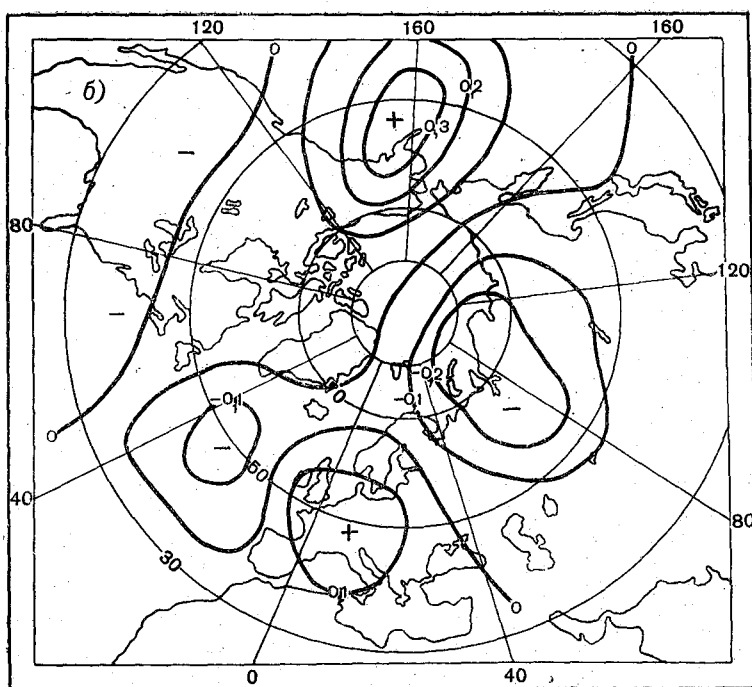
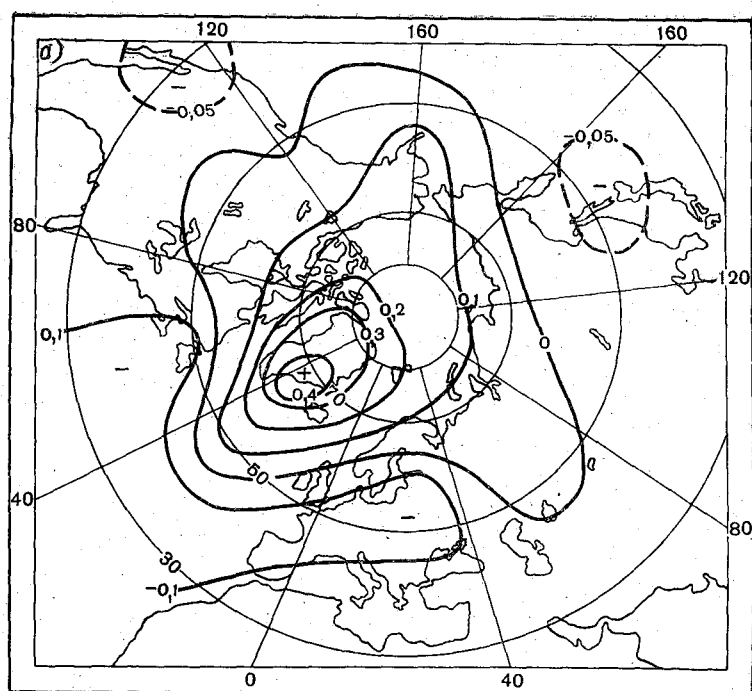


Рис. 2. Поля G_1 (а) и G_2 (б) на уровне моря.

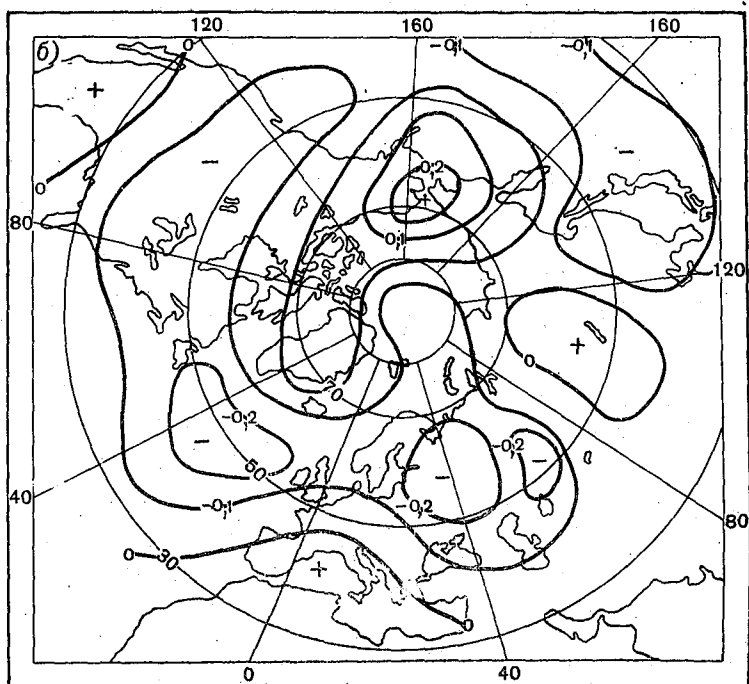
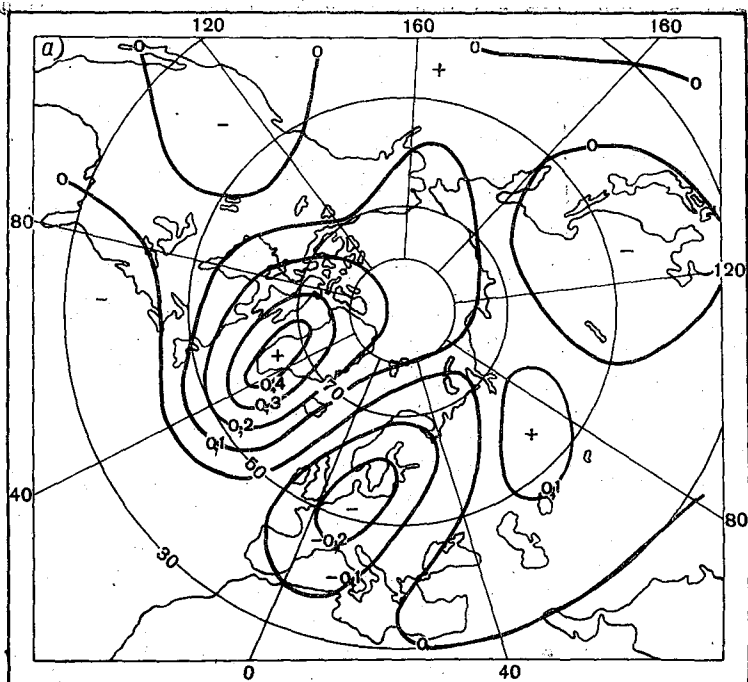


Рис. 3. Поля G_1 (а) и G_2 (б) на AT_{500} .

В умеренных широтах четко выделяются четыре волны, причем два гребня расположены над центральными частями материков (Америка, Сибирь), два других гребня — над океанами, а ложбины — над периферийной областью океанов и материков.

Большие градиенты в поле G_1 на границе раздела материков и Атлантического океана отражают влияние различий подстилающих поверхностей. Средняя длина волны составляет около 3—3,5 тыс. км. В поле G_1 (по 76 точкам) по сравнению с X_1 (26 точек) [1] несколько изменилась конфигурация изолиний над Азиатским материком, для которой ранее использовалась слишком скудная информация. В поле G_2 по-прежнему выделяются две наиболее сильные области (пучности колебания), находящиеся в разных фазах (район алеутского центра действия и район около Новой Земли и Хатанги). По сравнению с X_2 , рассчитанными по 25 точкам, уточнилась область над Атлантикой и Европой.

На уровне AT_{500} указанные особенности сохраняются, но области больших амплитуд (пучности) несколько смещены в пространстве. В частности, в поле G_1 наблюдается смещение на северо-запад.

Можно произвести сопоставление естественных функций на двух уровнях, рассматривая их как вектора в i -мерном пространстве, путем определения косинусов угла между ними.

В табл. 3 приведены значения косинусов угла между векторами G_g на уровне моря и G_s на AT_{500} .

Таблица 3

Косинусы углов между G_g и G_s

$\begin{smallmatrix} s \\ \backslash \\ g \end{smallmatrix}$	1	2	3	4	5	6
1	0,81	0,15	0,06	—0,36	—0,10	0,06
2	—0,18	0,53	0,26	—0,23	0,56	—0,02
3	0,16	0,38	0,04	0,50	—0,06	—0,43
4	—0,24	—0,17	0,37	—0,41	—0,28	—0,44
5	—0,26	0,24	—0,47	—0,05	—0,14	0,02
6	—0,10	0,35	—0,24	—0,39	—0,31	—0,04

Как показывает табл. 3, только первое основное колебание (G_1) повторяется почти без изменения формы на двух уровнях. Последующие естественные функции при наличии некоторых общих черт, свойственных обоим уровням, все более выявляют свои особенности, характерные для каждого уровня. Таким образом, первое основное колебание в барическом поле мало меняется по высоте до AT_{500} , и, следовательно, оно отражает наиболее сильные причины колебания в атмосфере, одинаковые для значительной толщи тропосферы.

Анализ естественных функций координат выявляет еще ряд интересных выводов, имеющих отношение к пространственным автокорреляциям над полушарием. Пространственные автокорреляции давления на уровне моря для 25 точек северного полушария были построены на основе корреляционной матрицы, составленной по исходным данным (давление, уровень моря, 3 часа московского времени) в 25 точках в объеме 140 случаев. По этой корреляционной матрице ранее рассчитывались собственные вектора X_{ji} над полушарием (естественные функ-

ции редкой сетки точек). На рис. 4 представлены примеры автокорреляции на уровне моря.

Анализ карт пространственной автокорреляции показал (рис. 4), что различные области над северным полушарием имеют как специфические особенности автокорреляции давления, так и ряд общих свойств. Районы с большой дисперсией имеют, как правило, более сильную корреляцию, что выражается в более медленном затухании и большем радиусе действия корреляционной функции расстояния (ср., например, рис. 4 *г* и 4 *д*). Это уже отмечалось в работе И. А. Дюбкина [7]. Кроме того, для большинства районов Арктики и некоторых более южных областей, находящихся под сильным влиянием особенностей подстилающей поверхности (горы, граница материка и океана и др.), изолинии равных значений корреляции отличаются от круговых (нарушение условия изотропности) уже на небольших расстояниях от рассматриваемой точки (рис. 4 *е* и 4 *а*). Конечно, эти замечания справедливы в большей степени для уровня моря, но они также сохраняют свое значение в основном и на AT_{500} .

Учитывая значительную неоднородность поля дисперсии и анизотропность полей давления, вряд ли имеет смысл изучать пространственную автокорреляцию по средним корреляционным функциям для всевозможных точек или отдельных широт.

Отдельные районы, даже находясь на одной широте, могут иметь свою специфику в статистической структуре полей давления.

В значительной мере метод естественных функций позволяет уловить эту специфику в пространственных связях и отделяет то, что статистически существенно для процессов глобального масштаба.

Как следует из рассмотрения поля первой естественной функции G_1 (рис. 2 *а*), часть точек сетки (первая группа точек) попадает в область одного знака функции от Северного полюса примерно до 30° с. ш. Другая часть точек (вторая группа) находится в другой фазе в поле функции G_1 . Оказывается, что каждая точка из первой группы имеет пространственную автокорреляцию давления с положительной областью корреляции, охватывающей большую часть остальных точек этой группы, а в области отрицательной корреляции располагаются в основном точки второй группы (см. рис. 4 *а*—4 *д*). Обратная тенденция проявляется для второй группы точек: отрицательная область автокорреляции распространяется на большую часть точек первой группы (рис. 4 *ж*, *з*). Из этого следует, что первая естественная функция синтезирует статистически наиболее значимые пространственные связи в полях рассматриваемого метеорологического элемента и выделяет области в поле давления, находящиеся в одной фазе колебания. Поскольку первая группа точек находится в области наибольших дисперсий (см. рис. 1), то для них область положительной корреляции более обширна, т. е. радиус действия корреляционной функции больше, чем во второй группе точек.

Особенно интересно отметить из всех рассмотренных корреляций давления одну для точки (рис. 4 *а*), являющейся центром пучности в поле G_1 (юго-восток Гренландии). Пространственная автокорреляция этой точки и поле G_1 (рис. 2 *а*) имеют большое сходство в общей конфигурации изолиний и в расположении разнознаковых областей. Из этого следует, что корреляция давления в этой области с окружающими данными вошла с большим весом в формирование функции G_1 . По-видимому, процессы, происходящие в рассматриваемом районе, тесно связаны в зимнее время с атмосферными процессами, происходящими над большей частью северного полушария.

Вторая естественная функция G_2 выявляет ряд других особенностей статистических пространственных связей в полях давления. Некоторые

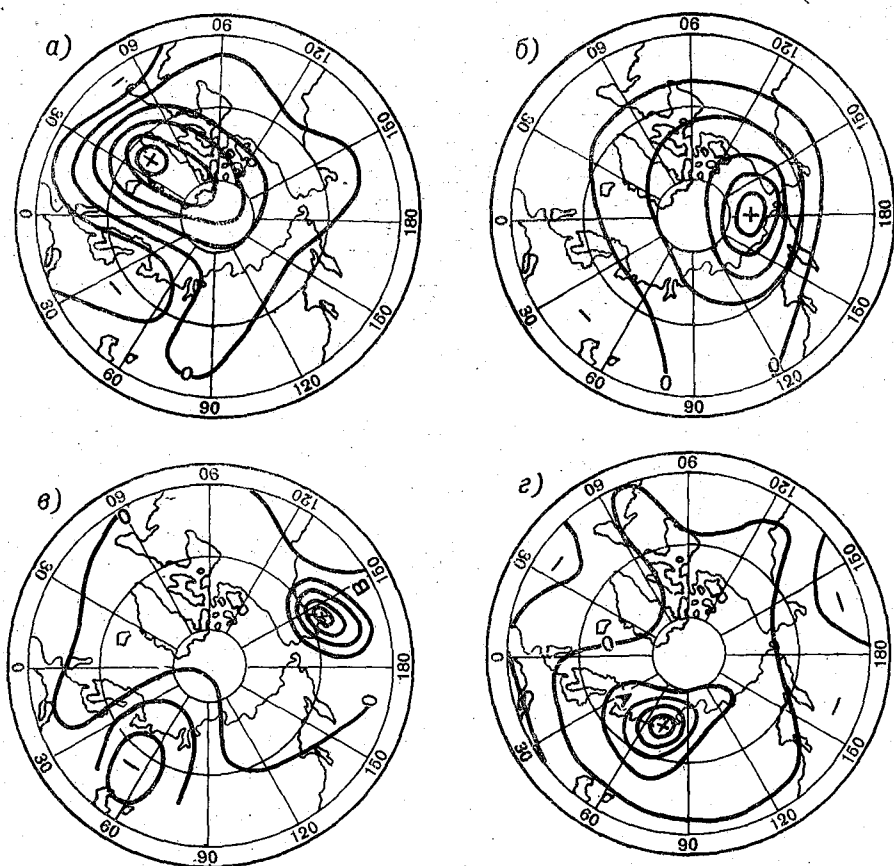


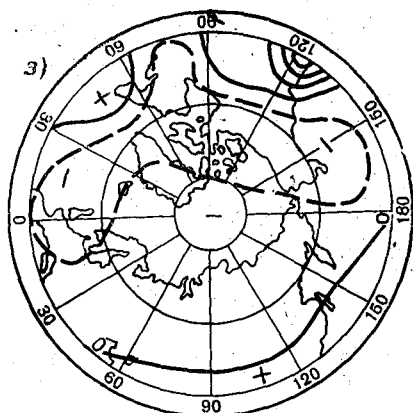
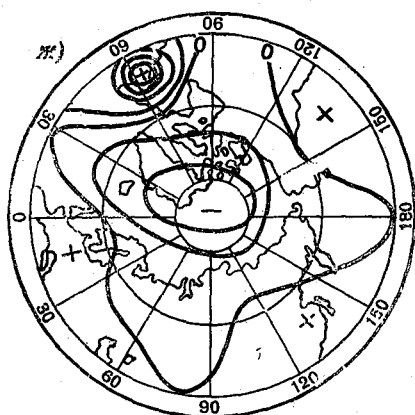
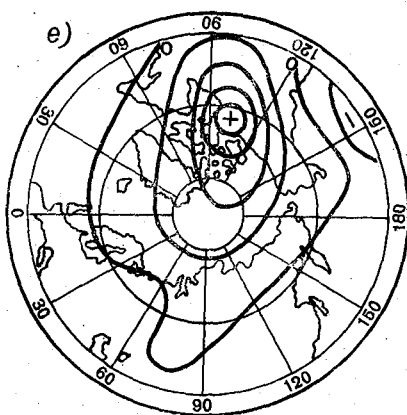
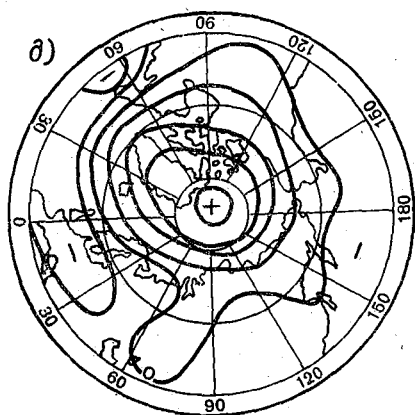
Рис. 4. Пространственные нормированные автокорреляции для давления
а — Ангмасаalik, б — о. Врангеля, в — Алеутские острова, г — Салехард.

точки, которые находились вблизи нулевой изолинии первой естественной функции, послужили базой для формирования G_2 (см. рис. 2 б).

Рассмотрим две карты (рис. 4 в и 4 г) с пространственной автокорреляцией давления для точек А (Новая Земля — Хатанга) и В (Алеутские острова). Эти районы находятся в противофазе, т. е. изменения давления в точках А и В отрицательно коррелируют друг с другом. Теперь обратимся к рис. 2 б, где представлено поле G_2 . Сравнение трех карт показывает, что естественная функция G_2 отражает преимущественно взаимную статистическую связь двух рассматриваемых районов, находящихся в разных фазах колебания в поле давления. Такого рода связь по статистической значимости для нашей выборки занимает второе место, а поэтому она весьма интересна для анализа крупномасштабных процессов в атмосфере.

Естественные функции G_j более высоких порядковых номеров формируются на остаточных дисперсиях, не учтенных первыми естественными функциями, поэтому их радиус действия в пространстве и во времени уменьшается и их интерпретация более сложная.

Таким образом, совместный анализ пространственных автокорреляций и естественных функций позволяет, с одной стороны, лучше понять естественные функции координат, а с другой — углубить наши знания по пространственным автокорреляциям над полушарием.



в отдельных точках северного полушария (изокорреляты проведены через 0,2).

д — Северный полюс, е — Форт-Смит, ж — Аргентия, з — Сайлем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Яковлева Н. И., Мещерская А. В. Анализ барического поля над северным полушарием методом разложения по естественным ортогональным функциям. Тр. ГГО, вып. 168, 1965.
2. Яковлева Н. И., Мещерская А. В., Кудашкин Г. Д. Исследование полей давления (геопотенциала) методом разложения по естественным составляющим. Тр. ГГО, вып. 165, 1964.
3. Яковлева Н. И., Чувашина И. Е., Леднева К. В. Статистическое описание полей давления (геопотенциала) над Азиатско-Тихоокеанским сектором с помощью естественных функций. См. наст. сб.
4. Смирнов И. П. О распределении моментов связи поля давления на среднем уровне атмосферы. Изд-во «Наука», М., 1964.
5. Мяч Л. Т. О статистических характеристиках и объективном анализе поля влажности и температуры у поверхности земли. Тр. ММЦ, вып. 7, 1965.
6. Груза Г. В. Макротурбулентность в общей циркуляции атмосферы. Гидрометеоздат, Л., 1961.
7. Дюбкин И. А. О структуре поля давления на уровне моря в высоких широтах северного полушария. Тр. ААНИИ, вып. 271, 1964.
8. White R. M. The development of efficient linear operators for the prediction of sea-level pressure. Jour. Met., vol. 15, No 5, 1958.
9. Walker G. T., Bliss E. W. World Weather, III. Lond., Mem. R. Meteor. Soc., 2, No 17, 1928.
10. Walker G. T., Bliss E. W. World Weather, V. Lond. Mem. R. Meteor. Soc., 4, No 36, 1932.

Н. И. ЯКОВЛЕВА, И. Е. ЧУВАШИНА, К. В. ЛЕДНЕВА

СТАТИСТИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ПОЛЕЙ ДАВЛЕНИЯ (ГЕОПОТЕНЦИАЛА) НАД АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКИМ СЕКТОРОМ С ПОМОЩЬЮ ЕСТЕСТВЕННЫХ ФУНКЦИЙ

Метод разложения полей метеорологических элементов на естественные составляющие завоевывает все большее признание в исследовании метеорологических полей как аппарат статистического анализа, позволяющий отделить существенные черты и закономерности в атмосферных движениях от малозначащих «метеорологических шумов» [1, 2]. Именно на этом направлении многие исследователи предвидят наибольшее сближение в ряде гидротермодинамических и статистических разработок.

Судя по опубликованным работам, за последнее время метод естественных составляющих получил несколько большее применение в анализе вертикального распределения метеорологических элементов и пока еще недостаточно активно применяется в анализе горизонтальных полей. В значительной мере это является причиной того, что описание основных колебаний атмосферы по вертикали этим методом уже произведено для многих метеорологических элементов и с его помощью сделан ряд интересных выводов прогностического характера [4]. Вместе с тем анализ горизонтального распределения метеорологических элементов методом естественных составляющих находится главным образом пока в стадии описания основных колебаний (естественных функций) над отдельными участками земли, представляющих, несомненно, интерес для изучения в конечном счете глобальных атмосферных движений.

Такое положение отчасти объясняется большой трудоемкостью метода, особенно в применении к исследованию закономерностей по горизонтали (на плоскости). Чем больше размер территории, над которой производится анализ метеорологических полей, тем больше возникает технических трудностей как в сборе необходимой информации, так и в ее обработке.

Это заставляет производить анализ горизонтальных полей последовательно над отдельными ограниченными участками земной поверхности.

В ряде опубликованных работ [1, 2] уже произведено описание естественных функций полей давления (геопотенциала) над Атлантико-Европейским и Американским секторами северного полушария. Следующим шагом на пути более полного исследования естественных функций над полушарием является анализ полей над Азиатско-Тихоокеанским сектором (III сектор). Рассматривается территория от 70° в. д. до 165° з. д. и от полюса до 20° с. ш.

Сбор материала над этой частью полушария несколько затруднен в связи с недостаточной освещенностью данными акватории Тихого океана и горных районов Азии. Поэтому выбранная нами сетка точек для сбора исходных данных по III сектору отличается большей неравномерностью, чем в других секторах (см. рис. 2 а). По III сектору использовалось 25 точек (пунктов), причем местоположение точек 15 и 17 на уровне моря отличается от местоположения их на AT_{500} из-за отсутствия данных на уровне моря в районе Тибета.

Статистическая выборка относится к зимнему периоду (декабрь, январь — март 1957—1962 гг., за 3 часа московского времени) и состоит из 140 случаев, причем даты выбирались по таблице случайных чисел при условии, что между ближайшими датами интервал времени Δt будет не менее трех дней.

Как и прежде, разложению подвергались отклонения от средних во времени в каждой точке поля. Значения норм и конфигурация распределения их над рассматриваемой территорией хорошо согласуются с климатическими нормами в зимнее время [3]. В поле дисперсии давления на уровне моря выделяются области повышенных значений: ст. Адах (точка 25), $\sigma^2=211 \text{ мб}^2$ и о. Визе (точка 2), $\sigma^2=180 \text{ мб}^2$.

На AT_{500} область повышенных значений из района ст. Адах смещена несколько на север. Диапазон изменений дисперсии следующий: на уровне моря от 211 до 8 мб^2 , на AT_{500} от 280 до 18 дкм^2 .

В целом суммарная дисперсия давления над III сектором меньше, чем над I и II секторами, хотя число точек поля почти одинаковое. В I секторе на уровне моря она наибольшая. Суммарная дисперсия над секторами по одной и той же статистической выборке имеет следующие значения:

Сектор	I	II	III
Суммарная дисперсия			
на уровне моря мб^2	3693	3010	2252
на AT_{500} дкм^2	4722	4918	3535

Результаты разложения полей по естественным составляющим по III сектору представлены в табл. 1.

Вклад первого слагаемого λ_1 в разложении полей составляет 21,8% суммарной дисперсии поля на уровне моря и 17,8% на AT_{500} .

Суммарный вклад четырех первых слагаемых составляет 56%, а десяти 84—85%. Следовательно, на остальные 15 членов разложения ($j=11 \div 25$) приходится всего лишь 15—16% суммарной дисперсии поля. Такая сходимостъ ряда является одним из преимуществ используемого метода разложения полей.

Примерно такое же соотношение вкладов получено по I и II секторам по тем же датам статистической выборки.

Как следует из табл. 2, сходимостъ разложения первых членов в целом несколько хуже в III секторе, чем в I и II секторах.

Вообще быстрота сходимости разложения является некоторым показателем степени однородности рассматриваемых полей.

Поскольку табл. 2 получена на основании статистических выборок, составленных из одних и тех же дат, то отсюда вытекает, что в III секторе проявилась ббльшая неоднородность полей, особенно на AT_{500} . На уровне моря вклад первого члена в III секторе примерно одинаков со вкладом первого члена в I секторе, а сумма четырех членов несколько меньше соответствующих вкладов в I и II секторах.

Рассмотрим поля естественных функций X_{ji} над III сектором (являющихся собственными векторами ковариационной матрицы статисти-

Таблица 1

Оценка разложения полей давления и геопотенциала

j	λ_j	$\frac{\lambda_j}{D} \%$	$\frac{\sum_{k=1}^j \lambda_k}{D}$	j	λ_j	$\frac{\lambda_j}{D} \%$	$\frac{\sum_{k=1}^j \lambda_k}{D}$
Уровень моря				AT ₅₀₀			
1	490	21,8	21,8	1	647	17,8	17,8
2	325	14,4	36,2	2	540	14,8	32,6
3	249	11,0	47,2	3	449	12,3	44,9
4	201	8,9	56,1	4	393	10,8	55,7
5	152	6,8	62,9	5	260	7,1	62,9
6	134	6,0	68,9	6	229	6,3	69,1
7	101	4,5	73,4	7	178	4,9	74,0
8	91	4,0	77,4	8	160	4,4	78,4
9	86	3,8	81,2	9	134	3,7	82,1
10	73	3,2	84,4	10	122	3,3	85,4
$D = \sum_{j=1}^{25} \lambda_j = 2252 \text{ мб}^2$				$D = \sum_{j=1}^{25} \lambda_j = 3654 \text{ дкм}^2$			

Таблица 2

Вклады первого, четырех и десяти слагаемых разложений полей давления (геопотенциала) по естественным составляющим по секторам

Вклады, %	I сектор		II сектор		III сектор	
	ур. моря	AT ₅₀₀	ур. моря	AT ₅₀₀	ур. моря	AT ₅₀₀
λ_1	19,9	21,5	26,4	26,4	21,8	17,7
$\sum_{j=1}^4 \lambda_j$	62,8	62,4	61,6	60,7	56,1	55,6
$\sum_{j=1}^{10} \lambda_j$	87,2	87,3	84,5	85,8	84,4	85,3

ческой выборки). На рис. 1 и 2 представлены поля X_1 , X_2 на уровне моря и AT₅₀₀.

Поле X_1 на уровне моря характеризуется наличием обширной замкнутой области одного знака с большими градиентами на севере Сибири и с центром в районе ст. Хатанги. Ей противопоставляется область другого знака со слабыми градиентами в южной части территории. Линия, соединяющая центры двух областей, идет с северо-запада на юго-восток, а нулевая линия проходит почти параллельно 35° широты.

На AT₅₀₀ в поле X_1 две области сохраняются, но линия, соединяющая их центры, проходит с северо-востока на юго-запад, и градиенты ΔX_j увеличиваются.

В поле X_2 нулевая линия проходит по меридиану и делит территорию на западную и восточную области, причем восточная область выде-

ляется по величинам и градиентам X_2 (рис. 1 б). На AT_{500} примерно такая же конфигурация изолиний, но более значимой стала область над сушей (западная часть).

Поле X_3 имеет уже три знакопеременные области, следовательно, масштаб влияния областей уменьшается и поэтому X_3 характеризует более мелкомасштабные процессы в атмосфере по сравнению с X_1 и X_2 . На

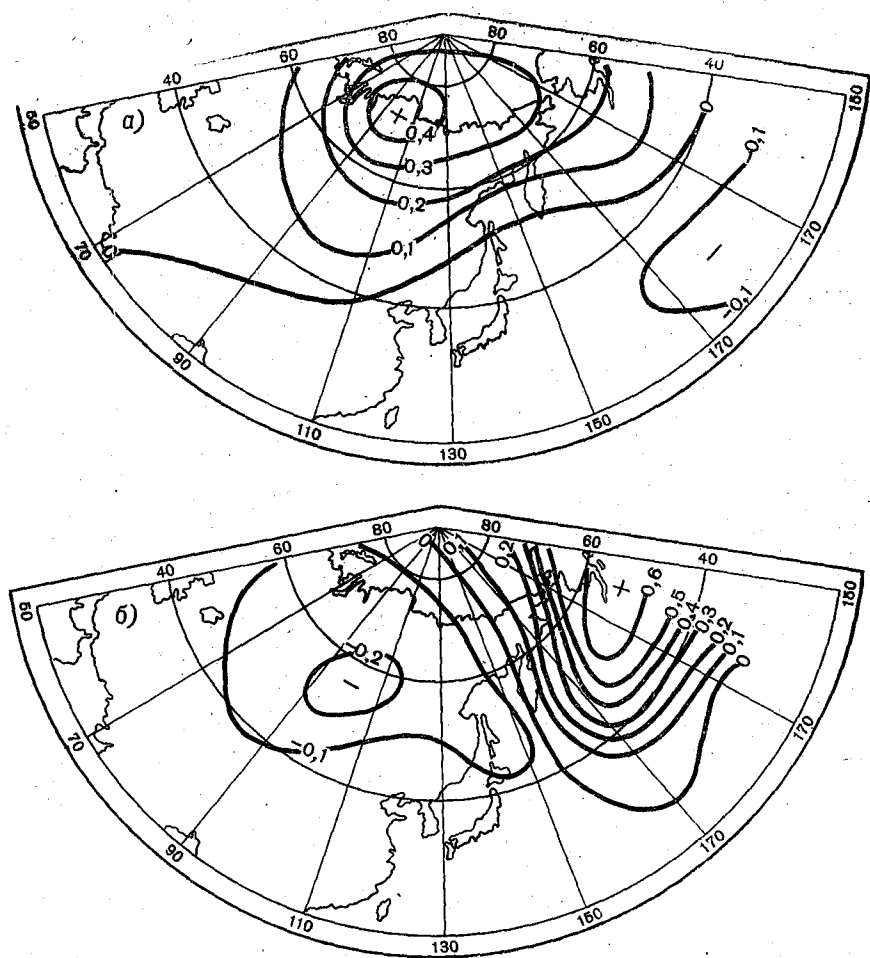


Рис. 1. Поля X_1 (а) и X_2 (б) на уровне моря.

уровне AT_{500} после X_3 имеет примерно такую же конфигурацию, но с более выраженной амплитудой колебания.

Поля остальных естественных функций X_j ($j \geq 4$) еще более распадаются на мелкие вихри.

Кроме визуального сопоставления полей X_j на двух уровнях, были рассчитаны косинусы углов между ними, так как поле точек данной функции можно рассматривать как вектор в i -мерном пространстве (i равно числу точек поля), а косинус угла является показателем близости векторов по всем их составляющим. В табл. 3 представлены косинусы углов между естественными векторами X_{ji} на уровне моря и X_{si} на AT_{500} .

Наиболее близкими оказались нормы векторов $j=1$ и $s=1$; $j=3$ и $s=3$; $j=5$ и $s=6$, хотя и в этих случаях сходство полей невелико. Для ряда векторов не обнаруживается четко выраженного соответствия на другой поверхности. Отчасти это происходит потому, что на AT_{500} наблюдается смещение по горизонтали центров пучностей в поле X_s , тогда как

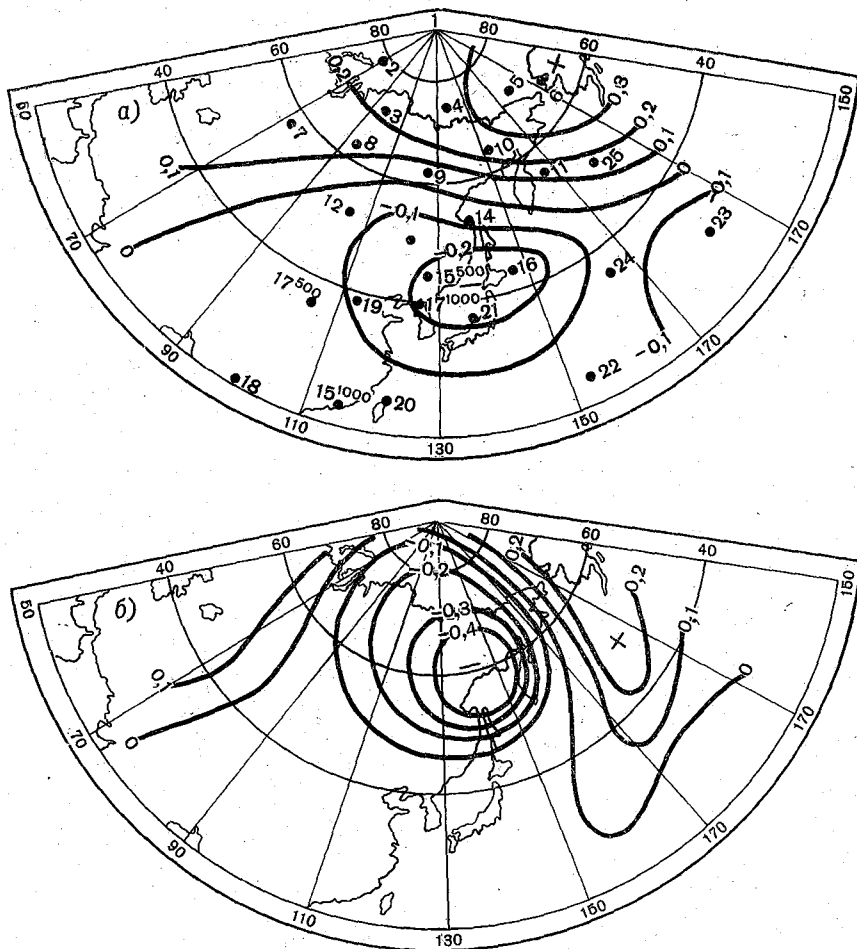


Рис. 2. Поля X_1 (а) и X_2 (б) на AT_{500} .

визуально конфигурация полей X_j и X_s имеет много общего. В частности, это замечание относится к X_2 и X_4 .

Как видно из просмотра первых двух естественных функций, на территориях, составляющих примерно $1/3$ территории северного полушария (I, II, III сектора), в поле этих функций укладывается либо часть волны, либо целая волна колебаний барического поля.

При анализе характера полей первых естественных функций представляет интерес использовать привычные представления о пространственной автокорреляции. С этой целью выделим центр пучности колебания в поле X_1 над III сектором, как наиболее выраженной части волны на уровне моря, и для него построим пространственную автокорреляционную связь с использованием всех точек поля. Таким центром примерно является точка 3 (Хатанга).

Таблица 3

Косинусы углов между X_j и X_s

j	s					
	1	2	3	4	5	6
1	0,67	0,50	0,06	-0,14	0,20	0,20
2	0,39	0,56	-0,38	-0,43	-0,39	0,18
3	-0,16	-0,42	-0,64	-0,16	0,03	0,24
4	-0,11	0,37	0,32	-0,32	0,43	0,39
5	-0,14	0,04	0,28	0,30	-0,22	0,80
6	-0,05	-0,17	-0,16	0,08	-0,44	0,07

На рис. 3 представлено поле таких моментов связи данных точки 3 (Хатанга) с данными во всех остальных точках поля. Сравнение рис. 1а (поле X_1) и рис. 3 (моменты связи для точки 3) показывает большое сходство двух полей в положении нулевой изолинии и в положении центров. Различие заключается в том, что в поле X_1 область положительной

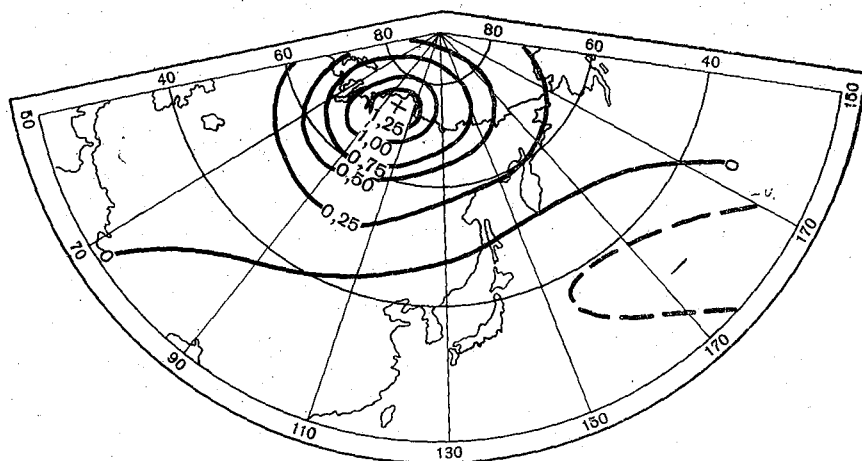


Рис. 3. Пространственная автокорреляция на уровне моря для давления в точке 3 (Хатанга).

связи слабее затухает (более равномерный градиент) и изолинии менее концентричны. Такое различие обусловлено тем, что в поле X_1 учтены взвешенные взаимные корреляционные связи многих точек. Так, пространственные моменты связи для точек 4, 5, 8 (не представленные здесь) характеризуются, как и для точки 3, одной общей особенностью: наряду с положительной почти круговой областью корреляции около каждой из этих точек имеется область отрицательной корреляции в южной части Азии и в Тихом океане, что характерно в целом для поля X_1 . Таким образом, эта группа точек является как бы базой для вектора X_1 , характеризующего статистически наиболее значимую корреляционную связь в пространстве. Тот факт, что эта связанная группа точек расположена вдоль северного побережья Азиатского материка, объясняет некоторую вытянутость рассматриваемого вихря вдоль меридиана в поле X_1 .

Таким образом, из анализа первой естественной функции вытекает как следствие представление об автокорреляции целой связной области в поле давления. По сравнению с обычной автокорреляцией в пространстве, построенной по значениям в отдельных точках, одним из преимуществ естественных функций является то, что описываемые колебания отражают более медленно затухающие (с расстоянием) колебания на плоскости.

Поле X_2 отражает влияние области алеутского центра действия и области давления над Сибирью.

Более мелкомасштабные естественные функции (X_i с большим порядковым номером) являются и более сложными. Они также характеризуют области влияния, но с точки зрения остаточной дисперсии, не уточненной первыми векторами, а поэтому и область влияния оказывается значительно меньшего радиуса.

Таким образом, в полях первых, наиболее крупномасштабных естественных функций выделяются самые сильные пространственные связи над рассматриваемой территорией как по значению, так и по радиусу действия. Они дают представление об основных областях в полях метеоэлемента, влияние которых наиболее существенно распространяется на окружающую территорию, а также выявляют последовательность таких областей по их значимости влияния на окружающие районы.

В частности, на уровне моря в зимних условиях над III сектором статистически наиболее значимой областью давления является область над северо-западной частью Сибири (Хатанга — Новая Земля), затем район Алеутских островов и средняя часть Азиатского материка на широте Якутска, Камчатки и Иркутска (X_3).

В заключение отметим, что естественные функции, характеризующие основные колебания в полях рассматриваемого метеорологического элемента, могут быть весьма полезны для дальнейшего разностороннего статистического анализа метеорологических полей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Яковлева Н. И., Мещерская А. В., Кудашкин Г. Д. Исследование полей давления (геопотенциала) методом разложения по естественным составляющим. Тр. ГГО, вып. 165, 1964.
2. Яковлева Н. И., Мещерская А. В. Анализ барического поля над северным полушарием методом разложения по естественным ортогональным функциям. Тр. ГГО, вып. 168, 1965.
3. Сохрина Р. Ф., Челпанова О. М., Шарова В. Я. Давление воздуха, температура воздуха, атмосферные осадки северного полушария (атлас карт). Гидрометеиздат, Л., 1959.
4. Руховец Л. В. Многоуровневая модель прогноза поля геопотенциала, основанная на малом числе параметров. Тр. ГГО, вып. 151, 1964.

О СИНХРОННЫХ СВЯЗЯХ АНОМАЛИЙ ДАВЛЕНИЯ (ГЕОПОТЕНЦИАЛА) НАД РАЗЛИЧНЫМИ СЕКТОРАМИ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

Вопросы сопряженности крупномасштабных процессов над различными районами полушария представляют большой интерес для метеорологов. Но несмотря на то что сам факт взаимной связи между процессами над отдельными участками полушария не подлежит сомнению, остается еще много неясностей в количественных оценках таких связей. Трудность исследования данного вопроса заключается в отыскании таких крупномасштабных характеристик полей метеорологического элемента для конкретных районов и периодов, которые содержали бы то общее, что существует в процессах над полушарием. Хорошо известно, что не всякие средние величины пригодны для этой цели.

В настоящее время широкое распространение получили различные количественные индексы для оценки интенсивности циркуляции как в целом для полушария, так и для отдельных районов. Большинство индексов характеризуют степень зональности или меридиональности в рассматриваемых процессах. Однако в атмосфере далеко не всякий процесс можно строго оценить по зональному или меридиональному шаблону.

Как следует из анализа полей давления (геопотенциала) с помощью метода разложения по естественным составляющим [5], в атмосфере можно выделить так называемые естественные колебания (или естественные функции X_{ji} , являющиеся функциями координат), не имеющие в целом четкой зональной или меридиональной структуры. Можно только говорить о квазизональности или квазимеридиональности над отдельными небольшими участками полушария (см. X_1, X_2 в работе [5]).

В целом же естественные колебания имеют вид стоячих волн с рядом пучностей, неодинаково сильно выраженных над различными районами полушария.

Представляет интерес провести исследование вопросов сопряженности процессов в атмосфере с использованием коэффициентов разложения a_{jk} по естественным функциям (коэффициенты a_{jk} являются функцией только времени). Такие коэффициенты (параметры) a_{jk} дают количественную оценку интенсивности естественных колебаний (X_{ji}) в атмосфере за конкретные дни. За счет быстрой сходимости ряда по естественным функциям для анализа крупномасштабных процессов можно использовать всего лишь несколько первых коэффициентов. Так, в работах [2, 3, 4] отмечалось, что для полей давления (геопотенциала) над территорией, составляющей примерно $1/3$ территории северного полушария, на первый коэффициент разложения приходится около 20% суммарной дисперсии поля, на первые четыре — 60%. Кроме того, именно

первые параметры характеризуют и наиболее крупномасштабные черты циркуляции.

При расчете коэффициентов разложения из исходных данных за каждый день исключалась норма — средняя величина давления по времени (по используемой статистической выборке). Поэтому коэффициенты описывают ту часть давления, которая ответственна за формирование аномалий циркуляций каждого дня.

Мы воспользовались результатами разложения полей [2, 3, 4] над тремя секторами северного полушария:

I сектор (Атлантико-Европейский) в диапазоне широт по φ от 80 до 35°, долгот по λ от 40° з. д. до 90° в. д.;

II сектор (Американский) — по φ от 82 до 20°, по λ от 160 до 35° з. д.;

III сектор (Азиатско-Тихоокеанский) — по φ от 80 до 20°, по λ от 90° в. д. до 160° з. д.

При этом рассматривалась для трех районов статистическая выборка данных за одни и те же даты в объеме 140 случаев для зимнего периода (декабрь — март 1957—1963 гг.), причем даты отстояли друг от друга на 2—3 дня и более.

В данном анализе использовались первые четыре коэффициента разложения барических полей по естественным функциям на уровне моря и на AT_{500} . Найдены различные комбинации корреляционных связей между коэффициентами a_{jk} ($j=1\div 4$) на двух уровнях для трех секторов. Коэффициенты корреляции R представлены в табл. 2, причем только те из них, которые превышают $3\sigma_R$ (утроенную среднюю квадратическую ошибку R), т. е. наиболее значимые коэффициенты корреляции.

Прежде чем перейти к анализу связей между процессами над секторами с помощью параметров a_{jk} (j — порядковый номер параметра, k — индекс, изменяющийся ото дня ко дню), рассмотрим, какова зависимость между параметрами по высоте (на двух уровнях) над каждым сектором. Следует иметь в виду, что такого рода связи по высоте (с помощью параметров a_{jk}) характеризуют степень соответствия процессов на двух уровнях в целом над рассматриваемым районом, так как параметр разложения является только функцией времени и не зависит от координат точек поля. Как показал анализ, зависимость в параметрах поля давления (уровень моря) и поля геопотенциала (AT_{500}) определяется в первую очередь степенью схожести соответствующих естественных функций (X_{jk}) над рассматриваемой территорией. Соответствие естественных функций определялось величиной косинусов угла между X_{ji} (j — порядковый номер функции на уровне моря, i — номер точки) и X_{si} (s — порядковый номер функции на AT_{500}), если X_{ji} и X_{si} рассматривать как векторы в i -мерном фазовом пространстве. В табл. 1 представлены величины косинусов угла ($\cos \alpha$) между X_{ji} и X_{si} над I и II секторами.

Значения $\cos \alpha$ над III сектором и в целом над полушарием даны в работах [4, 5].

Из рассмотрения табл. 1 и 3 работы [4] следует, что наиболее хорошее соответствие естественных функций X_j и X_s (наибольшие значения $\cos \alpha$) наблюдается над II и I секторами. Так, над II сектором $\cos \alpha = 0,85$ для $j=s=1$; $\cos \alpha = 0,67$ для $j=s=2$ и $0,82$ для $s=j=4$. Над I сектором все четыре рассматриваемые функции на двух уровнях можно объединить попарно при косинусах углов от 0,81 до 0,67: для $j=3, s=1$; $j=1, s=4$; $j=2, s=3$; $j=4, s=2$.

Над III сектором наибольшее значение косинуса получено для $j=s=1$ и то равное только 0,67. Над северным полушарием в целом [5] самое сильное подобие получено для $s=j=1$; в этом случае $\cos \alpha = 0,81$.

Таблица 1

Косинусы углов между естественными векторами (X_j и X_s)
в одном и том же секторе на уровне моря и на AT_{500}

X_j	X_s							
	I сектор				II сектор			
	X_1	X_2	X_3	X_4	X_1	X_2	X_3	X_4
X_1	0,30	0,30	0,38	0,72	0,85	0,34	0,24	0,02
X_2	0,42	0,54	0,69	0,02	0,20	0,67	0,45	0,04
X_3	0,81	0,31	0,15	0,36	0,04	0,13	0,23	0,82
X_4	0,06	0,67	0,44	0,53	0,32	0,03	0,44	0,13

Таким образом, следует отметить, что наибольшее соответствие между естественными функциями на уровне моря и AT_{500} приходится на первое колебание (X_1) для различных частей северного полушария и для полушария в целом. Следовательно, первое колебание описывает то общее, что характерно для глобальных процессов по всей толще, по крайней мере в нижней тропосфере (до AT_{500}).

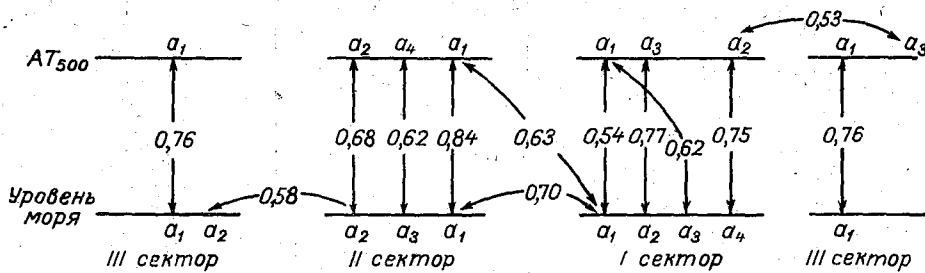


Рис. 1. Схема корреляционных связей между коэффициентами разложения a_{jk} и a_{sk} над тремя секторами полушария ($R \geq 0,50$).

Наилучшее соответствие первых 3—4 колебаний по высоте наблюдается над II и I секторами.

Проведенный анализ соответствия естественных функций по высоте облегчает рассмотрение корреляционных связей между коэффициентами разложения на уровне моря и AT_{500} над секторами (табл. 2). Как следует из табл. 2, наибольшая зависимость по высоте между a_{jh} и a_{sk} получается, как правило, когда X_{ji} и X_{si} наиболее схожи между собой. Однако если степень соответствия между естественными функциями по высоте над I и II секторами, определяемая по косинусам, была примерно одинаковой ($\cos \alpha$ изменялся от $-0,67$ до $-0,81$ в I секторе и от $0,67$ до $0,85$ во II секторе), то корреляция между соответствующими коэффициентами разложения несколько выше над II сектором. Так, над II сектором коэффициенты корреляции меняются от $0,62$ до $0,84$ (причем $R=0,84$ приходится на первый параметр), а над I сектором — от $0,47$ до $0,77$ ($R=0,77$ для $j=2, s=3$). Наиболее сильные зависимости ($R \geq 0,50$) между a_{jh} на двух уровнях представлены схематично на рис. 1.

Тот факт, что над II и I секторами корреляция параметров a_{jh} и a_{sk} более сильная, чем над III сектором, объясняется тем, что в первых колебаниях (см. рис. 2, 3 из [5]) наиболее сильно выраженные пучности на двух уровнях в основном приходятся на выделенные нами II и I секторы.

Коэффициенты корреляции между a_{jk}

		I сектор								II сек			
		уровень моря				AT ₅₀₀				уровень моря			
		a_1	a_2	a_3	a_4	a_1	a_2	a_3	a_4	a_1	a_2	a_3	a_4
I сектор AT ₅₀₀	a_1	0,54		0,62						0,30			
	a_2				0,75								
	a_3	0,30	0,77							-0,46			
	a_4	0,47		0,46	0,34								
Уровень моря	a_1					0,54	0,31	+0,30	0,47	0,70			
	a_2							+0,77		0,35			
	a_3					0,62			0,46				
	a_4						0,75		0,34			-0,37	0,30
II сектор AT ₅₀₀	a_1	0,63	0,29		-0,33		0,43	-0,43		0,84			
	a_2	0,27								0,46	0,68		
	a_3										0,36		
	a_4				0,29							0,62	
Уровень моря	a_1	0,70	0,35			0,30		-0,46					
	a_2												
	a_3				-0,37								
	a_4				0,30								
III сектор AT ₅₀₀	a_1	0,42							0,27	0,44			
	a_2										0,28		
	a_3			0,39	-0,31	-0,33	0,53					0,26	
	a_4										-0,37		
Уровень моря	a_1	0,35					0,28			0,27			
	a_2									0,30	0,58		
	a_3	-0,41								-0,35			
	a_4						0,26				0,32		

Наибольший интерес представляет анализ зависимостей между параметрами барических полей разных секторов (a_{jk}^I , a_{jk}^{II} , a_{jk}^{III}). В данной работе рассматриваются только синхронные связи. Значения коэффициентов представлены в табл. 2 и схематично на рис. 1.

Синхронная связь оказалась наиболее сильной между a_1^I и a_1^{II} на уровне моря ($R=0,70$). Эта связь дополнительно была проверена на большом независимом материале в объеме 900 зимних случаев за период с 1920 по 1963 г. (по 300 случаев за каждый месяц — январь, февраль, март)¹. Несмотря на то что диапазон времени охватывает почти столетие, коэффициент между параметрами разложения над I и II секторами на уровне моря получился довольно высоким ($0,63 \pm 0,02$).

¹ При расчете R из значений a_{jk} вычиталась средняя за месяц.

Таблица 2

над разными секторами (на двух уровнях)

гор				III сектор							
AT ₅₀₀				уровень моря				AT ₅₀₀			
a_1	a_2	a_3	a_4	a_1	a_2	a_3	a_4	a_1	a_2	a_3	a_4
0,43				0,28			0,26			—0,33	
—0,43										0,53	
								0,27			
0,63	0,27			0,35		—0,41		0,42			
0,29											
										0,39	
—0,33			0,29							—0,31	
						—0,34		0,28			
					0,39		0,28	0,45	0,30		—0,42
					—0,27						
0,84	0,46			0,27	0,30	—0,35		0,44			
	0,68	0,36			0,58		0,32		0,28		—0,37
			0,62							0,26	
0,28	0,45			0,76	0,28						
	0,30			0,28	0,32	0,39	0,38				
					0,39	0,41					
	—0,42				0,31		0,42				
								0,76	—0,28		
	0,39		—0,27					0,28	0,32	0,39	0,31
—0,34									0,39	0,41	
	0,28								0,38		0,42

Таким образом, выявленную синхронную связь можно считать не случайной. Эту зависимость в процессах над секторами легко понять, если рассмотреть первое основное колебание (поле X_1 , см. [5]) над северным полушарием. Объединяющим фактором в циркуляции над рассматриваемыми секторами является мощный вихрь (пучность колебания) с центром в юго-восточной части Гренландии. Вместе с тем, как отмечалось в работах [4, 5], пучности в естественных колебаниях характеризуют районы с наиболее значимыми пространственными связями в поле метеорологического элемента, следовательно, связность процессов в районе пучностей статистически наиболее сильная. Вклад первой естественной функции X_1 (определяемый a_1) в формирование ежедневных аномалий давления над I и II секторами оказывается, таким образом, очень велик, особенно над уровнем моря.

Как следствие сильной связи между первыми параметрами разложения a_{1k} на уровне моря и AT_{500} над II сектором получена довольно хорошая зависимость между a_1^{II} на AT_{500} и a_1^I на уровне моря ($R=0,63$).

Таким образом, по первому параметру a_1 над Американским сектором (на любом из уровней от уровня моря до AT_{500} по крайней мере) можно оценить интенсивность циркуляции на уровне моря над I сектором. Аналогичный вывод получен в работе Е. В. Воробьевой [11] на основе синоптического анализа. При этом Воробьева количественную оценку интенсивности циркуляции над Американским сектором производила с помощью индексов А. Л. Каца. К этому вопросу вернемся еще раз в конце статьи.

Корреляционные связи параметров a_{jk} над I или II секторами с параметрами III сектора выражены слабее. Так, коэффициент корреляции R между a_2^{II} и a_2^{III} на уровне моря равен 0,58. Эта зависимость определяется особенностями второго колебания (см. X_2 в [5]), а именно, статистической значимостью действия алеутского минимума и таймырского максимума.

Синхронные связи между параметрами на уровне AT_{500} над тремя секторами, по-видимому, более сложные; они не определяются каким-то одним параметром.

Рассмотрим еще один вид зависимости: между параметрами разложения над секторами и параметрами над всем северным полушарием. Величины параметров разложения над северным полушарием a_{jk}^n рассчитаны по естественным функциям с использованием сетки, состоящей из 76 точек над полушарием [5].

Такой вид зависимости позволяет выяснить вес процессов над секторами, описываемых параметрами a_{jk} , в процессах, происходящих в целом над полушарием a_{jk}^n . Оценка таких связей представлена в табл. 3. Как следует из этой таблицы, первый параметр над полушарием a_1^n на уровне моря в основном определяется циркуляцией прежде всего над II сектором ($R=0,95$) и над I сектором ($R=0,83$). Второй параметр над полушарием a_2^n определяется главным образом вкладом циркуляции над II сек-

Таблица 3

Коэффициенты корреляции между a_{jk}^n и a_{jk} над секторами

	I сектор				II сектор				III сектор			
	a_1	a_2	a_3	a_4	a_1	a_2	a_3	a_4	a_1	a_2	a_3	a_4
Уровень моря												
a_1^n	0,83	0,29	0,10	-0,20	0,95	0,13	0,04	0,03	0,40	0,31	-0,42	0,13
a_2^n	-0,19	0,38	-0,34	0,49	0,08	0,69	-0,13	-0,08	-0,44	0,70	0,12	0,11
a_3^n	0,19	-0,58	-0,35	0,12	-0,04	0,42	-0,18	0,35	0,42	0,25	0,41	0,13
a_4^n	-0,11	0,03	0,77	0,37	-0,06	0,31	-0,30	0,12	0,27	0,06	-0,05	0,22
AT_{500}												
a_1^n	0,30	0,64	-0,48	0,23	0,88	0,29	-0,07	0,09	0,51	0,13	0,33	-0,13
a_2^n	0,66	-0,48	-0,09	0,25	-0,07	0,56	-0,16	-0,18	0,05	0,21	-0,69	-0,09
a_3^n	-0,28	0,10	0	-0,35	-0,18	0,50	0,14	-0,01	0,20	0,66	0,15	-0,25
a_4^n	0,55	0,42	0,37	-0,40	-0,09	-0,28	0,11	0,25	-0,18	0,20	0,06	0,32

тором ($R=0,69$) и над III сектором ($R=0,70$). В параметр a_3^n вклады почти всех секторов одинаковы, в параметре a_4^n превалирует связь с I сектором ($R=0,77$). На AT_{500} a_1^n определяется, как и на уровне моря, прежде всего вкладом a_1 над II сектором ($R=0,88$) и в меньшей степени вкладом a_{jk} над I сектором ($R=0,30 \div 0,64$) и над III сектором ($R=0,33 \div 0,51$) и т. д.

Таким образом, наиболее четкая и сильная зависимость первых параметров над полушарием a_{1k}^n с a_{1k}^{II} на двух уровнях (R равно 0,95 и 0,88). Это означает, что в значительной степени интенсивность первого колебания за данный день над полушарием можно определить по II сектору. Вместе с тем, поскольку первый параметр над I сектором (уровень моря) тоже неплохо коррелирует с a_1^n ($R=0,83$), то уже отсюда следует подтверждение того, что между первыми параметрами a_1 над этими двумя секторами существует хорошая корреляция.

Второй параметр (a_2^n) над северным полушарием на уровне моря одновременно коррелирует с a_2 над II и III секторами ($R=0,70$), следовательно, и между этими параметрами (a_2) над II и III секторами существует корреляция, которая отмечалась выше.

В остальных случаях связи между параметрами a_{jk}^n над северным полушарием и секторами (a_{jk}) выражены слабее. Однако не исключено, что дальнейший анализ таких связей на значительно большем статистическом материале будет весьма полезным для более подробного исследования закономерностей атмосферных процессов.

Таким образом, с помощью естественных функций барического поля удается установить основные корреляционные связи в ходе естественных временных параметров (a_{jk}) между различными участками северного полушария и на различных уровнях. В связи с этим существующую сопряженность процессов довольно легко оценить количественно. Кроме того, по характеру естественных колебаний (поле X_j) можно судить о тех статистических особенностях в полях давления и геопотенциала, которые послужили основой для выявления зависимости между параметрами различных уровней и секторов.

Поскольку используемые в данной работе индексы циркуляции, являющиеся коэффициентами разложения полей давления по естественным ортогональным функциям, ранее нигде не использовались и непривычны в употреблении, представляет интерес произвести сопоставление их с уже известными индексами циркуляции.

В настоящее время широкую популярность получили индексы I_3 , I_m А. Л. Каца [6] и гидродинамический индекс зональности α [7]. Мы воспользовались опубликованными ежедневными данными индекса α в работах [7, 9, 10] и индекса Каца в работе [8].

Для дат используемой нами статистической выборки в объеме 140 случаев (за 1957—1963 гг., декабрь — март) выписаны индексы α над северным полушарием на AT_{500} и AT_{700} , зональные и меридиональные индексы Каца, рассчитанные по средним градиентам геопотенциала в поясе $70-35^\circ$ с. ш. на AT_{500} по каждому из трех секторов полушария.¹ Кроме того, Воробьева любезно предоставила нам ежедневные зональные индексы А. Л. Каца, рассчитанные ею над Американским сектором на AT_{500} , но не по средним градиентам геопотенциала, как это было сделано в работе [8], а по числу пересечений изогипс с семью меридианами над сектором.

¹ Три сектора у А. Л. Каца и в данной работе соответствуют друг другу, но их порядковый номер различается; при сопоставлениях индексов циркуляции принята наша нумерация.

Все перечисленные индексы коррелировались с первыми коэффициентами a_{jk} ($j=1 \div 4$) разложения полей давления и геопотенциала AT_{500} по естественным функциям над тремя секторами и в целом над полушарием. Полученные коэффициенты корреляции R представлены в табл. 4. Для облегчения просмотра таблицы выписаны только R , значения которых в 3 раза превосходит свою среднюю квадратическую ошибку σ_R .

Из табл. 4 следует, что гидродинамический индекс зональности α имеет корреляционную зависимость с a_{jk} ($j=1 \div 4$) над всеми секторами полушария и над полушарием в целом, определяемую коэффициентом R в диапазоне 0,27—0,65. Выявляется более четкая зависимость α с первым параметром a_1 (0,45—0,65). Некоторое исключение составляет I сектор, где корреляционная связь α с параметрами не определяется главным образом первым параметром; так, индекс α на AT_{500} связан с a_3 и a_4 , а на уровне моря — с a_1 и a_3 .

Коэффициенты корреляции α с параметрами a_{1k}^n и a_{jk} над отдельными секторами не различаются сильно. Судя по индексу α , над II и III секторами квазизональность выражена сильнее (более высокие R), чем над I сектором, что в целом находится в соответствии с характером естественных функций и прежде всего с X_1 (см. [5]). Интересно, что α на AT_{500} и AT_{700} коррелирует почти одинаково с a_{sk} на AT_{500} и a_{jk} на уровне моря. Поэтому та квазизональность атмосферы, которая определяется индексом α на одном из уровней атмосферы, характерна для значительной части атмосферы, по крайней мере в рассматриваемом слое AT_{500} — уровне моря. Таким образом, это еще раз подтверждает тот факт, что первый параметр a_1 (а следовательно, X_1) выделяет из барических полей то, что наиболее характерно для всей толщи нижней тропосферы (до AT_{500}).

Рассмотрим связь параметров a_{jk} с индексами Каца. В табл. 4 (строки 4—9) даны коэффициенты корреляции между a_1, a_2, a_3, a_4 и индексами I_3 и I_m над соответствующими секторами. Во-первых, следует заметить, что I_3 имеют несколько более сильную связь с a_{sk} на AT_{500} (R меняется от 0,27 до 0,71), чем I_m (R меняется от 0,27 до 0,61); во-вторых, так же как было с α , во II и III секторах I_3 имеет больший коэффициент корреляции с a_{sk} (0,48—0,71), чем в I секторе (0,43—0,57). Кроме того, индексы I_3 ненамного хуже коррелируют с a_{jk} на уровне моря, чем с a_{sk} на AT_{500} , т. е. то же, что было отмечено при анализе гидродинамического индекса α .

В табл. 4 (строка 3) представлен коэффициент связи между теми же a_{jk} и зональным индексом Каца I_3^0 , но рассчитанным по числу пересечений изогипс AT_{500} с меридианами над II сектором. Этот индекс Каца еще лучше коррелирует с a_1 (II сектор) на AT_{500} ($R=0,77$) и, кроме того, сильно коррелирует с a_1 на уровне моря (II сектор) ($R=0,83$). Как следствие связи a_1 II сектора с a_1 I сектора на уровне моря (см. табл. 2), индекс I_3^0 коррелирует с a_1 I сектора на уровне моря ($R=0,70$). Таким образом, I_3^0 в отличие от индекса I_3 довольно четко следует за ходом параметра a_{jk} над II сектором.

Следовательно, два разных способа определения индекса Каца по-разному определяют интенсивность циркуляции. Точнее отражает истинное состояние поля геопотенциала над рассматриваемой территорией индекс Каца, определяемый по числу пересечений изогипс с меридианами, а потому и связь его с естественным индексом циркуляции a_{jk} более тесная. При таком способе определения индекса Каца с помощью I можно выявить связи между процессами над различными секторами,

Таблица 4
Коэффициенты корреляции между гидродинамическими индексами α , индексами Каца I и a_{jk} над секторами и северным полушарием

Индекс	Сектор	I сектор								II сектор							
		уровень моря				AT ₅₀₀				уровень моря				AT ₅₀₀			
		a_1	a_2	a_3	a_4	a_1	a_2	a_3	a_4	a_1	a_2	a_3	a_4	a_1	a_2	a_3	a_4
1	α_{700}	0,49		0,40				0,27	0,43	0,62				0,50	0,46		
2	α_{500}	0,41		0,35					0,39	0,57				0,45	0,45		
3	I_3^0	0,70	0,26					0,33	0,36	0,83				0,77	0,45		
4	I_M			0,33		0,28											
5	I_S	0,57		0,50		0,43							0,34				
6	I_M					0,33				0,68				0,71	0,27		
7	I_S	0,25								0,30	0,30						0,27
8	I_M																
9	I_S					0,29		0,27	0,33								
Индекс	Сектор	III сектор								Северное полушарие							
		уровень моря				AT ₅₀₀				уровень моря				AT ₅₀₀			
		a_1	a_2	a_3	a_4	a_1	a_2	a_3	a_4	a_1	a_2	a_3	a_4	a_1	a_2	a_3	a_4
1	α_{700}	0,55				0,66				0,65				0,53	0,29		0,34
2	α_{500}	0,50				0,65				0,58				0,48	0,31		0,29
3	I_3^0	0,25	0,34			0,38				0,82				0,72	0,29		
4	I_M																
5	I_S																
6	I_M																
7	I_S																
8	I_M				0,40	0,37	0,61										
9	I_S	0,48				0,64	0,32	0,33									

тогда как индексы I_3 и I_m , определяемые по средним градиентам геопотенциала над секторами, слабо коррелируют между собой ($R \approx 0,1 \div 0,2$). Этим можно отчасти объяснить успех Е. В. Воробьевой в выявлении сопряженности процессов Американского и Европейско-Атлантического секторов [11], поскольку в ее работе для оценки интенсивности циркуляции используется индекс I_3^0 .

На этом примере убедительно видна практическая ценность параметров разложения a_{jk} для анализа метеорологических полей. Только с помощью тех индексов, которые лучше соответствуют естественным параметрам, можно выявить сопряженность атмосферных процессов над различными участками Земли.

Следует отметить далее, что поскольку наиболее тесная связь различных зональных индексов циркуляции проявляется прежде всего с первым естественным параметром a_1 , следовательно, величина вклада первого естественного колебания (см. X_1 в [5]) в циркуляцию данного дня характеризует одновременно усиление или ослабление и общего зонального переноса в атмосфере. При этом в соответствии с полем X_1 движение в атмосфере в зимнее время происходит с центром не в районе полюса, а около Гренландии, т. е. оси вращения Земли и воздуха смещены. Поэтому для определения интенсивности циркуляции по исходным данным, вообще говоря, следовало бы рассматривать разность давлений не между полюсом и экватором, а между центром пучности первого колебания (в поле X_1 , юго-восток Гренландии) и экватором.

В заключение отметим, что, с одной стороны, естественные параметры a_{jk} коррелируют с широко известными индексами циркуляции Каца (до 0,80) и гидродинамическим индексом α (до 0,68), с другой стороны, естественные параметры имеют ряд преимуществ в анализе метеорологических полей. Во-первых, они являются коэффициентами разложения не по специальным, заранее заданным функциям, а по оптимальным естественным функциям, отражающим статистические особенности полей рассматриваемого элемента. Во-вторых, с их помощью можно более эффективно выделить то общее, что характерно для атмосферных процессов над территориями больших размеров. Это позволяет произвести количественные оценки интенсивности циркуляции и получить зависимости между процессами над различными участками полушария за любые конкретные периоды времени. Вместе с тем, оценивая интенсивность циркуляции, можно указать одновременно на то, какие особенности естественных функций проявились в данный день (влияние того или иного барического центра действия и т. д.).

ЛИТЕРАТУРА

1. Багров Н. А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих. Тр. ЦИП, вып. 74, 1959.
2. Яковлева Н. И., Мещерская А. В., Кудашкин Г. Д. Исследование полей давления (геопотенциала) методом разложения по естественным составляющим. Тр. ГГО, вып. 15, 1964.
3. Яковлева Н. И., Мещерская А. В. Анализ барического поля над северным полушарием методом разложения по естественным ортогональным функциям. Тр. ГГО, вып. 168, 1965.
4. Яковлева Н. И., Чувашина И. Е., Леднева К. В. Статистическое описание полей давления (геопотенциала) над Азиатско-Тихоокеанским сектором с помощью естественных функций. См. наст. сб.

5. Яковлева Н. И., Чувашина И. Е., Кудашкин Г. Д. Уточнение естественных ортогональных функций поля давления (геопотенциала) над северным полушарием. См. наст. сб.
6. Кац А. Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы. Гидрометеиздат, Л., 1960.
7. Машкович С. А., Добрышман Е. М., Хейфец Я. М. Характеристики зональной циркуляции. Гидрометеиздат, М., 1958.
8. Погосян Х. П., Павловская А. А., Шабельникова М. В. Взаимосвязь процессов в тропосфере и атмосфере северного полушария. Гидрометеиздат, Л., 1965.
9. Тр. ММЦ, вып. 5, 1965.
10. Машкович С. А., Хейфец Я. М. О некоторых характеристиках зональной циркуляции атмосферы над северным полушарием за период Международного геофизического года. Тр. ЦИП, вып. 111, 1961.
11. Воробьева Е. В. Сопряженность атмосферных процессов в северном полушарии. Гидрометеиздат, Л., 1962.

В. Б. АФАНАСЬЕВА, Н. П. ЕСАКОВА, В. М. ТИТОВ

СТАТИСТИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ПОЛЕЙ СНЕЖНОГО ПОКРОВА МЕТОДОМ РАЗЛОЖЕНИЯ ПО ЕСТЕСТВЕННЫМ ОРТОГОНАЛЬНЫМ ФУНКЦИЯМ

Метод разложения метеорологических полей по естественным ортогональным функциям и использование параметров разложения для описания полей метеорологических элементов в настоящее время получает все большее применение.

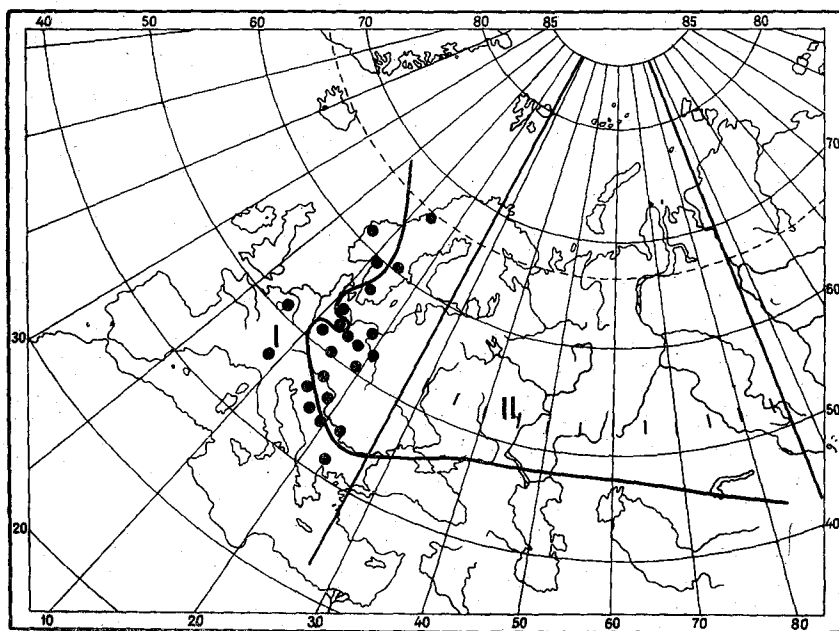


Рис. 1. Положение границы снежного покрова в 3-й декаде марта 1958 г. в районах I и II.

Значение метеорологического элемента в любой точке поля представляется в виде суммы естественных составляющих

$$f(S_i, t_k) = \sum_{j=1}^n a_{jk} X_{ji}.$$

В отличие от других способов аналитического представления полей с помощью специальных, заранее известных функций, в этом методе есте-

ственные составляющие определяются статистически из совокупности полей и потому физически более обоснованы.

Преимущество данного метода разложения заключается в том, что функции X_{ji} , по которым производится разложение, являются оптимальными, ряд имеет высокую скорость сходимости, и представление эмпирической функции $f(S_i, t_k)$ с высокой степенью точности возможно первыми немногими членами ряда.

При разработке декадного статистического прогноза температуры [1—4] в ГГО были получены высокие коэффициенты корреляции между температурой и данными по снежному покрову, вследствие чего этот элемент был включен в число предикторов при составлении декадного прогноза температуры. В последнее время под руководством М. И. Юдина был разработан статистический метод прогноза температуры для южных районов СССР, где использованы не значения элементов на станциях, а коэффициенты, полученные в результате разложения по естественным ортогональным функциям [5, 6, 7]. В этом методе в качестве предикторов используются коэффициенты разложения полей снежного покрова по естественным ортогональным функциям.

Разложение по естественным функциям для полей снежного покрова применяется впервые, поэтому пришлось останавливаться и на ряде вопросов методического характера. Исследования были проведены для двух районов. Район I охватывает территорию Западной и Центральной Европы, район II — Европейскую территорию СССР (ЕТС) и Западную Сибирь (рис. 1).

Граница снежного покрова на протяжении выбранных районов имеет довольно резкие различия, заключающиеся в разной ее ориентации. Если

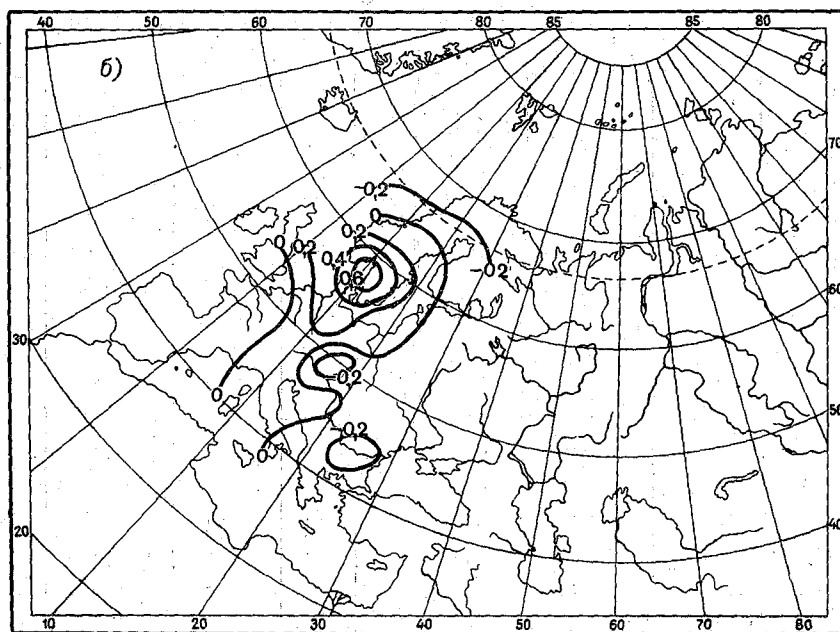
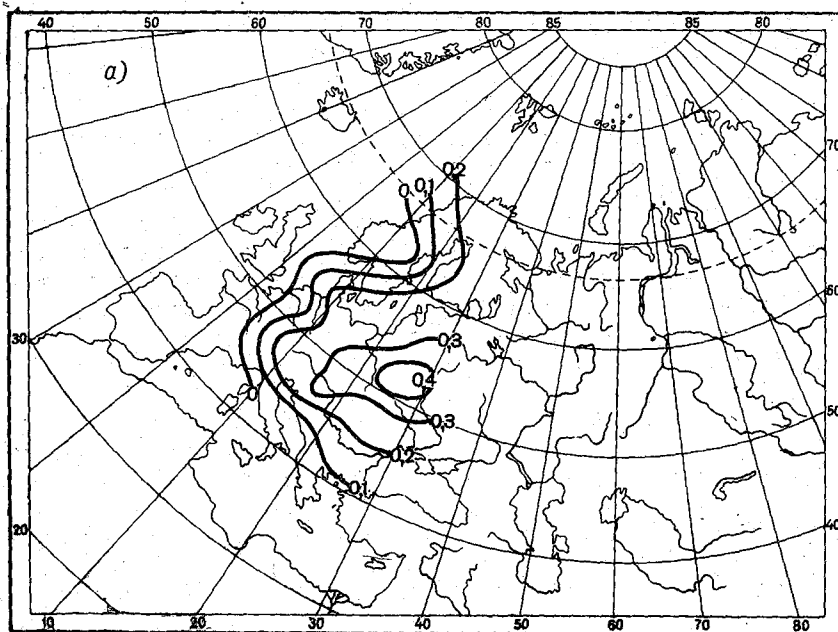
Таблица 1

Оценка разложения полей снежного покрова по территории Центральной и Западной Европы

j	λ_j	$\sum_{j=1}^n \lambda_j$	$\frac{\lambda_j}{\sum_{j=1}^{23} \lambda_j} \%$	$\frac{\sum_{j=1}^n \lambda_j}{\sum_{j=1}^{23} \lambda_j}$	j	λ_j	$\sum_{j=1}^n \lambda_j$	$\frac{\lambda_j}{\sum_{j=1}^{23} \lambda_j} \%$	$\frac{\sum_{j=1}^n \lambda_j}{\sum_{j=1}^{23} \lambda_j}$
1	88,1	88,1	49,6	49,6	13	1,5	173,2	0,9	97,2
2	20,8	108,9	11,1	60,7	14	1,0	174,2	0,6	97,8
3	13,2	122,1	7,4	68,1	15	0,9	175,1	0,5	98,3
4	11,8	133,9	6,7	74,8	16	0,8	175,9	0,4	98,7]
5	8,0	141,9	4,5	79,3	17	0,5	176,4	0,3	99,0
6	7,1	149,0	4,0	83,3	18	0,4	176,8	0,3	99,3
7	6,0	155,0	3,4	86,7	19	0,3	177,1	0,2	99,5
8	5,3	160,3	3,0	89,7	20	0,2	177,3	0,2	99,7
9	4,4	164,7	2,5	92,2	21	0,1	177,4	0,1	99,8
10	2,8	167,5	1,6	93,8	22	0,1	177,5	0,1	99,9
11	2,3	169,8	1,4	95,2	23	0,0	177,5	0,1	100,0
12	1,9	171,7	1,1	96,3					

$$\sum_{j=1}^{23} \lambda_j = 177,5$$

Примечание. λ_j — собственные числа, выраженные в (числах дней со снегом в декаде)².



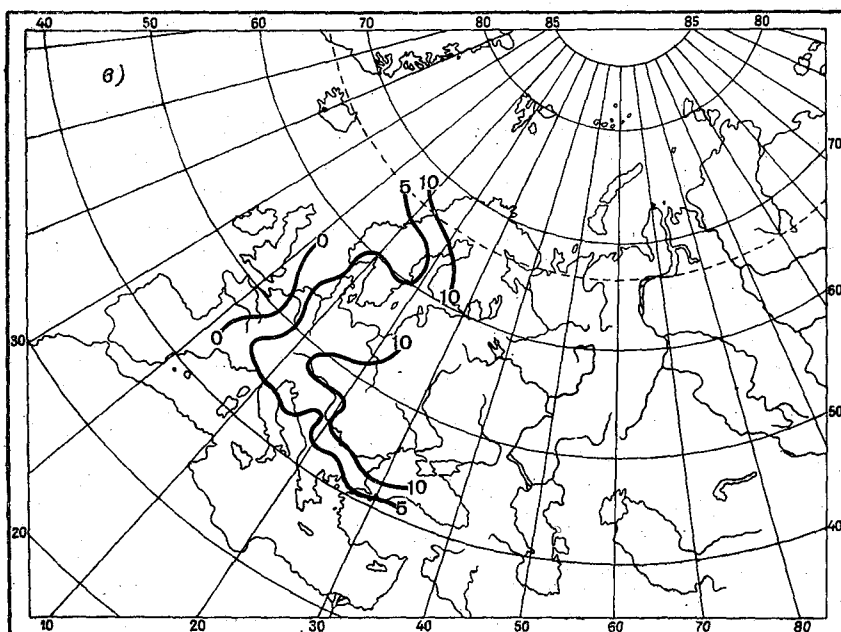


Рис. 2. Карты полей естественных функций X_1 (а) и X_2 (б) и дисперсии (в) снежного покрова по району 1.

на ЕТС и в Западной Сибири во все сезоны положение границы снежного покрова близко к широтному, то на территории Западной и Центральной Европы оно приближается к меридиональному. Учитывая зональность положения границы снежного покрова в районе II, было решено характеризовать ее здесь значением широты φ на 12 долготах (рис. 1) от 30° до 85° в. д. Для района I такая характеристика положения границы не приемлема вследствие большой ее меридиональности, поэтому для данной территории было выбрано 23 точки (рис. 1), в которых подсчитывалось число дней с наличием снежного покрова в каждой декаде исследуемого месяца.

Остановимся коротко на описании используемой сети станций по каждой из этих территорий. Как уже говорилось выше, для Западной и Центральной Европы была выбрана сетка из 23 точек (рис. 1), соответствующих местоположению станций (станции расположены не совсем равномерно по территории). Это вызвано тем, что данные в бюллетенях, выпускаемых различными странами, имеются не по всем станциям. Из метеорологических бюллетеней были взяты данные по наличию снежного покрова за каждую декаду марта с 1949 по 1961 г. Выбор месяца марта обусловлен прогностическими требованиями. Разложению подвергались отклонения числа дней со снегом от декадных норм средней декадной повторяемости.

Как известно, на основании метода разложения каждое поле может быть представлено в виде суммы некоторого числа слагаемых. В данном случае их 23, что соответствует числу точек. В табл. 1 приведены собственные числа корреляционной матрицы, расположенные в порядке убывания, а также их вклады в суммарную дисперсию полей.

Как следует из табл. 1, один первый член разложения описывает 49,6% суммарной дисперсии. Четыре первых члена представляют поле

с точностью до 74,8%. Десять первых членов разложения описывают 93,8% дисперсии, а на оставшиеся 11 членов разложения приходится 6,2%. Сходимость очень велика до пятого члена (80%), далее она резко уменьшается.

Представляют интерес поля первых естественных функций, изображенные на рис. 2.

Поле X_1 имеет ярко выраженную меридиональную структуру, причем повсеместно наблюдаются положительные значения. Наиболее активной в поле X_1 является область, располагающаяся на территории Центральной Европы, где отмечаются наибольшие положительные значения X_1 . Эта область простирается на восток до границ СССР. К западу и югу величины убывают довольно равномерно. Можно сказать, что изолинии поля X_1 в общих чертах повторяют конфигурацию материка, причем значения увеличиваются по мере удаления от побережья. Это хорошо согласуется с увеличением числа дней со снежным покровом на станциях по мере увеличения континентальности.

В поле второй естественной функции X_2 (второй по вкладу в общую дисперсию полей) большой вес имеет область над Скандинавией ($X_2=0,6$) и другая область с обратным знаком над Балканами ($X_2=-0,2$).

Из анализа построенной карты дисперсий следует, что поле дисперсий в общем сходно с полем X_1 , а именно, значения на карте дисперсий также увеличиваются к востоку и северу.

Остановимся на результатах разложения полей снежного покрова для района II. Разработки проведены за 1949—1957 гг. отдельно для

Таблица 2

Оценка разложения полей снежного покрова по территории ЕТС и Западной Сибири

j	λ_j	$\sum_{j=1}^n \lambda_j$	$\frac{\lambda_j}{\sum_{j=1}^{12} \lambda_j} \%$	$\frac{\sum_1^n \lambda_j}{\sum_1^{12} \lambda_j}$	j	λ_j	$\sum_{j=1}^n \lambda_j$	$\frac{\lambda_j}{\sum_{j=1}^{12} \lambda_j} \%$	$\frac{\sum_1^n \lambda_j}{\sum_1^{12} \lambda_j}$
Осень					Весна				
1	1203,2	1203,2	87,5	87,5	1	1416,9	1416,9	91,7	91,7
2	85,7	1288,9	6,2	93,7	2	61,5	1478,4	3,9	95,6
3	29,6	1318,5	2,2	95,9	3	27,4	1505,8	1,9	97,5
4	17,2	1335,7	1,3	97,2	4	11,0	1516,8	0,7	98,2
5	10,4	1346,1	0,8	98,0	5	8,6	1525,4	0,6	98,8
6	6,8	1352,9	0,5	98,5	6	7,4	1532,8	0,5	99,3
7	6,0	1358,9	0,4	98,9	7	3,4	1536,2	0,2	99,5
8	5,0	1363,9	0,4	99,3	8	3,1	1539,3	0,1	99,6
9	3,5	1367,4	0,3	99,6	9	2,1	1541,4	0,1	99,7
10	2,9	1370,3	0,2	99,8	10	1,6	1543,0	0,1	99,8
11	2,0	1372,3	0,1	99,9	11	1,0	1544,0	0,1	99,9
12	1,6	1373,9	0,1	100,0	12	0,9	1544,9	0,1	100,0
$\sum_{j=1}^{12} \lambda_j = 1373,9$					$\sum_{j=1}^{12} \lambda_j = 1544,9$				

Примечание. λ_j — собственные числа, выраженные в (градусах широты)².

осеннего и весеннего периодов. В осенний период включены сентябрь, октябрь и ноябрь, в весенний — апрель и май. Из таблиц ТМ-1 для каждой из 200 отобранных станций было определено число дней с наличием снежного покрова по декадам исследуемых месяцев. По данным числа дней были построены декадные карты снежного покрова, на которых проводились изолинии 0, 5 и 10 дней со снегом. Границей снежного покрова считалась изолиния 5 дней со снегом. Положение границы определялось широтой φ этой изолинии на 12 постоянных долготах от 30 до 85° в. д. Эти данные были приняты за исходные при разложении по естественным функциям.

В табл. 2 приведены собственные числа корреляционной матрицы, расположенные в порядке убывания по абсолютной величине, и их вклады в суммарную дисперсию полей (аналогично тому, как это было сделано выше для района I) для весеннего и осеннего периодов.

Как следует из табл. 2, в осенний период положение границы снежного покрова может быть представлено почти полностью (98,9% дисперсии) при учете первых семи членов разложения. Два первых члена описывают более 90% дисперсии. В весенний период пять первых членов разложения дают 98,8%. Первые два члена описывают как и в осенний период, более 90% дисперсии. Сходимость в обоих случаях очень велика; до второго члена 93,7% осенью и 95,6% весной. Далее сходимость резко уменьшается. На остающиеся 10 членов разложения приходится осенью 4,1%, весной 4,4% общей дисперсии.

Вследствие того что за исходные мы принимали данные широты положения границы снежного покрова на постоянных меридианах, представить результаты разложения можно лишь в виде графиков, а не в виде полей.

На рис. 3 приводятся кривые, построенные соответственно значениями естественных функций X_1 и X_2 для осеннего и весеннего периодов, а также график хода дисперсий.

Графики показывают, что значения X_1 как осенью, так и весной остаются положительными. Причем к западу от 55° в. д. осенью наблюдаются несколько более

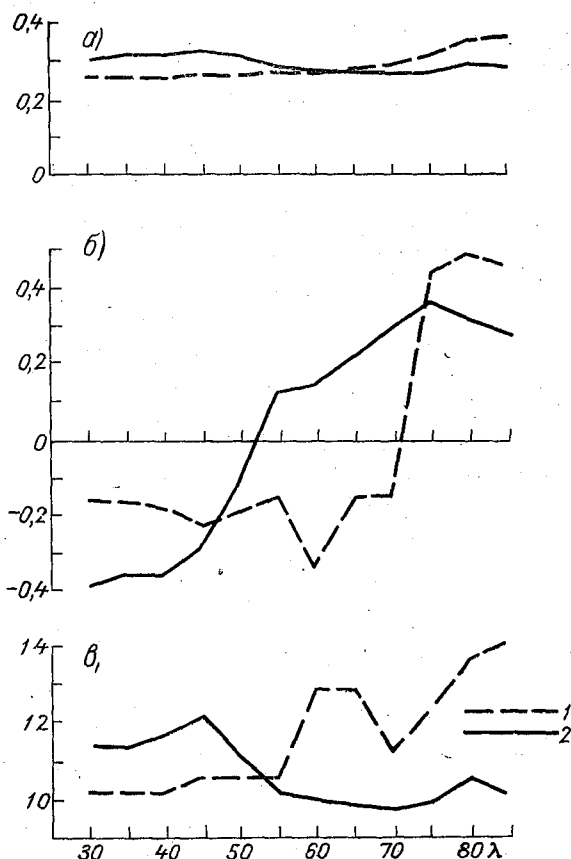


Рис. 3. Графики хода естественных функций X_1 (а) и X_2 (б) и дисперсии (в) снежного покрова по району II.
1 — весна, 2 — осень.

высокие значения, чем весной. На долготах $\lambda = 55 \div 65^\circ$ значения X_1 примерно одинаковы. Восточнее $\lambda = 65^\circ$ ход кривых заметно меняется. Весной отмечаются более высокие значения, чем осенью. Поскольку Уральский хребт простирается вдоль $55-65^\circ$ в. д., можно сказать, что он в какой-то мере обуславливает более быстрое установление снежного покрова осенью на востоке, а также более быстрый сход его весной.

При рассмотрении графика X_2 становится очевидным, что $\lambda = 55 \div 65^\circ$ является и в данном случае переломной в ходе кривых. К западу наблюдаются отрицательные значения как осенью, так и весной, а восточнее — положительные.

График хода дисперсий в общих чертах сходен с графиком хода X_1 . После того как были рассмотрены два различных подхода в подготовке исходного материала для разложения полей снежного покрова по естественным составляющим, можно сделать вывод, что для территории Центральной и Западной Европы сходимость разложения меньше, чем для территории ЕТС и Западной Сибири.

Первые четыре члена разложения для Европы описывают 75% дисперсии поля (см. табл. 1), для ЕТС в среднем для весны и осени — 98% (см. табл. 2). Два первых члена дают соответственно 60 и 94% общей дисперсии поля.

По-видимому, оба способа, примененные для разложения по естественным функциям полей снежного покрова, могут быть использованы вследствие большой сходимости рядов и могут обеспечить значительную экономию информации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Есакова Н. П., Афанасьева В. Б. О способах характеристики аномалий облачности, снежного покрова и радиационных потоков. Тр. ГГО, вып. 143, 1962.
2. Юдин М. И., Есакова Н. П., Афанасьева В. Б. Предварительная оценка прогностической значимости информации, получаемой с метеорологических спутников. Тр. ГГО, вып. 166, 1964.
3. Есакова Н. П., Афанасьева В. Б. Статистические связи между аномалиями некоторых погодных характеристик. Тр. ГГО, вып. 165, 1964.
4. Есакова Н. П., Афанасьева В. Б., Титов В. М. Статистическая схема прогноза средних декадных температур. См. наст. сб.
5. Яковлева Н. И., Мещерская А. В., Кудашкин Г. Д. Исследование полей давления (геопотенциала) методом разложения по естественным составляющим. Тр. ГГО, вып. 165, 1964.
6. Яковлева Н. И., Мещерская А. В. Анализ барического поля над северным полушарием методом разложения по естественным функциям. Тр. ГГО, вып. 168, 1965.
7. Мещерская А. В., Яковлева Н. И. Уточнение естественных составляющих полей геопотенциала (давления) над Атлантико-Европейским сектором. Тр. ГГО, вып. 168, 1965.

ОБ ИЗМЕНЧИВОСТИ СРЕДНИХ МЕСЯЧНЫХ ТЕМПЕРАТУР

Изменчивость температуры воздуха является интересным климатическим показателем, и поэтому к этой характеристике климата обращаются довольно часто [1, 2, 3].

Приведенные в данной статье карты изменчивости средней месячной температуры над северным полушарием не были целью специального исследования. Эти карты были получены в качестве побочного результата при разложении полей аномалий средней месячной температуры по естественным составляющим. При этом выбор станций и их число определялись именно последней задачей.

Исходными данными послужили таблицы месячных аномалий температуры, предоставленные в наше распоряжение О. М. Челпановой и В. Я. Шаровой. Для каждого из трех секторов северного полушария (Американский, Европейский и Азиатский) было выбрано по 26 станций, равномерно расположенных по территории. Таким образом, были использованы данные 78 станций за 58 лет с 1903 по 1960 г. В случае отсутствия данных в таблицах использовались карты аномалий температуры, с которых дополнялись пропущенные величины.

Расчет дисперсий средней месячной температуры проводился по формуле

$$D = \frac{1}{58} \sum_{i=1}^{58} (T_i - T_N)^2,$$

где T_i — средняя месячная температура данного месяца за i -тый год, T_N — средняя месячная многолетняя норма.

Среднее квадратическое (стандартное) отклонение (или изменчивость средней месячной температуры)

$$\sigma = \sqrt{D}.$$

На основании сделанных на ЭВМ «Урал-4» расчетов (см. табл. 3) было построено 14 карт дисперсий и изменчивости средней месячной температуры: 12 карт для отдельных месяцев года и две карты для теплого и холодного сезонов. Здесь приводим только две из них — за январь и июль. На рис. 1 и 2 видно, что изменчивость средних месячных температур уменьшается от высоких широт к низким, причем изолинии равной изменчивости температуры в однородных условиях подстилающей поверхности (центральные районы Азии и Северной Америки) располагаются вдоль широтных кругов. Широтный ход изолиний нарушается

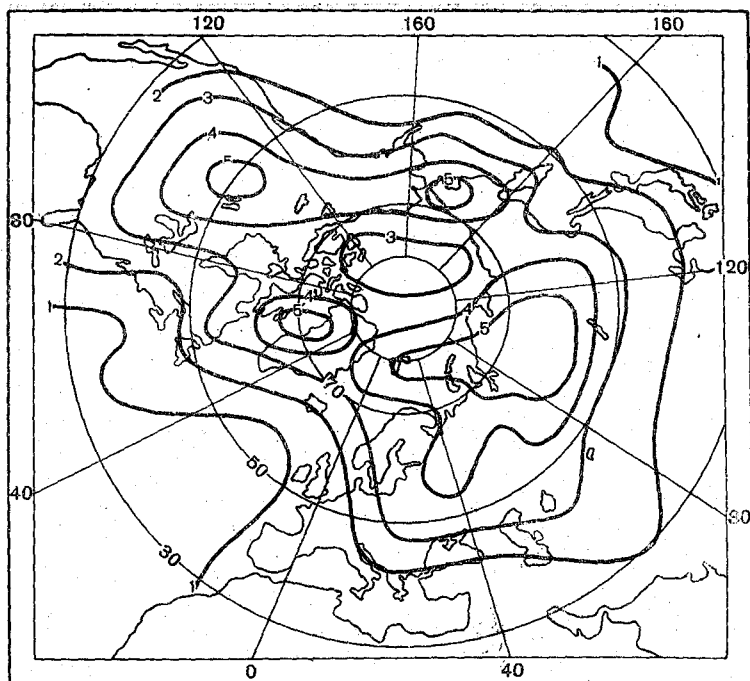


Рис. 1. Карта изменчивости аномалий средней месячной температуры за январь.

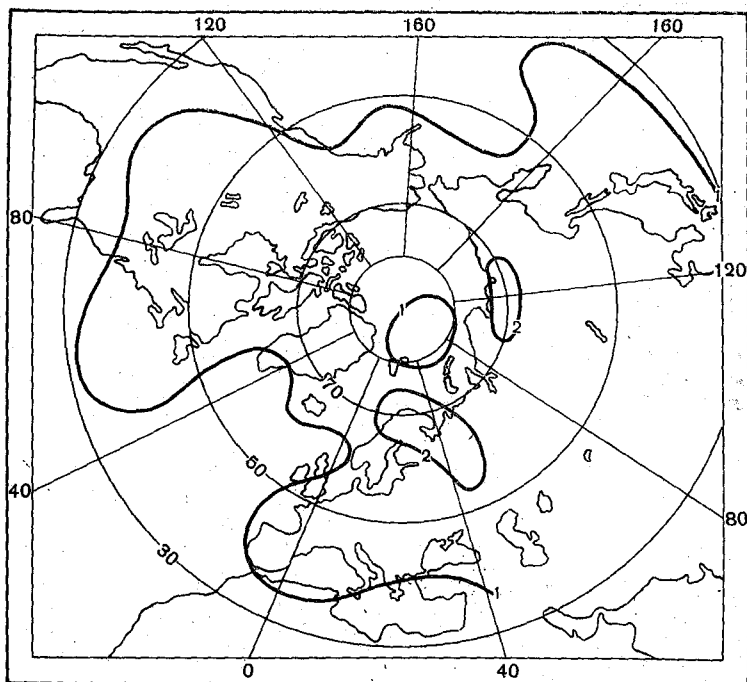


Рис. 2. Карта изменчивости аномалий средней месячной температуры за июль.

влиянием океанов. Средняя месячная изменчивость температуры над океанами в несколько раз меньше, чем над внутриматериковыми районами. Например, в январе над Атлантикой изменчивость средней месячной температуры составляет $0,8^{\circ}$, а над Среднесибирским плоскогорьем $5,0-5,4^{\circ}$, т. е. средняя месячная изменчивость температуры различается более чем в 6 раз.

Резкий контраст в величинах изменчивости температуры над океаном и материком приводит к тому, что изолинии равной изменчивости в целом повторяют очертания материков (октябрь — март). Некоторое исключение представляет лишь Западная Европа (территория Испании, Франции, Англии), где под влиянием усиленного западного переноса изменчивость температуры намного меньше, чем в Центральной и тем более в Восточной Европе.

На представленных картах отчетливо выделяются районы максимальной изменчивости температуры.

Первый район охватывает Среднесибирское плоскогорье, о. Шпицберген и Землю Франца-Иосифа. Очаг максимальной изменчивости над Среднесибирским плоскогорьем обусловлен западной периферией азиатского антициклона. Он расположен на пути наиболее частых и интенсивных вторжений холодного воздуха. Большая изменчивость температуры над о. Шпицберген и Землей Франца-Иосифа связана, вероятно, с изменчивостью ледового режима Карского и Баренцева морей [1].

Второй район максимальной изменчивости температуры находится в центральной части Северной Америки и захватывает Аляску и Чукотский полуостров, третий район охватывает северо-западное побережье Гренландии и северо-восточное побережье Северной Америки.

Абсолютный минимум изменчивости средней месячной температуры расположен в Атлантике (зимой он равен $0,8^{\circ}$); мала изменчивость и в Тихом океане. В восточных районах Северного Ледовитого океана изменчивость температуры значительна (в зимний период достигает $2,7^{\circ}$). Однако по сравнению с прилегающими районами материков она мала, поэтому в восточных районах Северного Ледовитого океана крутой год отмечается минимум изменчивости.

Хотя изменчивость средней месячной температуры от зимы к лету резко уменьшается, соотношение между областями большой и малой изменчивости температуры сохраняется в течение всего года: в течение всех месяцев года изменчивость температуры над материками остается больше, чем над океанами, постоянно существуют области максимальной изменчивости температуры в центральных районах Сибири и Северной Америки и минимальной над океаном. Районы максимальной изменчивости температуры на Чукотском полуострове и на западном побережье Гренландии выражены хорошо лишь зимой.

Годовой ход изменчивости средней месячной температуры удобно проследить по рис. 3, где по вертикальной оси отложены величины суммарной дисперсии (суммы дисперсий на всех станциях данного сектора, или суммы диагональных элементов корреляционной матрицы), а по горизонтальной — месяцы и сезоны. Как следует из рис. 3, летний минимум изменчивости температуры четко выражен с мая по сентябрь, когда суммарная дисперсия над каждым из трех секторов северного полушария колеблется от 40 до 60 град.² Зимний максимум дисперсии температуры приходится на январь в Азиатском и Американском секторах и на февраль в Европейском секторе. При этом, в отличие от летних месяцев, зимой изменчивость средней месячной температуры над разными секторами неодинакова: над Американским сектором изменчивость температуры заметно меньше, чем над Европейским и Азиатским.

Подсчитаем, насколько сильно меняется суммарная дисперсия от зимы к лету. Над Азиатским сектором в январе суммарная дисперсия $\sum_1^{26} \sigma_j^2 = 279$ град.², изменчивость составляет 16,8°, а в июле суммарная дисперсия $\sum_1^{26} \sigma_j^2 = 49$, изменчивость составляет 7,0°, т. е. изменчивость температуры зимой почти в 2,5 раза больше, чем летом. Аналогичные соотношения изменчивости для зимы и лета получаем для двух других секторов.

Следует сравнить полученные карты изменчивости средних месячных температур с ранее опубликованными. Известны карты изменчивости средних месячных температур Багрова и Шабуниной [1]. Карты построе-

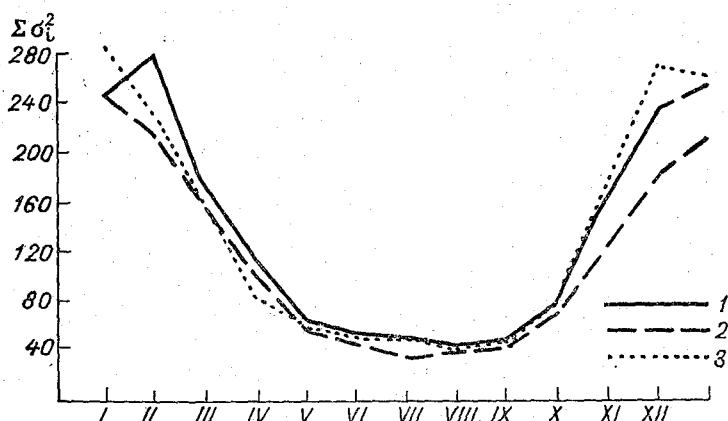


Рис. 3. Годовой ход суммарной дисперсии по Европейскому (1), Азиатскому (2) и Американскому (3) секторам северного полушария.

ны для северных районов Евразии по данным 81 станции с 50-летними рядами наблюдений. Сравнение этих карт с нашими подтверждает их хорошее совпадение не только в общих чертах, но и в деталях. В зарубежной литературе в 1953 г. Саммером опубликованы карты изменчивости средней месячной температуры над территорией Северной Америки [8], а в 1964 г. Креддоком — карты изменчивости средней месячной температуры над северным полушарием [6].

Для составления своих карт Креддок использовал результаты расчетов ряда авторов [7, 8], в том числе Н. А. Багрова и Т. А. Шабуниной [1]; в общей сложности привлечены данные 400 метеорологических станций.

Карты, изданные Креддоком, являются первыми опубликованными за рубежом картами изменчивости средней месячной температуры над северным полушарием. Наши карты, хотя и рассчитанные по более редкой сети, хорошо им соответствуют.

Любопытно сопоставить карты изменчивости средних месячных температур с картами междусуточной изменчивости. Дело в том, что междусуточная изменчивость температуры и изменчивость средней месячной температуры, по-видимому, находятся друг с другом в определенном соотношении. Напомним, что под междусуточной изменчивостью понимают среднее многолетнее изменение величин от одних суток к другим, полученное из абсолютных значений отдельных изменений (независимо от знака). Междусуточная изменчивость может вычисляться по средним суточным данным, либо по данным за какой-то один срок наблюдений.

В свое время Фиккер нашел определенные закономерности в соотношениях между средним месячным отклонением температуры от многолетней средней и междусуточной изменчивостью температуры [5]. Из работ последнего десятилетия следует отметить работу Дженкинсона [4], который рассмотрел связь между изменчивостью средних суточных (u_1), пятидневных (u_5), десятидневных (u_{10}) и средних месячных (u_{30}) температур. Дженкинсон использовал данные за четыре месяца по 14 метеорологическим станциям, разбросанным по всему северному полушарию. Он пришел к выводу, что отношения $\frac{u_1}{u_{30}}$, $\frac{u_5}{u_{30}}$, $\frac{u_{10}}{u_{30}}$, очень близки к величинам 2,03, 1,62 и 1,31 соответственно. Это значит, что изменчивость средних суточных температур можно найти по изменчивости средних месячных температур, при этом, по расчетам Дженкинсона, ошибка не превысит 10%. В 1962 г. Е. С. Рубинштейн [3] и в 1964 г. Е. П. Зверева [2] опубликовали свои работы по междусуточной изменчивости температуры. Е. С. Рубинштейн рассмотрела междусуточную изменчивость температуры над территорией СССР по данным 130 станций, имеющих длинные ряды наблюдений. Е. П. Зверева, используя данные 26 аэрологических станций за семь лет, проанализировала изменчивость давления, температуры и ветра над СССР по горизонтали и вертикали. Чтобы представить, в каком соотношении находятся междусуточная изменчивость и изменчивость средней месячной температуры, обратимся к табл. 1, 2 и 3.

Таблица 1

Изменчивость средней месячной температуры (А) и междусуточная изменчивость температуры, вычисленная тремя способами (Б, В и Г)

Изменчивость	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Свердловск												
А	3,3	3,3	2,2	2,3	2,3	1,8	1,7	1,6	1,9	2,3	2,9	3,3
Б	4,0	3,4	3,0	3,3	4,5	3,8	3,2	3,2	3,0	3,1	3,6	4,1
В	3,9	3,3	2,8	2,5	3,2	2,8	2,1	2,0	2,2	2,6	3,3	3,8
Г	4,0	4,0	3,8	2,7	3,0	2,6	2,0	2,4	2,6	2,8	3,7	4,1
Иркутск												
А	3,2	2,8	2,5	1,8	1,2	0,9	1,2	1,1	1,1	1,7	2,6	3,8
Б	3,7	3,2	3,3	4,1	5,4	4,9	3,6	3,7	3,8	4,0	4,3	4,6
В	3,7	3,2	2,9	2,6	3,0	2,6	1,9	1,7	2,0	2,7	3,9	4,3
Г	4,2	4,4	4,6	3,8	3,0	3,0	2,4	2,7	2,8	3,6	4,7	4,7

В табл. 1 представлен годовой ход изменчивости средних месячных температур (А) и междусуточной изменчивости, вычисленной тремя способами: по средней суточной температуре (В), по температуре в 13 часов (Б) и по минимальной температуре (Г). Междусуточная изменчивость вычислялась по абсолютным значениям. Данные по междусуточной изменчивости заимствованы из [3].

Отметим, во-первых, что изменчивость средней месячной температуры, как и следовало ожидать, меньше междусуточной изменчивости. Во-вторых, изменчивость средней месячной температуры наиболее близка по абсолютным значениям к междусуточной изменчивости температуры,

вычисленной по средним суточным температурам, что в первую очередь относится к зиме.

В табл. 2 приведены разности (в абсолютных величинах) между междусуточной изменчивостью температуры и изменчивостью средней месячной температуры (обозначим эту разность буквой Д). Для сравнения в той же таблице даны разности между междусуточной изменчивостью температуры, вычисленной разными способами, а именно: разности между междусуточной изменчивостью температуры, вычисленной по средней суточной температуре и температурой в 13 часов (обозначим ее Е) и разности между междусуточной изменчивостью температуры, вычисленной

Таблица 2

Разности изменчивости температуры, вычисленной различными способами

Раз- ность	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Свердловск												
Д	+0,6	0	0,6	0,2	0,9	1,0	0,4	0,4	0,3	0,3	0,4	0,5
Е	-0,1	-0,1	-0,2	-0,8	-1,3	-1,0	-1,1	-1,2	-0,8	-0,5	-0,3	-0,3
Ж	-0,1	-0,7	-1,0	-0,2	0,2	0,2	0,1	-0,4	-0,4	-0,2	-0,4	-0,3
Иркутск												
Д	0,5	0,4	0,4	0,8	1,8	1,7	0,7	0,6	0,9	1,0	1,3	0,5
Е	0	0	-0,4	-1,5	-2,4	-2,3	-1,7	-1,9	-1,8	-1,3	-0,4	-0,3
Ж	-0,5	-1,2	-0,7	-1,2	0	-0,4	-0,5	-1,0	-0,8	-0,9	-0,8	-0,4

по средней суточной и минимальной температуре (обозначим ее Ж). Нетрудно заметить, что Е и Ж того же порядка, что и Д, а в весенне-летний период даже превосходят Д. Это значит, что различия между междусуточной изменчивостью, вычисленной разными способами, имеют тот же порядок, что и различия между изменчивостью средней месячной температуры и междусуточной изменчивостью.

Е. С. Рубинштейн считает, что значения междусуточной изменчивости, вычисленные разными способами, близки между собой. То же самое можно отнести к изменчивости средней месячной температуры и междусуточной изменчивости по способу В. Поскольку величины изменчивости средней месячной температуры близки к величинам междусуточной изменчивости, а годовой ход изменчивости средней месячной температуры аналогичен годовому ходу междусуточной изменчивости, можно ожидать, что закономерности географического распределения изменчивости средней месячной температуры аналогичны закономерностям географического распределения междусуточной изменчивости.

Действительно, сопоставляя карты междусуточной изменчивости Рубинштейн [3] и наши карты в той части, которая относится к территории СССР, убеждаемся в их аналогии.

Что касается карт междусуточной изменчивости температуры Зверевой [2], то они значительно отличаются от карт Рубинштейн и карт, приводимых в данной статье. По-видимому, это надо отнести за счет более коротких рядов наблюдений.

В заключение заметим, что приводимые в статье карты изменчивости средней месячной температуры над северным полушарием в отечественной литературе публикуются впервые. Эти карты не могут претендовать на большую точность, так как для их построения использованы

Таблица 3

Средние многолетние дисперсии средней месячной температуры

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Европейский сектор												
Шпицберген*	26,2	21,3	19,6	13,0	3,0	0,7	1,0	1,0	1,5	4,4	14,0	20,3
Мюгг-бухта	14,1	11,1	9,2	6,7	2,5	1,1	1,4	1,1	1,2	4,7	10,8	9,7
Ангмасалик	8,4	9,7	6,8	6,4	1,8	0,5	1,0	0,6	1,5	2,8	3,8	6,3
Орта	0,6	0,5	0,5	0,4	0,6	0,7	0,8	0,7	0,8	0,7	0,6	0,6
50° N 20° W	0,6	0,7	0,8	0,4	0,4	0,7	0,7	1,2	0,7	0,8	0,8	0,9
Фуншал	0,6	0,8	0,7	0,6	0,3	0,3	0,4	0,5	0,3	0,5	0,8	0,6
Беруфьорд*	4,1	3,5	5,0	2,9	2,4	1,4	1,5	1,5	2,1	2,4	2,2	2,7
Абердин	1,5	2,0	2,6	1,3	0,9	0,7	0,7	1,0	0,8	1,3	1,7	1,6
Брест*	2,1	3,0	1,5	1,1	1,2	0,9	1,6	1,4	1,3	1,3	1,2	1,9
Мадрид*	1,8	2,3	1,9	2,9	2,6	2,3	1,2	1,8	1,6	1,9	1,5	2,0
Рим	2,3	2,7	1,4	1,1	1,3	1,6	1,6	1,0	1,8	2,0	1,6	1,9
Каресуандо	12,7	14,9	9,3	4,1	3,6	4,0	4,5	2,5	1,7	5,0	10,0	14,4
Варшава*	10,2	13,2	5,5	4,3	3,2	2,2	1,3	1,8	2,0	3,0	4,6	4,6
Эстерзунд*	11,5	13,0	7,5	2,2	2,8	3,1	2,7	3,0	1,4	3,2	4,4	10,6
Малые Кармакулы	19,7	23,9	15,7	8,7	2,3	2,7	3,7	2,5	1,9	4,8	14,8	18,0
Архангельск*	15,4	14,5	8,4	6,2	5,4	5,0	5,8	3,7	2,1	3,9	6,9	19,4
Москва, с.-х. академия*	15,3	16,0	6,2	6,1	5,4	4,0	3,5	3,3	3,0	4,4	6,2	9,8
Николаев	10,8	12,1	5,3	2,9	3,1	2,1	2,0	2,1	3,2	5,2	5,6	6,4
Афины*	2,2	3,4	2,6	1,5	1,7	1,7	0,9	1,3	1,8	1,8	2,6	2,3
Уральск	14,8	21,3	11,3	6,9	5,1	3,6	3,5	2,9	3,2	4,0	8,8	11,3
Красноводск*	5,0	5,2	3,6	2,5	2,0	1,7	1,4	1,6	1,9	2,6	4,0	6,2
Бухта Тихая	24,4	22,2	13,8	5,5	1,4	1,1	0,9	1,1	1,7	5,3	18,5	21,2
Казалинск	14,0	21,0	13,4	4,5	2,4	1,9	1,8	0,8	1,6	2,8	5,5	13,9
Алма-Ата*	7,4	12,3	7,1	4,4	2,9	1,7	1,7	1,6	1,9	3,1	7,6	12,2
Свердловск*	10,6	10,5	4,7	5,8	5,2	3,3	2,9	2,4	3,4	5,4	8,3	11,1
Семипалатинск	10,4	16,9	12,0	10,1	3,3	2,6	2,5	2,3	1,9	3,4	12,2	19,6
Азиатский сектор												
Енисейск	25,4	18,2	8,2	5,2	3,1	2,9	2,8	2,1	2,0	4,0	13,0	28,0
Иркутск*	10,0	8,0	6,1	3,2	1,4	0,9	1,4	1,2	1,2	2,7	6,5	14,1
Якутск*	15,7	13,1	8,5	3,8	2,3	2,5	2,6	2,1	2,4	5,5	12,6	15,1
Охотск	8,3	9,7	6,2	4,2	1,7	2,0	1,8	1,4	1,5	3,2	8,0	10,9
Петропавловск-Камчатский, маяк	5,8	5,1	2,7	0,9	0,8	1,3	1,8	1,4	0,5	1,0	2,8	5,3
Среднеколымск	12,9	7,5	6,8	7,8	8,6	2,1	3,6	2,5	2,7	3,7	11,8	11,1
Анадырь	29,4	16,1	15,0	9,2	3,7	2,1	1,8	0,9	1,3	3,5	10,8	18,5
Александровск-Сахалинский	8,3	3,9	2,8	1,6	1,4	1,2	2,1	1,8	0,7	1,4	2,6	7,5
Владивосток	5,4	4,2	2,9	0,6	1,0	1,1	2,3	1,4	0,5	1,1	3,7	5,7
Благовещенск*	8,9	7,8	5,9	2,7	1,8	1,3	1,6	1,1	1,2	2,7	5,2	7,9
61° N 160° W	13,5	10,9	8,8	4,4	2,3	1,7	1,4	1,0	1,4	1,9	7,8	14,8

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Токио	1,1	1,5	1,1	0,9	1,3	1,1	1,9	1,1	1,5	0,6	1,7	1,9
Нагасаки*	1,9	1,8	1,7	0,7	0,5	0,6	1,0	0,5	0,9	0,6	1,0	1,8
Пекин	2,5	3,2	2,6	1,8	1,1	1,7	1,1	0,9	1,1	1,8	2,6	2,8
Туруханск*	29,0	24,9	14,2	10,2	5,8	6,3	3,7	4,0	4,1	8,1	11,3	21,5
Прииск Андреева	25,5	19,6	9,6	4,7	1,5	1,9	2,5	1,6	1,8	3,7	10,6	18,0
Кюсюр	18,3	17,2	13,9	5,8	3,4	3,1	4,0	2,4	4,2	8,9	12,0	18,0
Мыс Челюскин*	16,6	17,2	10,7	4,6	2,5	1,6	1,3	1,9	3,2	6,9	10,9	15,5
79° N 160° W*	5,7	4,0	4,0	3,1	2,6	0,9	1,5	0,9	1,4	3,5	5,8	6,7
40° N 160° W	1,4	1,1	1,6	1,3	1,4	1,3	1,0	1,8	1,6	1,8	1,6	1,4
52,5° N 177,5° W	2,3	2,0	1,6	0,7	0,5	0,6	0,6	0,6	0,5	0,7	0,9	1,7
40° N 180° W	1,3	1,2	11,3	0,6	0,9	1,1	1,1	1,1	1,3	0,9	1,1	1,6
30° N 150° W	0,7	0,8	0,8	0,6	0,8	1,1	0,5	0,5	0,8	0,5	0,9	0,9
Оленёк	25,4	19,7	15,1	5,9	4,1	5,0	3,7	2,3	4,0	10,3	14,4	24,3
42° N 92° W	4,2	5,5	4,8	3,5	1,7	1,3	0,9	1,2	1,0	1,6	4,8	8,6
Шанхай	2,6	1,6	1,5	1,0	0,8	0,9	1,3	0,7	1,0	0,9	1,6	2,4

Американский сектор

Алерт	10,9	9,8	6,7	5,6	3,4	0,8	1,6	1,2	1,6	3,4	6,4	9,2
м. Барроу*	16,5	10,6	7,0	6,5	2,6	1,6	1,8	2,6	3,1	8,7	14,5	11,3
40° N 50° W	2,3	3,1	2,4	2,0	1,4	1,6	1,2	1,5	1,1	1,3	1,4	1,6
Арктик-Бей	12,4	14,8	11,0	6,1	3,3	1,6	1,6	1,2	1,2	3,9	8,9	10,3
Упернивик*	29,0	22,7	15,8	10,4	3,3	1,8	1,9	2,2	1,4	3,3	8,3	16,7
Ивигтут	8,3	10,7	9,5	3,6	2,4	2,0	1,1	1,3	1,3	1,9	4,5	7,8
Фробишер-Бей	16,3	14,2	10,0	6,1	2,9	1,6	1,3	1,4	1,1	2,6	5,4	11,0
Честерфилд*	12,3	11,2	11,2	5,6	4,4	2,6	2,0	2,2	2,0	4,7	7,9	11,5
Моулд-Бей	6,4	6,8	4,4	4,4	2,5	2,1	1,7	1,6	1,8	3,6	6,0	8,9
Форт Норман	19,2	12,7	9,6	8,3	2,6	2,5	1,8	2,8	3,6	6,2	13,1	15,9
50° N 150° W	1,0	0,9	0,9	0,9	0,5	0,8	1,1	1,1	1,4	1,8	1,1	1,3
Датч-Харбор	4,5	4,0	2,9	1,9	0,8	0,9	1,1	1,4	0,9	1,0	1,5	2,6
Ситка*	7,3	3,6	2,8	2,0	1,3	1,2	0,8	1,0	0,8	1,5	3,0	5,3
Принс-Альберт	25,2	17,0	12,5	10,2	3,6	2,2	2,1	2,0	2,8	4,3	14,3	16,5
Хоупдейл	11,1	13,0	7,3	3,0	1,7	1,6	1,4	1,1	0,9	1,4	2,5	15,9
о. Сейбл*	2,4	2,8	1,5	1,0	0,9	1,2	1,6	1,4	1,4	1,5	1,3	2,5
30° N 60° W	0,8	0,6	0,5	0,4	0,4	1,6	0,2	0,2	0,2	0,4	0,6	0,7
Мусони*	8,6	8,6	10,7	6,5	4,1	2,4	1,8	2,3	2,3	3,5	6,1	11,1
Бисмарк*	21,9	21,4	9,9	5,8	4,5	3,3	3,6	2,2	3,2	5,6	9,1	13,3
Спокан	13,4	7,4	3,1	2,7	2,8	2,0	2,0	2,5	2,7	2,4	3,3	6,1
Сан-Франциско*	1,8	1,4	1,8	1,2	1,2	1,2	0,6	0,7	1,1	1,0	1,1	1,5
40° N 140° W	1,4	0,6	1,1	0,7	0,5	0,5	0,6	0,6	0,7	0,8	1,3	1,0
Вашингтон	7,6	6,4	6,2	3,0	2,2	1,8	1,2	1,4	2,3	2,7	2,1	4,6
Сент-Джорджес*	1,0	0,7	0,8	0,7	0,8	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	1,0	0,8
Литтл-Рокк*	6,3	5,8	7,0	2,1	1,7	2,0	1,1	1,7	2,4	2,2	2,7	4,2
40° N 160° W	1,5	1,2	1,1	1,0	0,9	1,0	0,9	0,8	1,0	0,9	1,8	1,1

Примечание. Станции, обозначенные звездочкой (*), входят в редкую сеть северного полушария.

данные лишь 78 станций, что совершенно недостаточно для картирования такой большой территории. Вместе с тем представленные карты отражают основные закономерности распределения изменчивости температуры по северному полушарию, что подтверждается хорошим соответствием приведенных карт картам Багрова и Рубинштейн (по территории СССР) и картам Креддока.

ЛИТЕРАТУРА

1. Багров Н. А. и Шабунина Т. А. Изменчивость средних месячных температур на территории северной Евразии. Тр. ЦИП, вып. 46 (73), 1956.
2. Зверева Е. П. Междусуточная изменчивость давления, температуры и ветра над ЕТС. Тр. НИИАК, вып. 22, 1964.
3. Рубинштейн Е. С. Междусуточная изменчивость температуры воздуха в СССР., Тр. ВНМС, т. IV, 1962.
4. Jenkinson A. F. Relation between standart deviations of daily, 5-day, 10 day and 30-day mean temperatures. The Meteorological Magazine No 1,020, vol. 86, June, 1957.
5. Ficker H. Veränderlichkeit der Temperatur und Anomalie der Monatsmittel. Akademie der Wissenschaften in Wien. Mathematisch-natur-Wissenschaftliche klasse. Sitzungsberichte. Abteilung Pa. Bd 128, 1919.
6. Craddock J. M. The interannual variability of monthly mean temperatures over the Northern hemisphere. M. O. Scientific Paper No 20, 1964.
7. Nagao T. Standard deviation of monthly mean temperature. J. Met. Res. Tokyo 3, 1951.
8. Summer A. R. Standard deviation of mean monthly temperature in Anglo-America. Geogr. Rev. New York, 43, 1953.
9. Карты отклонений температуры воздуха от многолетних средних северного полушария. Изд. ГГО, Л., 1962.

О МЕТОДИКЕ НАХОЖДЕНИЯ СОПРЯЖЕННЫХ РАЙОНОВ АНОМАЛИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ В СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ

Многие метеорологи в прошлом высказывали мысль, что атмосфера представляет собой единое целое, и поэтому указывали на возможность существования взаимосвязи между явлениями, происходящими в различных частях земного шара и лежащими иногда на огромных расстояниях друг от друга [1, 4, 9]. Циркуляция атмосферы рассматривалась ими как общепланетарный фактор, являющийся причиной таких связей. Работы по методу «мировой погоды» показали, что подобные связи обнаруживаются и в полях температуры [2].

В настоящей статье рассматривается методика нахождения сопряженности на новом обширном материале карт отклонений средней месячной температуры воздуха от многолетней средней северного полушария (1881—1960 гг.), изданных в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. Использование карт аномалий температуры имеет то преимущество, что позволяет характеризовать поля температуры при помощи данных, равномерно расположенных по всему исследуемому пространству. Кроме того, аномалии температуры в значительной мере исключают влияние подстилающей поверхности и местных факторов и дают возможность обнаружить связи, вызванные в первую очередь общей циркуляцией атмосферы.

В 20-е годы нашего столетия произошло крупное изменение в режиме общей циркуляции атмосферы [3], поэтому представляется необходимым рассматривать связи отдельно для двух периодов. Поскольку нет единого мнения, какие годы можно считать переломными, для удобства весь 80-летний период (1881—1960 гг.) был поделен на две равные части: первый период с 1881 по 1920 г. и второй период с 1921 по 1960 г. Разделение периода на две части позволяет выявить связи на двух независимых рядах, что дает большую уверенность в надежности полученных результатов.

Для того чтобы уменьшить влияние радиационных факторов, данные снимались и обрабатывались по широтным кругам, так как при одинаковом склонении солнца каждая точка на фиксированной широте получает одинаковое количество солнечной радиации.

Предлагаемая методика нахождения сопряженности рассматривается на наиболее ярком примере обратной связи в районе Северной Атлантики. В литературе по синоптической метеорологии много раз обращалось внимание на сопряженность атмосферных процессов в этом районе [5, 7, 8], но эти связи в основном изучались на материалах карт бариче-

ской топографии. Использование приземных данных дает возможность рассматривать ряды за более длительный промежуток времени.

Значения аномалий температуры снимались с карт для широтных кругов через каждые 5° широты в поясе $40-70^\circ$ с. ш., в высоких широтах ($60-70^\circ$ с. ш.) снятие данных производилось в узлах градусной сетки через каждые 20° долготы, а в более низких широтах ($40-55^\circ$ с. ш.) — через каждые 10° долготы. Для более полной характеристики поля аномалий температуры северного полушария желательным было бы использовать данные и для более северных широт, но в связи с недостаточной точностью расчерчивания карт в более высоких широтах, особенно в первом периоде, пришлось ограничиться 70° с. ш.

Одной из важных характеристик статистической структуры метеорологических полей является корреляционная функция, которая и была использована для исследования пространственной структуры поля аномалий температуры. Вычисление корреляционной связи между точками для каждого широтного круга производилось на электронной вычислительной машине «Урал-4». Рассматривалось два зимних месяца (январь и февраль) для двух периодов (1881—1920 и 1921—1960 гг.).

При взаимной корреляции точек вдоль широтных кругов, как и следовало ожидать, вначале происходит естественное убывание коэффициента корреляции. Это убывание коэффициента корреляции на всех широтах происходит более или менее одинаково. Используя среднюю автокорреляционную функцию, можно сказать, что линейные масштабы аномалий с широтой изменяются незначительно и их величина порядка 2500—3000 км. Приблизительно на такой же масштаб указывают Л. С. Гандин и Е. И. Багрова [6] при рассмотрении геопотенциала поверхности 500 мб. Учитывая такой масштаб аномалий, естественно было предположить, что статистически значимые связи, полученные на расстоянии более чем 3000 км., можно объяснить общей планетарной циркуляцией. Исходя из этого, в данной работе было обращено внимание именно на эти связи.

Анализируя пространственное расположение полученных коэффициентов корреляции, можно заметить, что точки со статистически значимыми коэффициентами корреляции укладываются группами на разных широтах в одни и те же долготные интервалы. Оказалось, что в северном полушарии имеется целый ряд таких групп, в которых аномалии температуры обнаруживают связи того или иного знака. Так, например, район Восточной Канады связан обратной связью с районом Европы, где коэффициенты корреляции между отдельными точками достигают $-0,66$ — $-0,68$. Аналогичная пара с обратной связью обнаруживается в Тихом океане: один из районов захватывает Чукотку, другой — Аляску. Коэффициенты корреляции и здесь достигают больших значений ($-0,69$ — $-0,61$). Кроме отрицательных связей, можно наблюдать группы точек с прямой связью, где коэффициенты также достигают больших значений ($+0,57$).

Если отобрать на каждой широте из группы отрицательных коэффициентов корреляции в данном долготном интервале экстремальные и, последовательно переходя от широты к широте, соединить эти экстремальные коэффициенты, то получим «оси» обратной связи.

На рис. 1 представлены оси экстремальных обратных связей для января и февраля каждого периода. Такие оси не позволяют получить полное представление о пространственном распределении сопряженных районов, поскольку не дают площадных характеристик последних. Однако они позволили выделить ареалы обратной связи. Задавшись определенным критерием, можно было проследить убывание коэффициента корреляции по широте вправо и влево от экстремального до этого критерия. За критерий была выбрана величина, равная $1,5\sigma$ (σ — средняя квадра-

тическая ошибка R). Все точки, которые попадали в интервал, ограниченный $1,5\sigma$, коррелировались между собой для получения пространственных связей. Используя пространственную корреляцию, были выделены районы, для которых величина коэффициентов корреляции между точками как внутри района, так и с любой точкой сопряженного района была не менее (по абсолютной величине) 0,23, что с надежностью $1,5\sigma$ указывает на то, что связь есть. Казалось бы, что использование такого мягкого критерия, как $1,5\sigma$ (87-ное событие неслучайно), можно было бы считать недостатком, если бы он не компенсировался четырехкратным по-

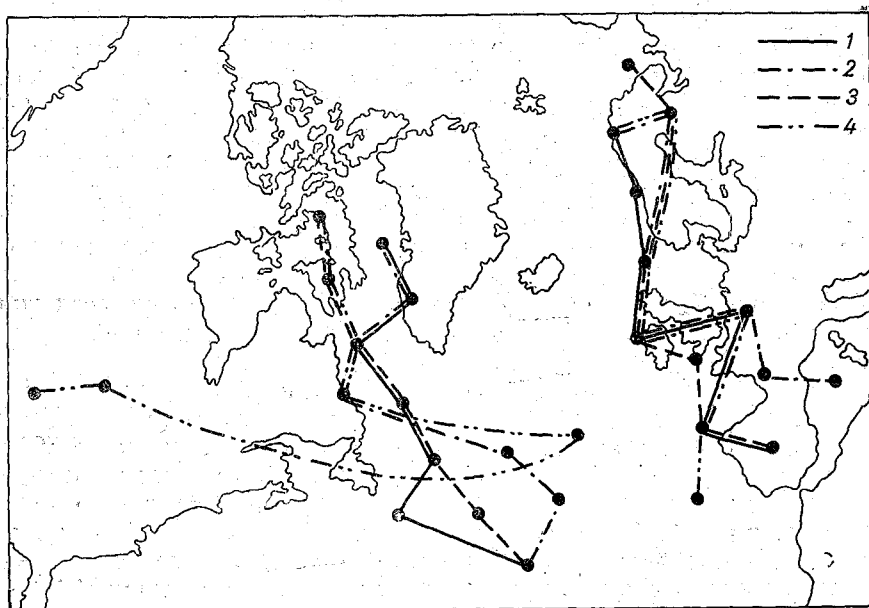


Рис. 1. Оси экстремальных обратных связей в первый период в январе (1), феврале (2) и во второй период в январе (3), феврале (4).

вторением, так что выявленные районы становились статистически надежными из-за многократного подхода.

На рис. 2 показаны районы обратной связи для января и февраля первого и второго периодов. Эти районы не являются постоянными для всех четырех случаев. Так, например, для февраля первого периода район, расположенный в Америке, является максимальным по площади и охватывает 14 точек, тогда как в Европе соответствующий район вдвое меньше, он охватывает только 7 точек. В то же время для второго периода район над Европой увеличивается до 12 точек, а над Америкой уменьшается более чем вдвое и охватывает только 6 точек. Такие же колебания границ районов обратной связи можно видеть и для января. Но, как видно из того же рисунка, существуют точки (темные кружки), которые являются постоянными для всех четырех случаев. Эти точки, полученные в результате четырехкратного отбора, можно считать очень надежными (не более 0,01 % -ной случайности). Если осреднить по полю этих точек значение аномалий и найти связи между этими полями, то эти связи превышают 4σ .

Средняя разность аномалий температуры между двумя сопряженными районами хорошо согласуется с таким известным индексом зональной циркуляции, как разность давления Исландия — Азорские острова.

Коэффициент корреляции между градиентом давления Исландия — Азорские острова и средней разностью аномалий температуры в двух сопряженных районах равен 0,80. Наличие таких устойчивых сопряженных районов позволяет рассматривать среднюю разность аномалий тем-

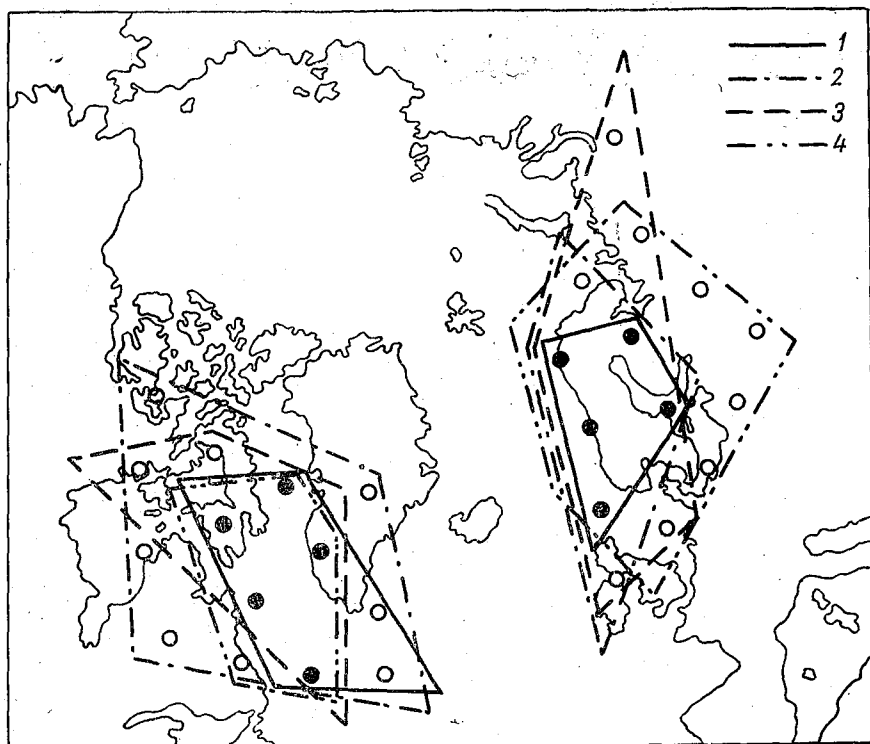


Рис. 2. Районы обратных связей в первый период в январе (1), феврале (2) и во второй период в январе (3), феврале (4).

пературы между ними как характеристику циркуляции, идентичную индексу зональности. Кроме того, полученные связи показывают, что циркуляция атмосферы хорошо отражается в приземном поле температуры.

Так как целью данной статьи было показать методику нахождения сопряженных районов на материале карт аномалий температуры воздуха, то была рассмотрена только одна пара сопряженных районов, расположенных по обе стороны Северной Атлантики. В других районах северного полушария, а также в более южных широтах обнаруживаются подобные же связи, изучение которых является дальнейшей задачей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Визе В. Ю. Арктика и Африка. В кн. «Атмосфера Земли». Госкультпросветиздат, М., 1953.
2. Визе В. Ю. Материалы для предсказания средних месячных и сезонных состояний метеорологических элементов. Геофиз. и метеорол., т. 5, вып. 2. Госиздат, М., 1928.
3. Вителъс Л. А. Многолетние изменения барико-циркуляционного режима и их влияние на колебание климата. Тр. ГГО, вып. 8 (70), 1948.

4. Воейков А. И. Непериодические изменения температуры и их объяснение. Изд. АН СССР, М., 1952.
5. Воробьева Е. В. Сопряженность атмосферных процессов в северном полушарии. Гидрометеиздат, Л., 1962.
6. Гандин Л. С., Багрова Е. И. О структуре поля высот поверхности 500 мб. Тр. ГГО, вып. 99, 1959.
7. Гирс А. А. Основы долгосрочных прогнозов погоды. Гидрометеиздат, Л., 1960.
8. Спиридонова Ю. В. Сопряженность атмосферной циркуляции в различных частях северного полушария. Изд. АН СССР, М., 1962.
9. Walker, G. Correlation in seasonal variations of weather, IX. Memoirs of the Indian Meteor. Department, vol. XXIV, part IX, Calcutta, 1924.

СОДЕРЖАНИЕ

М. И. Юдин. О принципиальных вопросах физико-статистической методики долгосрочных прогнозов погоды большой заблаговременности. . .	3
Н. П. Есакова, В. Б. Афанасьева, В. М. Титов. Статистическая схема прогноза средних декадных температур с учетом данных о радиационных потоках, облачности, ледовитости и снежного покрова . .	8
А. В. Мещерская, Л. Н. Ключвин. О разложении полей аномалий средней месячной температуры по естественным ортогональным функциям	14
Н. И. Яковлева, Р. П. Репинская, К. А. Гурлева. К определению связности процессов во времени и ее сезонные особенности	52
Н. И. Яковлева, И. Е. Чувашина, Г. Д. Кудашкин. Уточнение естественных ортогональных функций поля давления (геопотенциала) над северным полушарием	60
Н. И. Яковлева, И. Е. Чувашина, К. В. Леднева. Статистическое описание полей давления (геопотенциала) над Азиатско-Тихоокеанским сектором с помощью естественных функций	72
Н. И. Яковлева, В. Г. Туриков. О синхронных связях аномалий давления (геопотенциала) над различными секторами северного полушария	79
В. Б. Афанасьева, Н. П. Есакова, В. М. Титов. Статистическое описание полей снежного покрова методом разложения по естественным ортогональным функциям	90
А. В. Мещерская, Л. Н. Ключвин. Об изменчивости средних месячных температур	97
Э. И. Гирская. О методике нахождения сопряженных районов аномалий температуры в северном полушарии	106

ТРУДЫ ГГО, вып. 201

Статистический анализ атмосферных процессов

Редактор Л. И. Штанникова
Тех. редактор Г. С. Николаева
Корректор З. Т. Тимченко

Сдано в набор 6/X 1967 г. Подписано к печати 29/I 1968 г. Бумага
тип. № 1 70×108/16. Бум. л. 3,625. Прив. печ. л. 10,15. Уч.-изд. л. 8,99.
М-21735. Индекс МЛ-147. Тираж 670 экз. Заказ 1203. Цена 63 коп.

Гидрометеорологическое издательство. Ленинград, В-53, 2-я линия, 23

Сортавальская книжная типография Управления по печати при Совете
Министров КАССР. Сортавала, Карельская, 42