

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ АВТОНОМНОЕ  
ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ  
«НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

---

---

Н.К. Барашкова, И.В. Кужевская,  
Д.В. Поляков

# КЛАССИФИКАЦИЯ ФОРМ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

Учебное пособие

*Допущено Учебно-методическим объединением по образованию  
в области гидрометеорологии в качестве учебного пособия  
для студентов высших учебных заведений, обучающихся  
по направлению «Гидрометеорология»*



Издательство Томского университета  
2015

УДК 551.513  
ББК 26.23.72  
Б 24

**Барашкова Н.К., Кужевская И.В., Поляков Д.В.**

Б 24 Классификация форм атмосферной циркуляции: учеб. пособие. –  
Томск: Изд-во Том. ун-та, 2015. – 124 с.

ISBN 978-5-7511-2369-7

DOI 10.17223/9785751123697

В пособии на основе научных публикаций и существующей учебной литературы излагается систематизированный теоретический материал для изучения учебной дисциплины «Классификация форм атмосферной циркуляции» в магистратуре 2-го года обучения гидрометеорологического направления. Пособие также может помочь студентам при подготовке к вступительным магистерским экзаменам и поступлению в аспирантуру.

**УДК 551.513**  
**ББК 26.23.72**

ISBN 978-5-7511-2369-7

© Барашкова Н.К., Кужевская И.В.,  
Поляков Д.В., 2015

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Целью курса «Классификация форм атмосферной циркуляции» является получение знаний о существующих подходах к построению классификаций (типизаций) атмосферных процессов, необходимых в научных исследованиях климатической и синоптической направленности. В курсе представлены:

- классические типизации, основанные на визуальном качественном анализе и учете некоторых основных факторов общей циркуляции атмосферы и являющиеся структурными элементами климатических полей. Современные классификации, используемые для долгосрочных прогнозов погоды;

- возможности использования методов математической статистики для выявления макроциркуляционных режимов.

Классификация форм циркуляции как отдельная дисциплина входит в блок дисциплин специализации «Климатология» и имеет статус курса по выбору.

Курс базируется на знаниях, полученных после усвоения дисциплин «Синоптическая метеорология», «Долгосрочные прогнозы погоды», «Теория общей циркуляции атмосферы», «Статистические методы в метеорологии».

В результате изучения дисциплины студент должен *знать*:

- основные принципы построения типизаций макропроцессов;

- технологию автоматических классификаций объектов ОЦА и метеорологических полей.

*Уметь*:

- выполнять схематизацию макросиноптических процессов, выделять периоды однородной циркуляции различного временного масштаба;

- рассчитывать индексы атмосферной циркуляции;

- проводить классификации методами математической статистики.

# 1. СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПОДХОДЫ К КЛАССИФИКАЦИИ АТМОСФЕРНЫХ МАКРОПРОЦЕССОВ И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Синоптическая метеорология, как известно, изучает физические процессы в атмосфере, обуславливающие характер погоды и ее изменения, с целью их предсказания на короткий или долгосрочный срок. Хотя в обоих случаях чаще всего используется синоптический метод, однако временной и пространственный масштаб изучаемых процессов различен.

Для целей долгосрочного прогноза погоды необходимо изучать закономерности развития макропроцессов, т.е. крупных атмосферных процессов, охватывающих большие географические пространства, соизмеримые с размерами больших частей материков и океанов и устойчивых во времени.

К настоящему времени достигнуты существенные успехи в изучении макропроцессов, закономерности развития которых используются как основа применяемых в ряде стран мира методов долгосрочных прогнозов погоды. Эти закономерности установлены путем применения синоптического, гидродинамического, климатологического методов исследования.

Под *макрометеорологией* понимается учение о физической природе атмосферных макропроцессов, в котором ставится цель выявления закономерностей их развития, необходимых для построения методов долгосрочного предсказания характера циркуляции и связанного с нею режима погоды в различных географических районах. Применительно к основной задаче макрометеорологии под *общей циркуляцией атмосферы* (ОЦА) следует понимать систему макропроцессов, определяющих крупномасштабные течения воздуха, режим погоды, а следовательно, и особенности климата.

В макрометеорологии чаще всего применяется синоптический метод исследования, который в последнее время сочетается с гидродинамическим моделированием. Под синоптическим методом понимается метод пространственно-временного физического ана-

лиза атмосферных процессов в их взаимодействии и развитии с помощью синоптических карт.

Однако метод макрометеорологии имеет определенную специфику, обусловленную различным синоптическим масштабом (во времени и пространстве) изучаемых процессов. В этой связи схематизация макропроцессов исключает детали, которые несущественны для особенностей атмосферных процессов, а выделяет ведущие их черты. На основных, наиболее распространенных средствах схематизации макропроцессов остановимся подробнее.

Наиболее часто при изучении макропроцессов и метеорологических полей используются сборные и сборно-кинематические карты, карты средних значений различных метеорологических элементов за тот или иной период времени и карты отклонения их от средних многолетних значений (норм), которые называются картами аномалий.

Способ построения сборных и сборно-кинематических карт предложен Б.П. Мультиановским. Он состоит в следующем: с ежедневных синоптических карт снимают положение центров циклонов и антициклонов, а также ложбин и гребней особыми значками: (центры циклонов – ●), центры антициклонов – ○, гребни – ⊕, ложбины – ⊙), отмечают их на новом бланке географической основы данного района. У каждого значка ставят дату, когда наблюдалась данная особенность барического поля [12].

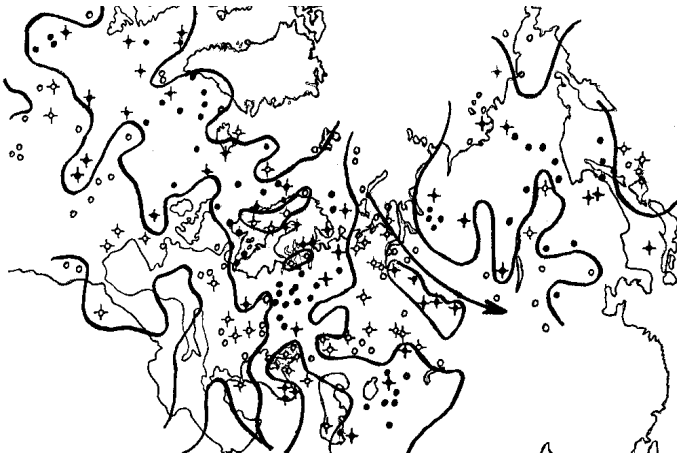


Рис. 1. Сборная карта для макропроцесса, наблюдающегося в теплое время года при движении антициклона по Карской оси

Затем проводят линию демаркации, разделяющую районы, где концентрируются центры циклонов и ложбины, от районов расположения антициклонов и гребней. Сборная карта дает характеристику распределения барического поля по знаку, т.е. она лишь указывает, в каких районах наблюдались циклонические образования, а в каких – антициклонические (рис. 1).

Для отражения кинематики процесса барические образования соединяют линиями в последовательности передвижения образований, отмечая их траекторию. Такая карта называется сборно-кинематической, пример которой приведен на рис. 2.

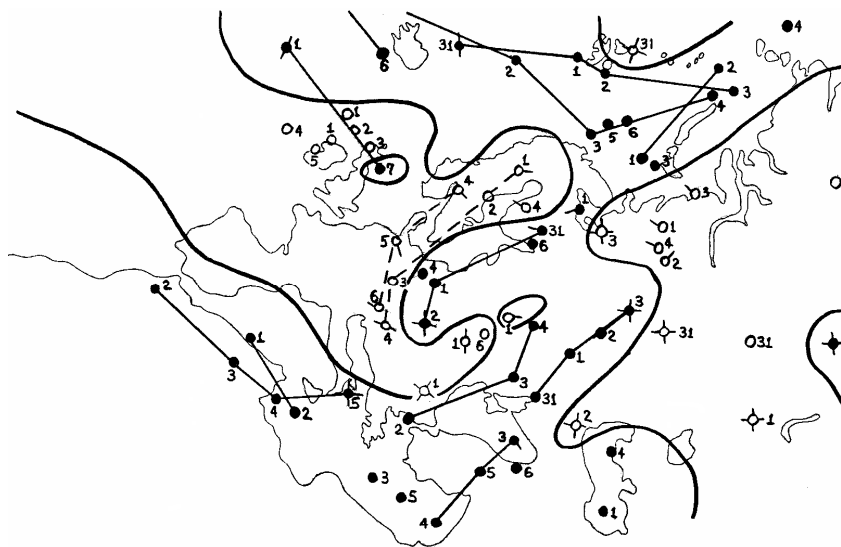


Рис. 2. Пример сборно-кинематической карты ЕСП

Иногда требуется построение еще более схематизированных карт, чем сборно-кинематические. В таком случае выделяют пучки траекторий и проводят среднюю линию каждого пучка, дающую представление о преобладающих траекториях барических образований. Такие карты называются картами-схемами (рис. 3).

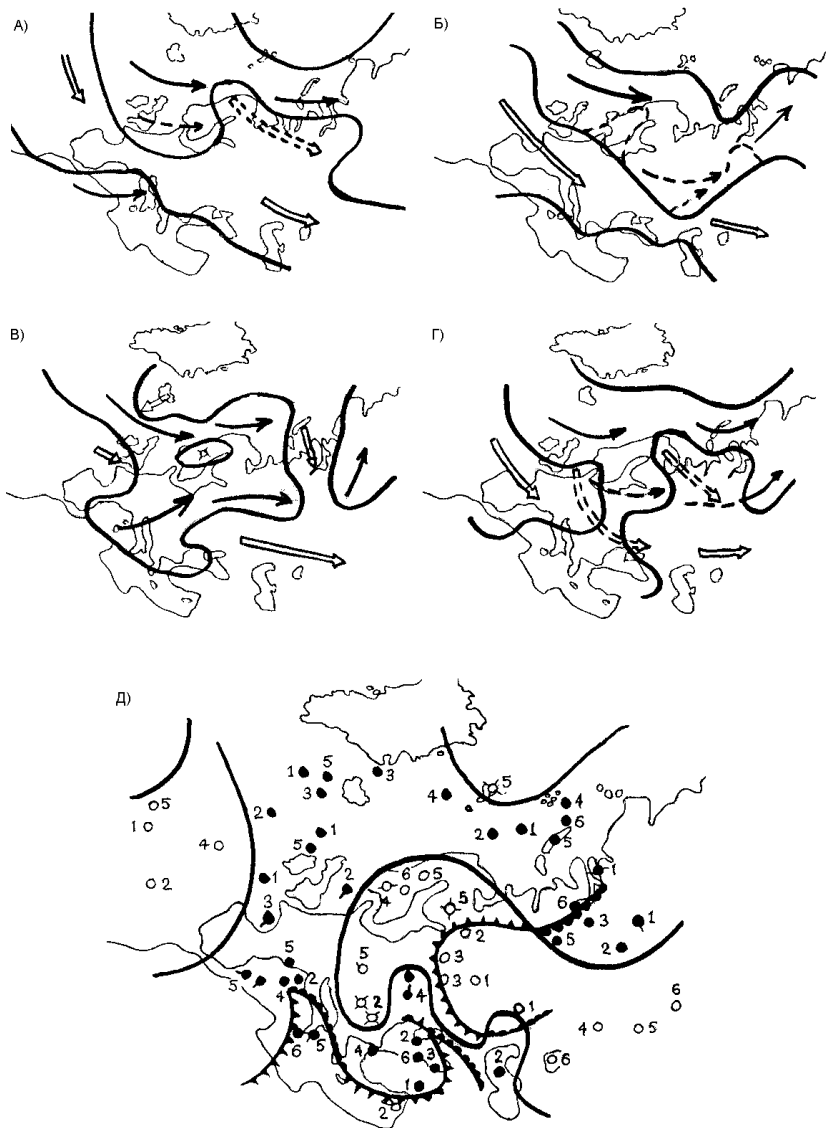


Рис. 3. Схема развития макропроцесса, приводящего к возникновению гололеда западного типа:

*a* – фаза угрозы, *б* – вторая фаза, *в* – третья фаза,

*г* – четвертая фаза, *д* – фаза гололеда

Указанные карты строят как по наземным данным, так и по высотным. Таким же путем нередко строят сборные карты термических очагов, снятых с наземных карт изотерм или с карт относительной топографии. Способ построения средних карт значений метеорологических величин очевиден и не требует специальных пояснений.

Для построения карт аномалий сравнивают, например, среднюю месячную температуру воздуха на данной станции со средним многолетним его значением для этого месяца (норма). Если температура воздуха в данном конкретном месяце меньше, чем норма, то перед величиной разности ставится знак минус (отрицательное отклонение от нормы). Линии, соединяющие отрицательные отклонения, обозначают синим цветом, положительные аномалии – красным (применительно к аномалиям температуры). Для карт аномалий других метеорологических величин соотношение цветов обратное.

Карты аномалий в наглядной форме дают представление о характере и степени аномальности процесса и режима погоды в рассматриваемом месяце. Например, карты аномалий атмосферного давления демонстрируют распределение масс воздуха: в районах, занятых положительной аномалией, имеет место избыток масс воздуха, а в районах с отрицательной аномалией – дефицит. Таким образом, можно получить представление о характере воздухообмена, происходящего в течение рассматриваемого периода времени.

Кроме описанных способов схематизации, в макрометеорологических исследованиях и методах анализа метеорологических полей используются и другие приемы обработки, схематизации и классификации исходных макропроцессов, которые будут представлены ниже.

### **1.1. Краткая историческая справка исследований по схематизации состояния ОЦА**

Первые попытки построения схем атмосферной циркуляции относятся к XVII в., когда Гадлеем было дано объяснение пассатной циркуляции. Первая эмпирическая схема глобальной атмосферной циркуляции была построена Мори в 1854 г., но малое количество фактических наблюдений делало ее весьма гипотетичной.



В последующем отдельные исследователи пытались проникнуть в природу основных звеньев общей циркуляции атмосферы путем типизации синоптических процессов по определенным районам Северного полушария. Так, Ван-Бebbер в 1896 г. произвел типизацию синоптических процессов над Европой по положению стационарных антициклонов в этом районе.

Существенным шагом вперед явились работы Б.П. Мультановского и учеников его школы. В отличие от Ван-Бebbера Б.П. Мультановский при классификации макропроцессов исходил из учета *движущихся* антициклонов. Изучая активность центров действия атмосферы, под которой понималось количество и интенсивность вторжений воздуха из данного центра действия на Европу, он установил ряд понятий, положенных в дальнейшем на основу долгосрочного прогноза погоды.

Так, изучая сборные и сборно-кинематические карты макропроцессов, Б.П. Мультановский обнаружил, что наблюдаются периоды времени, в течение которых в одних частях рассматриваемого района концентрируются центры циклонов, а в других – центры антициклонов. Такое состояние длится 5-7 дней, а затем происходит смена ориентировки макропроцессов. Этот период времени Б.П. Мультановский назвал *естественным синоптическим периодом* (ЕСП).

В 30-х гг. XX в. Г.Я. Вангенгеймом были начаты исследования общей циркуляции атмосферы путем расчленения непрерывного хода процессов на *элементарные синоптические процессы* (ЭСП), обобщенные позже в трех формах циркуляции – западной (*W*), восточной (*E*) и меридиональной (*C*).

Благодаря работам советских ученых А.А. Фридмана, Н.Е. Кочина, И.А. Кибеля и Е.Н. Блиновой существенное развитие получила гидродинамическая теория общей циркуляции атмосферы.

В 1946 г. группа американских ученых, в которую вошли Г.К. Россби, Чарни и Грессам, опубликовала отчет о работе в области экспериментального исследования общей циркуляции атмосферы (ОЦА), который дал толчок развитию гидродинамического моделирования. В этот же год было выполнено много важных исследований такими учеными, как Нэмайес, Эллиот и Лэмб.

В 50-х гг. XX в. в СССР продолжались широкие исследования механизма общей циркуляции атмосферы, его связи с разными факторами земного и космического происхождения, а также отражения циркуляционных условий в особенностях климатического режима. Наиболее важные исследования принадлежат Г.Я. Вангенгейму, С.П. Хромову, Б.Л. Дзерdzeевскому, Л.А. Вительсу и др.

Поскольку общая циркуляция атмосферы непрерывно изменяется, то в этом процессе могут быть выявлены различные по времени и пространству стадии развития, т.е. формы атмосферной циркуляции. Закономерности смены этих стадий должны являться основой методов долгосрочных метеорологических прогнозов различной заблаговременности.

Чтобы иметь возможность изучать закономерности смены указанных стадий (форм) развития атмосферной циркуляции, необходимо найти критерии, пользуясь которыми, можно объективно определять характер, наименование и границы этих стадий. Это можно, прежде всего, сделать путем построения соответствующей классификации (типизации) макропроцессов. Такая классификация должна базироваться на учете основных факторов, определяющих характер общей циркуляции атмосферы и ее изменение во времени.

В настоящее время уже известен ряд основных факторов, роль которых должна быть учтена в первую очередь. О роли таких факторов и изменении ее (роли) во времени можно судить по ряду качественных и количественных параметров, совокупность которых может рассматриваться как комплексный критерий расчленения макропроцессов по формам циркуляции.

В настоящее время еще не существует классификации макропроцессов, в которой бы при установлении различных типов учитывались все действующие факторы и параметры, их характеризующие. Одной из основных причин этого является отсутствие необходимых фактических данных о многих известных факторах и параметрах. Поэтому подавляющее большинство существующих классификаций базируется на учете лишь отдельных пара-

метров, которые недостаточно полно отображают особенности макропроцессов. Этим объясняется наличие большого количества классификаций, отличных друг от друга как по характеру установленных типов, так и по факторам, с учетом которых основаны классификации.

Классификации не устанавливают закономерности преемственности выявленных типов процессов, они лишь представляют собой характеристики типовых синоптических ситуаций в том или ином районе, являющихся структурными элементами климатических полей.

## **2. ХАРАКТЕРИСТИКА И ОСОБЕННОСТИ ТИПИЗАЦИЙ, ОСНОВАННЫХ НА ВИЗУАЛЬНОМ, КАЧЕСТВЕННОМ АНАЛИЗЕ И УЧЕТЕ НЕКОТОРЫХ ОСНОВНЫХ ФАКТОРОВ ОЦА (СИНОПТИЧЕСКИЙ ПОДХОД)**

В основу классификации атмосферных процессов заложены определенные принципы, исторически обусловленные уровнем познания общей циркуляции атмосферы объемом и качеством синоптического архива, техническими возможностями исследования. Рассмотрим наиболее известные и получившие широкое распространение классификации атмосферных процессов.

### **2.1. Типизация процессов атмосферной циркуляции Б.П. Мультановского**

Рабочей гипотезой синоптической школы Б.П. Мультановского являлось допущение того, что погода над Европой – это рефлекс состояния *центров действия атмосферы* (ЦДА) и, прежде всего, Азорского и Исландского.

О состоянии ЦДА Б.П. Мультановский судил по частоте и направлению вторжений антициклонов или ядер высокого давления из данного центра действия. Поскольку направление движения наземных антициклонов отражало характер основных течений на высотах и было сопряжено с определенным макропроцессом в остальных частях рассматриваемого района, то такой подход позволял связывать состояние указанных ЦДА с характером макропроцессов и погодой над районом, по которому составляется прогноз.

Были установлены такие понятия и закономерности: *естественный синоптический период* (ЕСП), *естественный синоптический сезон* (ЕСС), ритмическая деятельность атмосферы, фазы макропроцессов, аналогия в развитии макропроцессов.

Изучая характер макропроцессов и распределение знака барических полей за время движения антициклонов по соответствующим осям, Б.П. Мультиановский выделил промежуток времени (ЕСП) [11], в течение которого развивается определенным образом ориентированный процесс при сохранении знака поля на пространстве естественного района [12] (рис. 4).

Указывалось, что ЕСП обладают свойством квазипостоянства их продолжительности, как правило, они не превышают двух дней. Нередко встречаются ЕСП и иной продолжительности.

Вторым важным свойством ЕСП является свойство тенденции. Оно состоит в том, что в течение периода сохраняется общий характер развития синоптических процессов, следствием чего является сохранение географического расположения основных циклонических и антициклонических полей и направления смещения барических образований на пространстве естественного синоптического района (ЕСР).

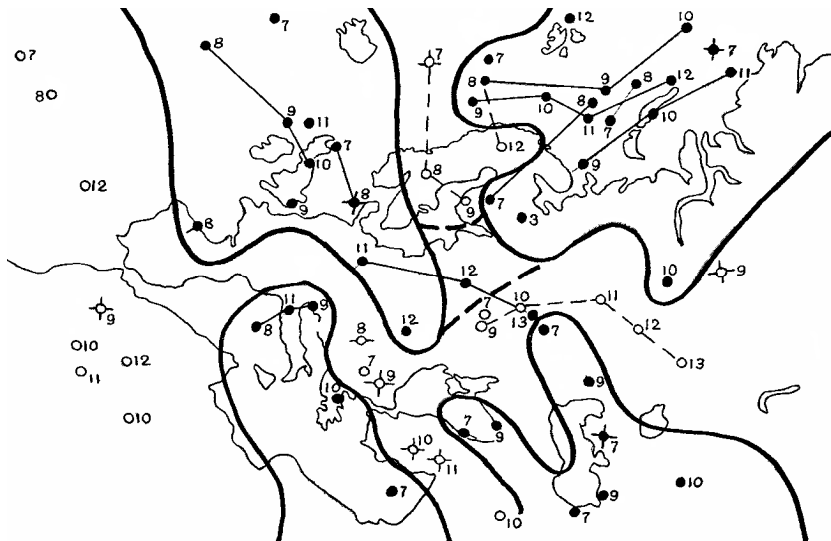


Рис. 4. Сборно-кинематическая карта ЕСП

## 2.2. Классификация атмосферных макропроцессов Г.Я. Вангенгейма – А.А. Гирса

Основываясь на понятии *элементарного синоптического процесса* (ЭСП), Г.Я. Вангенгейм в 1932–1935 гг. произвел типизацию макросиноптических процессов. Под ЭСП понимается процесс, в течение которого сохраняются географическое распределение знака барического поля и направление основных переносов воздуха в пределах Атлантико-Евразийского сектора Северного полушария [3].

Для каждого ЭСП строились сборно-кинематические карты. Сопоставление их друг с другом с учетом характера процессов их формирования, ориентировки господствующих ветров, основных вторжений воздушных масс позволило определить аналогичные группы ЭСП. В результате все многообразие процессов удалось отобразить в 26 типах. Для каждого из них были построены типовые сборно-кинематические карты и графики хода метеорологических величин.

В дальнейшем 26 типов процессов были обобщены в три типа атмосферной циркуляции: западный *W*, восточный *E* и меридиональный *C*, которые определялись по преобладающим переносам тропосферы умеренных широт. Сборно-кинематические карты всех 26 типов обычно применяют в практической работе при расчленении непрерывно протекающих процессов на ЭСП. Затем, пользуясь указанным выше распределением их по типам *W*, *C*, *E*, относят каждый ЭСП к тому или иному типу.

В 1946 г. Г.Я. Вангенгейм показал, что типы *W*, *C* и *E* являются, по существу, формами общей циркуляции атмосферы. А.А. Гирс, изучая вертикальную структуру процессов форм *W*, *C* и *E*, выявил, что при форме *W* в толще тропосферы наблюдаются зональные движения воздуха [7]. Преобразование процессов этой формы в *E* или *C* связано с возникновением в тропосфере стационарных волн большой амплитуды, пример которых представлен на рис. 5.

Теория таких волн в западных течениях рассматривается в работах Е.Н. Блиновой, К.Г. Россби, Н.Е. Кочина.

Рассмотрим существенные типовые характеристики основных форм *W*, *C* и *E*, необходимые для понимания макроциркуляционного метода долгосрочного прогнозирования погоды.

*Характеристики основных форм циркуляции.*

*Западная (W) форма.* В толще тропосферы наблюдаются волны малой амплитуды, быстро смещающиеся с запада на восток (см. рис. 5).

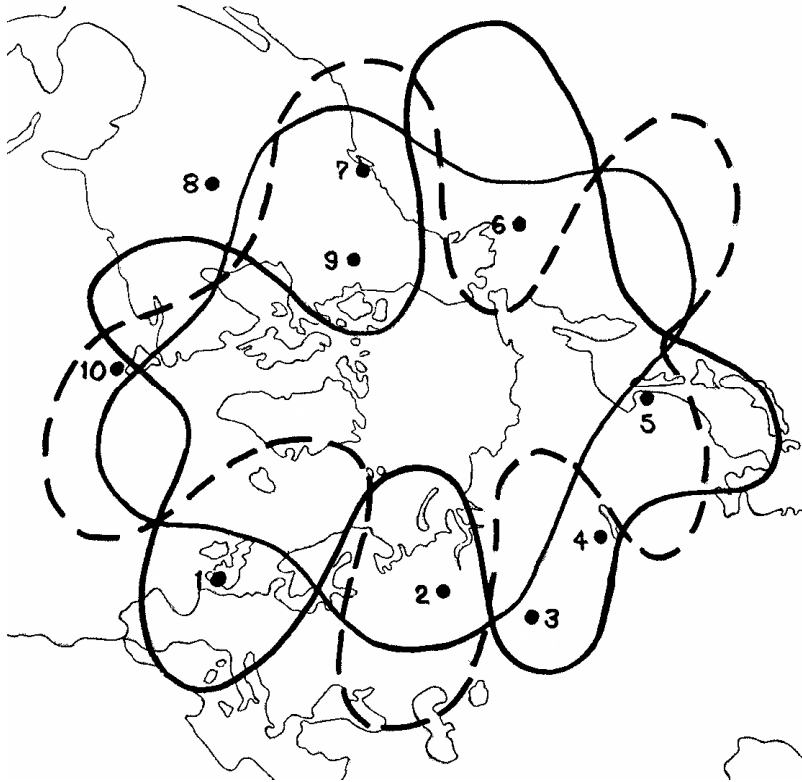


Рис. 5. Положение основных высотных (500 гПа) гребней и ложбин в кульминационной стадии процессов форм *W* (—), *E* (---), *C* (-.-)

На приземных картах наблюдается зональное смещение барических образований с запада на восток: циклонов – в умеренных и северных широтах, антициклонов – в субтропических (рис. 6).

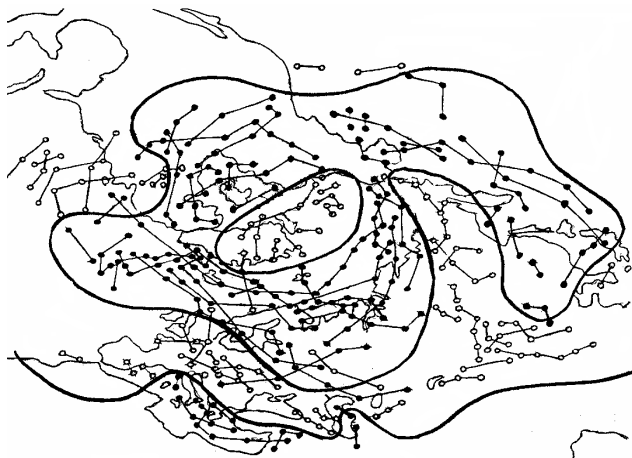


Рис. 6. Пример траекторий циклонов и антициклонов при W циркуляции

Среднее типовое барическое приземное поле представлено на рис. 7. Из него видно, что в субтропических широтах очень хорошо выражен пояс высокого давления, а в умеренных и полярных – зона пониженного давления. Субтропическая зона высокого давления почти не расчленяется, а представляется в виде пояса. То же можно сказать и о зоне пониженного давления умеренных широт.

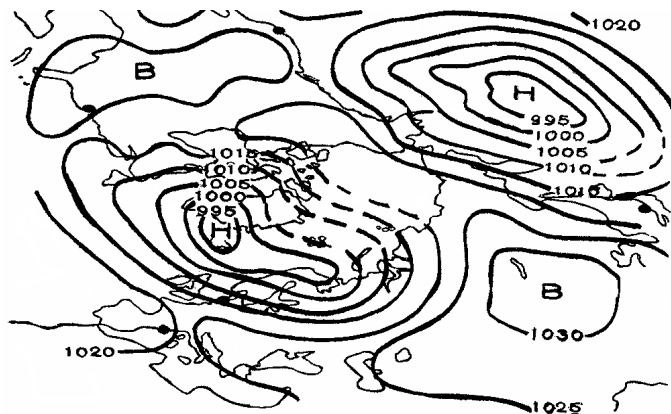


Рис. 7. Среднее давление при W циркуляции



Поскольку у земли и на высотах зональные составляющие циркуляции максимально усилены, а меридиональные ослаблены, то межширотный обмен воздушными массами сильно ослабевает. В приполярных районах начинает прогрессировать радиационное охлаждение (отрицательный радиационный баланс), а в субтропических – радиационное нагревание (положительный радиационный баланс). В результате этого в полярной области наблюдаются отрицательные отклонения температуры воздуха и атмосферного давления от нормы, а субтропических широтах – положительные. Формированию последних способствует в зимнее время вынос с запада теплых масс воздуха океанического происхождения (рис. 8, 9).

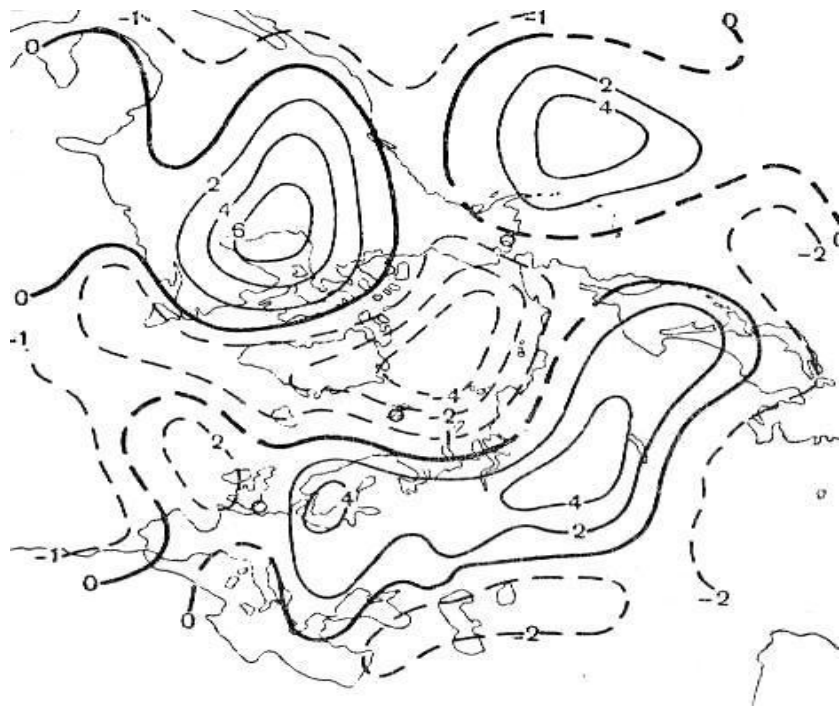


Рис. 8. Аномалии температуры при W циркуляции

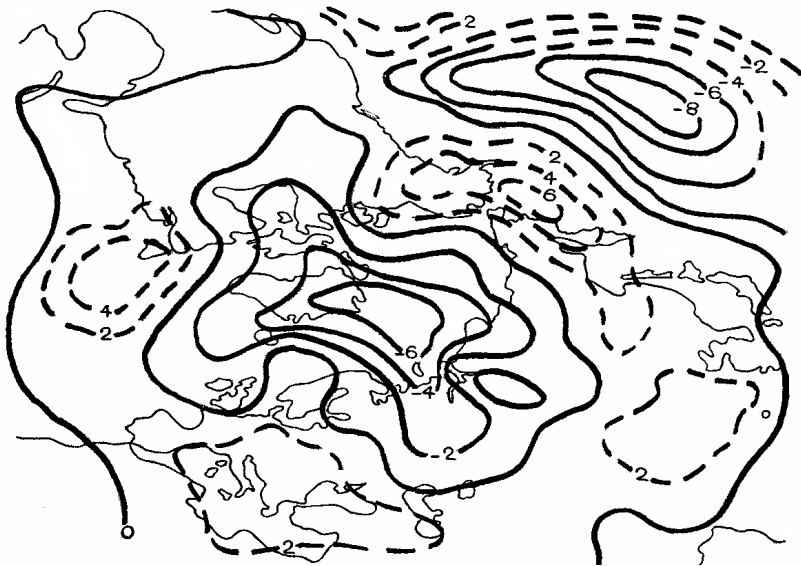


Рис. 9. Аномалии давления при W циркуляции

*Меридиональная (С) форма.* При форме С в толще тропосферы наблюдаются стационарные волны большой амплитуды, отображающие меридиональное состояние общей циркуляции (см. рис. 4).

Положение основных высотных (500 гПа) гребней и ложбин схематически изображено пунктирной линией на рис. 5. Видно, что по западной части гребней происходит вынос теплого воздуха в северные широты, где они встречаются с холодными массами арктического происхождения, что обуславливает здесь большие контрасты, конвергенцию высотных потоков и, следовательно, динамический рост приземного давления.

Зоны значительных контрастов температуры являются благоприятными для возникновения и активизации фронтов и связанной с ними циклонической деятельности. При этом циклоны движутся обычно, огибая высотные гребни, т.е. к западу от гребней по траектории с юго-запада на северо-восток, а к востоку от них с северо-запада на юго-восток – «ныряющие» циклоны (рис. 10).

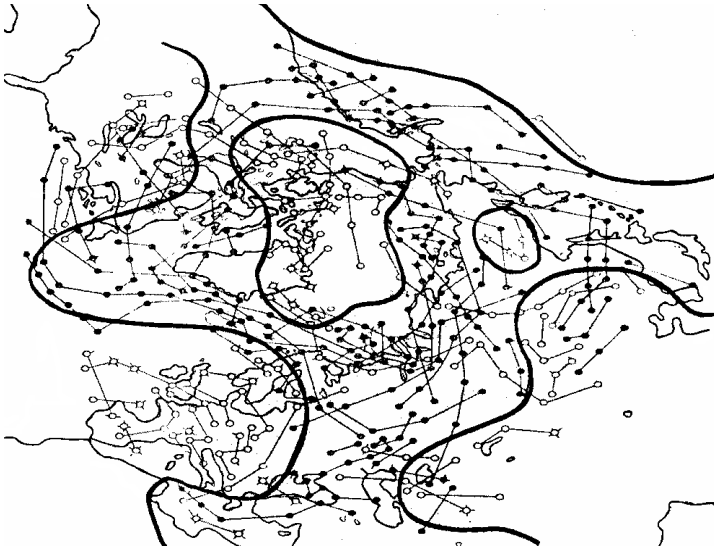


Рис. 10. Траектории циклонов и антициклонов при С циркуляции

Результатом циклонической деятельности является среднее типовое приземное давление (рис. 11), имеющее характерные особенности.

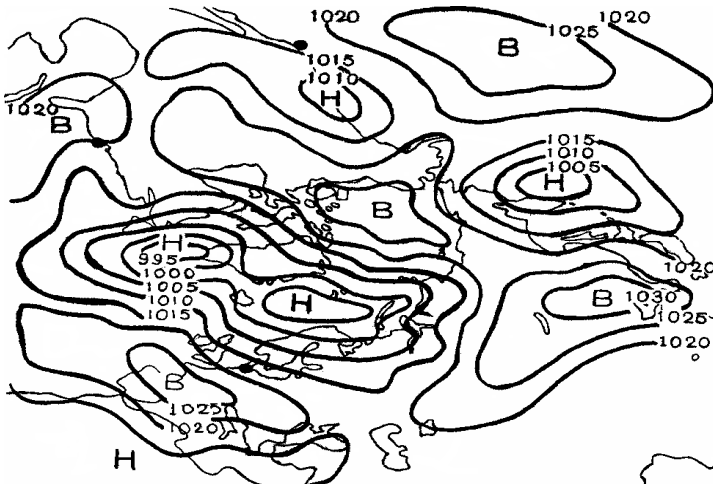


Рис. 11. Среднее давление при С циркуляции

а) Исландский и Алеутский минимумы сильно заполнены и на их месте иногда может образоваться антициклон субтропического максимума;

б) Сибирский антициклон хорошо развит. Его гребень соединяется с полярным антициклоном, а южная часть находится в субтропической зоне.

По восточной части высотных гребней в тропосфере наблюдается адвекция холода, по западной – адвекция тепла. В этой связи у земли и на высотах формируются области положительных аномалий в западных частях приземного антициклона, а отрицательные – в восточной части (рис. 12).

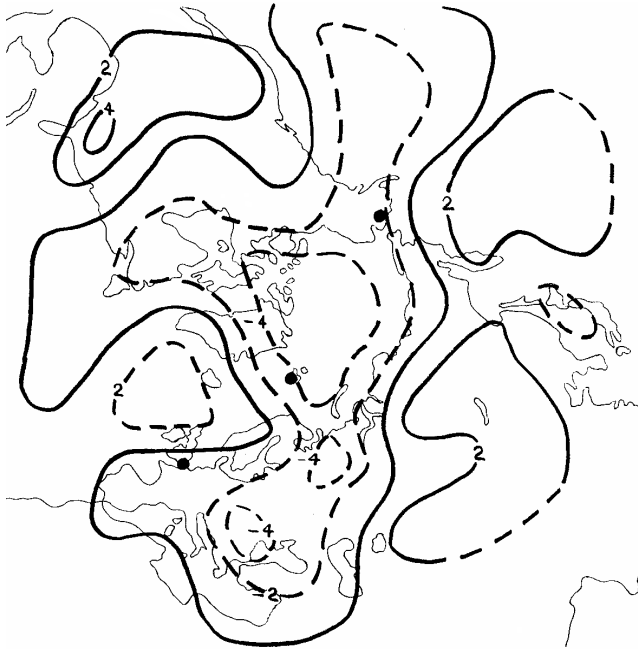


Рис. 12. Аномалия температуры при С циркуляции

*Восточная (E) форма.* Процессы восточной формы, так же как и процессы меридиональной формы, характеризуются в тропосфере стационарными волнами большой амплитуды, пример которых приведен на рис. 5. Однако локализация основных гребней и ложбин на полушарии, наблюдающаяся при форме *E*, обратна

той, которая наблюдается при форме *C*. Там, где при форме *C* находятся основные гребни, при форме *E* имеют место ложбины и наоборот. В связи с этим распределение аномалий температуры и давления, свойственных форме *C* (рис. 12, 13), обратно форме *E* в большинстве районов (рис. 14, 15).



Рис. 13. Аномалия давления при *C* циркуляции (декабрь–март)

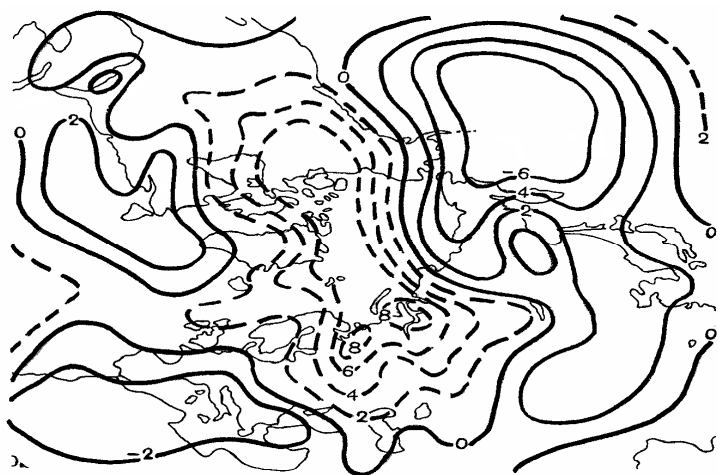


Рис. 14. Аномалия давления при *E* циркуляции

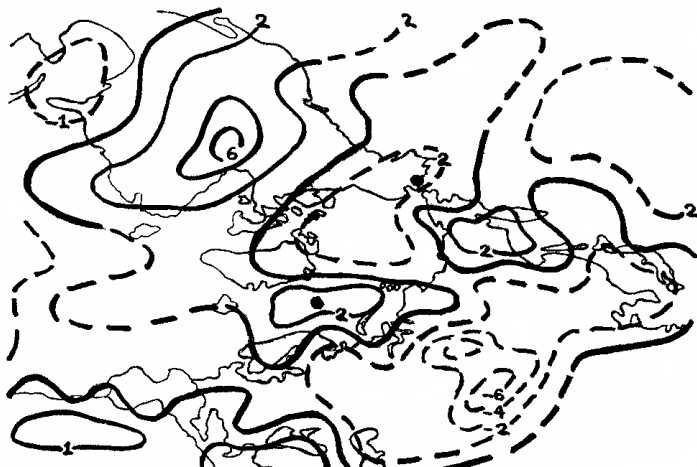


Рис. 15. Аномалия температуры при *E* циркуляции

Зона максимальных контрастов огибает гребни и ложбины. Циклоны, обходя гребни с востока, перемещаются с юго-запада на северо-восток. В районах, где на высотах располагаются восточные части гребней, у земли формируются стационарные антициклоны (рис. 16).



Рис. 16. Траектории циклонов и антициклонов при *E* циркуляции

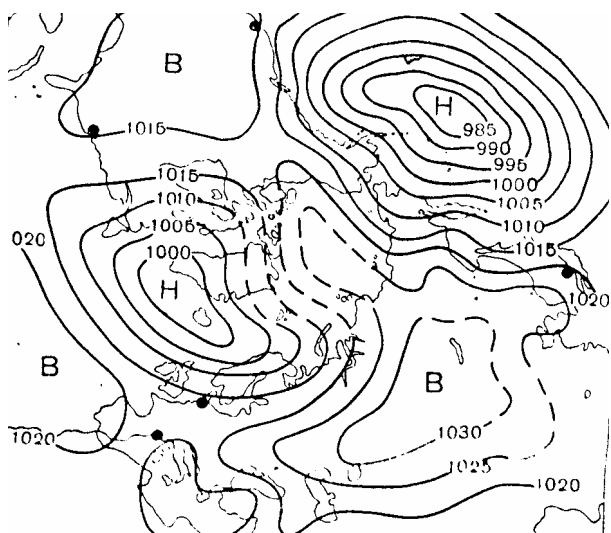


Рис. 17. Среднее давление при *E* циркуляции

Так, под восточной частью европейского гребня наблюдается сильный рост наземного давления (в направлении Карского и Каспийского морей). В результате этого гребень, а нередко и гребень Сибирского антициклона, смещается с востока на запад. Этому смещению способствует также динамический рост давления в северо-западной части европейского высотного гребня.

Карта среднего приземного давления при форме *E* представлена на рис. 17. Видно, что:

- а) Исландская и Алеутская депрессии хорошо развиты, а их ложбины распространены к северо-востоку и юго-востоку;
- б) Сибирский антициклон (зимой), как правило, ослаблен в Сибири и смещен к западу. Лишь в некоторых разновидностях имеет место сохранение в Сибири сильно развитого антициклона при наличии его второго центра на меридианах Каспийского моря.

В 1948 г. А.А. Гирс исследовал вопрос о вертикальной структуре макропроцессов *W*, *C*, *E* и о распространении этих форм макропроцессов на все Северное полушарие. Применив критерии, использованные Г.Я. Вангенгеймом для установления типов процессов *W*, *C*, *E*, к процессам Тихоокеано-Американского сек-

тора, он пришел к выводу, что макропроцессы, наблюдаемые в этом секторе, также можно обобщить в трех типах – одном зональном ( $Z$ ) и двух меридиональных ( $M_1$  и  $M_2$ ).

Процессам  $W$  и  $Z$  свойственно зональное состояние атмосферы, при котором в тропосфере наблюдаются волны малой амплитуды, быстро смещающиеся с запада на восток. Процессы  $E$ ,  $C$ ,  $M_1$  и  $M_2$  характеризуют меридиональное состояние атмосферы, которому в тропосфере свойственны стационарные волны большой амплитуды. При этом географическое положение высотных гребней и ложбин при  $E$  и  $C$ , а также при  $M_1$  и  $M_2$  противоположно (т.е. там, где при  $E$  располагается ложбина, при  $C$  отмечается гребень, и т.д.).

Анализ показал, что при одном и том же типе процессов  $W$ ,  $C$  или  $E$ , наблюдавшемся в Атлантико-Европейском секторе полушария (первый сектор), почти с одинаковой вероятностью могут наблюдаться различные типы процессов ( $Z$ ,  $M_1$  и  $M_2$ ) в Тихоокеано-Американском секторе. Поэтому, чтобы охарактеризовать макропроцесс сразу на всем полушарии, необходимо учесть одновременно процессы первого и второго секторов.

В результате было получено 9 типов макропроцессов ( $W_3$ ,  $W_{M1}$ ,  $W_{M2}$ ,  $E_3$ ,  $E_{M1}$ ,  $E_{M2}$ ,  $C_3$ ,  $C_{M1}$ ,  $C_{M2}$ ), которые могут рассматриваться как основные формы атмосферной циркуляции Северного полушария или как разновидности форм  $W$ ,  $C$ ,  $E$ , наблюдающиеся в первом его секторе.

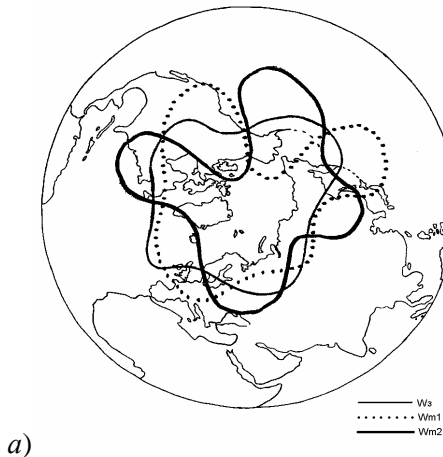


Рис. 18 (начало)



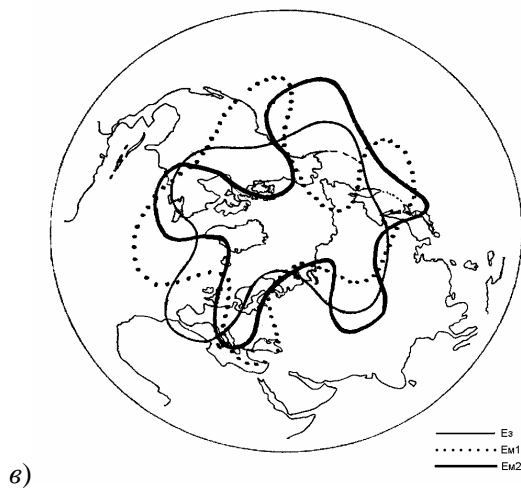
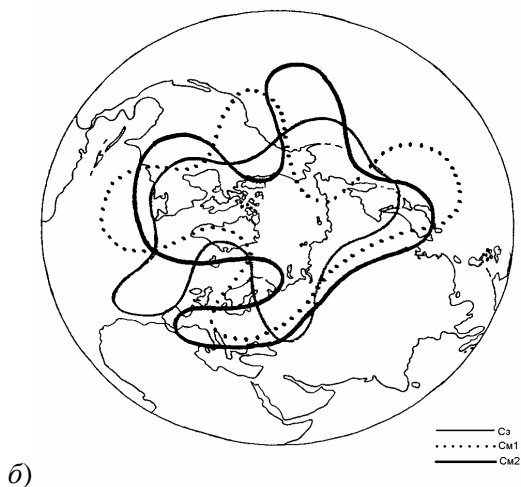


Рис. 18 (окончание). Схема положения высотных ( $AT_{500}$ ) гребней и ложбин при разновидности форм  $W$  (а),  $C$  (б),  $E$  (е) в Северном полушарии

На рис. 18 представлено географическое положение основных гребней и ложбин при каждой из указанных форм циркуляции на полушарии. Анализ этих карт показывает, что формы атмосферной циркуляции фиксируют определенный характер длинных

термобарических волн, наблюдаемых в тропосфере и нижней стратосфере. Отличие этих форм проявляется, прежде всего, в характере волн (стационарные или смещающиеся волны), их амплитуде и географической локализации основных гребней и ложбин.

Остановимся на рассмотрении этих особенностей в холодное время года.

*Западная форма циркуляции ( $W_3, W_{M1}, W_{M2}$ ).* Для макропроцессов западной формы циркуляции ( $W_3, W_{M1}, W_{M2}$ ) характерно следующее:

1. В тропосфере наблюдаются волны малой амплитуды, быстро смещающиеся с запада на восток. Эта особенность отмечается в обоих секторах полушария в случае  $W_3$  и лишь в первом его секторе при  $W_{M1}$  и  $W_{M2}$  (см. рис. 18, *a*). Во втором секторе при этих последних процессах имеют место стационарные волны большой амплитуды. Географическая локализация основных высотных ( $AT_{500}$ ) гребней и ложбин во втором секторе показана на рис. 18, *a*.

В первом секторе во всех трех разновидностях формы  $W$  отмечаются быстро смещающиеся волны: карта на рис. 18, *a* отражает преобладание в одних районах гребней, в других – ложбин.

2. В первом секторе полушария ослаблен междуширотный обмен воздухом, а интенсивность зональных составляющих циркуляции повышена. Во втором же секторе при  $W_{M1}$  и  $W_{M2}$  наблюдается обратная картина – усилен междуширотный обмен и ослаблена интенсивность зональной циркуляции.

Эти особенности определяются направлением и величиной термических и барических градиентов в толще тропосферы. В первом секторе полушария те и другие в среднем направлены с юга на север, во втором же секторе при  $W_{M1}$  и  $W_{M2}$  отмечается чередование стационарных теплых гребней и холодных ложбин. Поэтому здесь градиенты давления и температуры направлены в основном вдоль кругов широт, что и поддерживает наличие здесь интенсивного междуширотного обмена (см. рис. 18, *a*).

3. Траектории барических образований у поверхности земли зависят от направления ведущего потока в тропосфере, т.е. в конечном итоге от характера длинных термобарических волн, наблюдаемых в тропосфере.

При рассматриваемых процессах западной ( $W$ ) формы циркуляции у земли характерно смещение с запада на восток циклонов в умеренной зоне полушария и ядер высокого давления в субтропической зоне. При этом такие смещения отмечаются на всем полушарии при макропроцессе  $W_3$  и лишь в его первом секторе в случаях  $W_{M1}$  и  $W_{M2}$ .

Наличие при этих двух разновидностях формы  $W$  во втором секторе стационарных волн большой амплитуды обуславливает существенные меридиональные составляющие в перемещении барических образований у поверхности земли: циклоны смещаются к северу, где расположена западная часть высотных гребней (восточная часть высотных ложбин), и «ныряют» к югу в районе, где располагается восточная часть высотных гребней (западная часть ложбин) (см. рис. 18, *a*).

4. Распределение аномалий давления у поверхности земли во многом определяется характером длинных термобарических волн, свойственным этой форме циркуляции.

При всех трех разновидностях формы  $W$  в первом секторе полушария отмечаются отрицательные аномалии давления, отражающие наличие здесь в толще тропосферы быстро смещающихся волн малой амплитуды и связанные с ними смещения циклонов у поверхности земли с запада на восток.

Что же касается второго сектора полушария, то здесь рассматриваемые разновидности имеют существенные отличия. Так, в случае  $W_{M1}$  в районе Алеутских островов отмечается область значительных положительных аномалий давления. Она связана со стационарным высотным гребнем, расположенным здесь при  $W_{M1}$  и обуславливающим адвекцию холодного воздуха из Арктики в более низкие широты. Этот адвективный рост наземного давления в сочетании с конвергенцией высотных потоков и нисходящими движениями воздуха обуславливает формирование области повышенного давления. В результате в район Алеутских островов распространяется гребень Гавайского максимума, а Алеутский минимум расчленяется на два центра: один из них формируется в районе Камчатки, другой – над восточной частью Тихого океана.

В случае  $W_{M2}$  во втором секторе имеем почти обратную картину: в районе Алеутских островов отмечается отрицательная ано-

малия давления, связанная с наличием здесь высотной ложбины, адвекцией теплого воздуха и восходящими движениями в восточной части этой ложбины. В результате Алеутский минимум находится в районе его климатического положения. В случае  $W_3$  во втором секторе аномалии давления распределяются зонально: отрицательные аномалии в северных широтах, отражающие зональное смещение циклонов, и положительные аномалии в умеренной зоне, отражающие движение ядер высокого давления.

Наличие во втором секторе при макропроцессах  $W_3$ ,  $W_{M1}$ ,  $W_{M2}$  различных процессов ( $Z$ ,  $M_1$ ,  $M_2$ ) отражается на характеристиках процессов  $W$  и в первом секторе.

5. Состояние центров действия атмосферы различно при разных формах циркуляции и их разновидностях в Северном полушарии. Так, для рассматриваемых процессов формы  $W$  при всех трех ее разновидностях в районе расположения Сибирского максимума отмечается отрицательная аномалия давления, что свидетельствует об ослаблении этого центра действия.

Для района Исландии при рассматриваемых процессах формы  $W$  характерны отрицательные аномалии давления, что свидетельствует об углублении Исландского минимума, особенно при  $W_{M1}$  и  $W_{M2}$ . Для района Азорских и Гавайских островов характерны положительные аномалии давления и, следовательно, усиление субтропических максимумов (при  $W_3$  и  $W_{M1}$ ).

В районе расположения Алеутского максимума отмечаются отрицательные аномалии при макропроцессе  $W_{M2}$ , положительные при макропроцессе  $W_3$  и особенно при  $W_{M1}$ , когда, как указано выше, этот центр действия ослаблен и расчленен на два самостоятельного минимума (см. рис. 18, а).

6. При макропроцессах  $W_3$ ,  $W_{M1}$ ,  $W_{M2}$  в первом секторе полушария характерны положительные аномалии температуры воздуха, так как во всех трех разновидностях здесь получил развитие процесс одной и той же формы ( $W$ ). Вместе с тем в каждой из разновидностей имеются и свои особенности, обусловленные наличием во втором секторе различных процессов ( $Z$ ,  $M_1$ ,  $M_2$ ). Так, в случае  $W_{M2}$  величина аномалий наибольшая, а при  $W_3$  – наименьшая.

При макропроцессах  $W_3$ ,  $W_{M1}$ ,  $W_{M2}$  в холодное время года в умеренной зоне полушария наиболее вероятны положительные

отклонения от годовой нормы осадков, а к северу и югу от этой зоны – отрицательные аномалии. Несмотря на общее сходство распределения аномалии в первом секторе при всех трех разновидностях, имеются и некоторые специфические особенности, зависящие от характера процессов во втором секторе ( $З$ ,  $M_1$ ,  $M_2$ ).

*Макропроцессы меридиональной формы циркуляции ( $C_3$ ,  $C_{M1}$ ,  $C_{M2}$ ).*

Процессы этой формы, подобно процессам  $E$ , характеризуют меридиональное состояние атмосферы. Основной особенностью длинных термобарических волн, свойственных этой форме, так же как и форме  $E$ , является их стационарность, наличие большой амплитуды, а значит, и усиление междуширотного обмена воздухом. Вместе с тем процессы формы  $C$  имеют и принципиальные отличия от процессов формы  $E$ , так как географическое положение высотных гребней и ложбин и связанных с ними наземных полей аномалий у этих форм обратное (см. рис. 18, б).

Распределение аномалий давления при макропроцессах  $C_3$ ,  $C_{M1}$  характеризуется положительными аномалиями над океанами и отрицательными над континентами. При этом наибольшие аномалии наблюдаются в восточной части Атлантики (21,7 гПа). В результате Исландский минимум заполняется, и в этот район распространяется гребень Азорского максимума. Таким образом, при процессах формы  $C$  единого Исландского минимума не наблюдается.

1. При макропроцессе  $C_{M1}$  аналогичная картина наблюдается в Тихом океане. Таким образом, макропроцесс  $C_{M1}$  является наиболее аномальным процессом на полушарии, при котором практически отсутствуют два важнейших центра действия – Исландский и Алеутский – даже зимой, когда, они хорошо развиты. Траектории барических образований, так же как и при форме  $E$ , имеют меридиональные составляющие.

2. В распределении аномалий температуры при макропроцессах  $C_3$ ,  $C_{M1}$ ,  $C_{M2}$  четко проявляется меридиональность, при этом географическое положение областей аномалий температуры находится в хорошем согласии с локализацией высотных гребней и ложбин. Наибольшая отрицательная аномалия над европейской частью территории России (ЕТР) наблюдается при форме  $C_{M1}$  (до

+5 °С), а наименьшая – при  $C_{M2}$  (–3 °С). Процесс  $C_3$  занимает промежуточное положение.

3. Распределение осадков при макропроцессах  $C_3$ ,  $C_{M1}$ ,  $C_{M2}$  обнаруживает наличие значительной области избытка осадков, протянувшейся от Черного моря до Урала. Эта область связана с активным перемещением циклонов, связанных с восточной частью европейской высотной ложбины. Область дефицита осадков в восточной части Атлантики связана с адвекцией холодного воздуха по восточной части антициклонического гребня и соответствующими динамическими изменениями давления (см. рис. 18, б).

Как указывалось выше, формы атмосферной циркуляции  $W$ ,  $C$ ,  $E$  и девять их разновидностей в Северном полушарии не являются статистическими шаблонами, а представляют собой стадии непрерывного процесса преобразования одних форм в другие.

В исследованиях Г.Я. Вангенгейма и его последователей уделялось большое внимание изучению закономерностей преобразования указанных форм циркуляции в разные периоды времени (3–10 дней). Именно эти закономерности и легли в основу макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов большой и малой заблаговременности (см. рис. 18, б).

*Макропроцессы восточной формы циркуляции ( $E_3$ ,  $E_{M1}$ ,  $E_{M2}$ ).*  
Для макропроцессов восточной формы характерно следующее:

1. В толще тропосферы наблюдаются стационарные волны большой амплитуды. Географическая локализация основных высотных ( $AT_{500}$ ) гребней и ложбин при разновидностях формы  $E$  представлена на рис. 18, в.

2. Траектории наземных барических образований, зависящие от направления ведущего потока на высотах, приобретают значительную меридиональную составляющую, чем они существенно отличаются от процессов западной формы.

При процессах формы  $E$  циклоны смещаются в высокие широты в районах к западу от положения оси гребней и «ныряют» к югу в районах, расположенных восточнее высотных гребней.

3. Распределение аномалий давления при процессах формы  $E$  находится в согласии с положением высотных гребней и ложбин, свойственных разновидностям данной формы, – под восточными частями высотных гребней формируются области

положительных аномалий давления, под западными – области отрицательных аномалий.

Распределение аномалий давления при макропроцессах формы  $E$  принципиально отличается от их распределения при форме  $W$ : при  $W$  области положительных и отрицательных аномалий располагаются зонально, а при  $E$  – меридионально. В районе Алеутских островов при форме  $E_{M1}$  отмечается область положительных аномалий давления, в центре которой аномалия достигает 16 гПа. В результате Алеутский минимум заполнен, а в среднем барическом поле на его месте сформировался гребень Гавайского максимума.

Следовательно, при данной форме  $E_{M2}$  единого Алеутского минимума не существует. Он как бы раздвоен: один из его центров располагается в районе Камчатки, а другой – над западной частью Америки. При двух других разновидностях ( $E_{M2}$ ,  $E_3$ ) Алеутский минимум существует, хотя и несколько ослаблен (см. рис. 18, в).

4. Распределение аномалий температуры при макропроцессах  $E_3$ ,  $E_{M1}$ ,  $E_{M2}$  характеризуется тем, что в Арктике формируются положительные аномалии, а над континентом Евразии – отрицательные, т.е. картина, обратная форме  $W$ .

5. Распределение аномалий осадков при макропроцессах  $E_3$ ,  $E_{M1}$ ,  $E_{M2}$  показывает в Западной Сибири дефицит осадков, особенно значительный при  $E_{M1}$ , а на ЕТР – избыток осадков.

### ***2.2.1. Разновидности форм $W$ , $C$ , $E$ и причины их возникновения***

Рассматривая расположение высотных гребней и ложбин при формах  $W$ ,  $C$ ,  $E$ , можно заметить определенную симметрию их положения в Атлантико-Евразийском и Тихоокеано-Американском секторах Северного полушария (см. рис. 5). Так, при форме  $C$  наблюдается высотный гребень на меридианах Алеутских островов; ложбине над Западной Европой и ЕТР соответствует ложбина над западной частью Америки и т.д. При форме  $E$  в районах Исландии и Алеутских островов имеют место ложбины, а над Европой и западной частью Америки – гребни. При форме  $W$  в обоих секторах наблюдается хорошо выраженная зональность.

Такая симметрия, однако, наблюдается не всегда. Она имеет место в периоды сильного и устойчивого развития процессов данной формы. Эта стадия названа кульминационной [7]. Однако нередки случаи, когда, например, при форме  $W$  наблюдается хорошо развитая зональность в Атлантико-Евразийском секторе (первый сектор). Могут быть и другие соотношения полей в указанных секторах [6]. Эта стадия процесса называется преобразованием. Она возникает в периоды преобразования форм  $W$ ,  $C$ ,  $E$ .

Учитывая особенности процессов в Тихоокеанском секторе, т.е. понимая формы  $W$ ,  $C$ ,  $E$  как стадии макропроцессов в Северном полушарии, необходимо выделять следующие их разновидности:  $W_3$ ,  $W_{M1}$ ,  $W_{M2}$ ,  $E_3$ ,  $E_{M1}$ ,  $E_{M2}$ ,  $C_3$ ,  $C_{M1}$ ,  $C_{M2}$ . Индексы  $3$ ,  $M_1$ ,  $M_2$ , обозначают тип процессов в Тихоокеано-Американском секторе, наблюдавшийся в то время, когда в Атлантико-Евразийском секторе имели место процессы данной формы ( $W$ ,  $C$ ,  $E$ ).

### ***2.2.2. Типы макросиноптических процессов в Южном полушарии***

Синоптические процессы в Южном полушарии еще мало изучены. В то же время по многим районам Южного полушария накопилось уже большое количество данных наблюдений, позволяющих построить ряд средних многолетних характеристик атмосферной циркуляции.

Чтобы составить хотя бы самое общее представление о типах макропроцессов, в результате которых формируются многолетние средние их характеристики, рассмотрим результаты некоторых работ, где анализ процессов производится на основании ежедневных наблюдений во всем Южном полушарии [7]. К числу таких работ можно отнести исследования Лэмба. Анализируя ежедневные синоптические карты для значительной части Южного полушария за период с октября 1946 г. по апрель 1947 г., он пришел к выводу, что многие закономерности движения длинных волн, установленные для Северного полушария, наблюдаются и в Южном полушарии. Использование их при составлении прогнозов весьма эффективно. Лэмб обращает особое внимание на важную роль, которая принадлежит субтропическим высотным



гребням и наземным антициклонам в процессах цикло- и антициклогенеза умеренных и высоких широт Южного полушария. Так, прослеживая развитие меридиональных потоков тепла и холода, он установил, что в Южном полушарии наблюдалось шесть теплых гребней, расстояние между которыми около  $60^\circ$  долготы. Данное расположение гребней и ложбин сохраняется обычно 4–5 дней, после чего происходит крупная перестройка макропроцессов одновременно почти на всем полушарии.

Все эти и другие факты говорят о том, что в Южном полушарии, как и в Северном, происходят частые и существенные нарушения зональной циркуляции. При этом отмечается значительное меридиональное развитие высотных гребней и ложбин и происходит интенсивный междуширотный обмен воздухом.

Типизация макропроцессов для Атлантического и Индийского районов Южного полушария для летнего времени года на основании ежедневных синоптических карт дана Таубером. Типизация была произведена с учетом географического положения основных барических систем и связанных с ними основных переносов воздуха. В результате проделанной работы оказалось возможным наблюдавшиеся в эти годы макропроцессы обобщить в двух типах: зональном и меридиональном. Первый тип, кроме того, разделен на два подтипа, а второй – на пять. Подтипы меридионального типа отличаются друг от друга районом, в котором происходит меридиональное развитие гребней субтропических антициклонов (блокирование). Продолжительность существования типов колеблется от 2 до 8 сут. Средняя продолжительность зонального типа оказалась равной от 2 до 8 сут. Средняя продолжительность зонального типа оказалась равной 3 сут, а меридионального – 6 сут.

Повторяемость типов распределилась следующим образом: в атлантическом секторе зональный тип наблюдался в 38 % случаев, а меридиональный – в 62 %. Соответствующие цифры для индийского сектора 46 и 54 %. Таким образом, летом в рассматриваемом районе Южного полушария преобладает меридиональный тип циркуляции. Характерно, что повторяемость меридиональных процессов в Атлантическом секторе больше, чем в Индийском. Это, по-видимому, связано с влиянием горных хребтов Южной Америки и Земли Греймана.

Таблица 1

**Повторяемость (%) зонального и меридионального типов циркуляции по месяцам**

Тип	Декабрь	Январь	Февраль	Март
Зональный	35	33	24	8
Меридиональный	21	23	25	34

Из данных табл. 1 следует, что повторяемость меридиональных типов возрастает в течение лета, достигая максимума. В это же время повторяемость зональных процессов убывает и достигает в марте минимума. Такого рода изменения связаны со смещением (от декабря к марту) кромки льдов, а вместе с ней и антарктического фронта в более южные широты и активизацией циклонической деятельности на полярном фронте.

Особенно сильные зональные течения наблюдаются в умеренных широтах в районе Атлантического и Индийского океанов. Здесь отмечаются весьма значительные контрасты температуры, хорошо выраженные струйные течения, активизация циклонической деятельности и большая повторяемость штормовых ветров. Недаром 40 и 50° широты Атлантико-Индийского сектора названы мореплавателями «ревущими». Эти особенности связаны с тем, что континент Антарктиды расположен несимметрично относительно Южного полюса и сильно смещен в направлении Атлантического и Индийского океанов. В этом же направлении смещены Антарктический антициклон, а также и циркумполярная зона. Относительное приближение последней к субтропическому поясу создает увеличение градиентов, следовательно, возрастание скорости ветра.

Таким образом, можно считать установленным, что в Южном полушарии аналогично Северному полушарию, существует как зональное, так и меридиональное состояние атмосферы. Более детальное расчленение этих состояний, подобное тому, которое сделано для Северного полушария (на формы *W*, *C*, *E*), станет возможным при наличии необходимых систематических наблюдений за длительный период времени.

### **2.3. Принципы выделения зональной и меридиональной форм циркуляции А.Л. Каца**

В метеорологической литературе имеется немало работ, в которых выполнена та или иная классификация (типизация) синоптических процессов. Многообразие их объясняется различиями в принципах типизации масштабов района, над которым изучаются синоптические процессы, целевым назначением, а главное, особенностями качественного учета характеристик синоптических процессов по картам погоды.

Приземные и высотные карты погоды позволяют с большей или меньшей точностью установить форму циркуляции по траекториям барических образований или по характерным положениям высотных гребней и ложбин. Не менее важной является также характеристика интенсивности процесса с одной и той же формой циркуляции. Так, наступление заморозков находится в тесной зависимости не только от локализации высотных гребней и ложбин, но и от их интенсивности. Более того, одна и та же форма циркуляции при различной интенсивности может обусловить даже противоположную аномалию температуры. Поэтому для ряда задач необходимо отличать макропроцессы не только по форме, но и по интенсивности циркуляции.

#### ***2.3.1. Характеристики форм циркуляции***

Исследование количественных характеристик горизонтальных составляющих циркуляции для Атлантико-Евразийского и Тихоокеано-Американского секторов Северного полушария позволило установить, что одному и тому же состоянию циркуляции и аномалии температуры в одном секторе полушария могут соответствовать противоположные состояния в другом [13].

Кроме того, нередко встречаются такие случаи, когда даже в одноименных сезонах в явно меридиональных синоптических процессах величина индекса зональности превышает таковую в четко выраженных на больших пространствах зо-

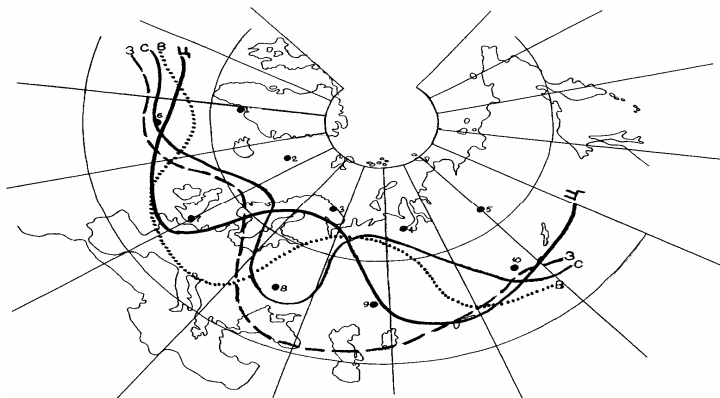
нальных синоптических процессах. Это свидетельствует о том, насколько может быть малоэффективно использование одного лишь индекса зональности для объективного макросиноптического анализа и классификации атмосферных процессов. В этих целях наряду с зональной формой необходимо применять также меридиональный индекс и их совокупность. Такие индексы были использованы не только для объективной оценки формы и интенсивности циркуляции, но и для оценки особенностей преобразования макропроцессов над ограниченной территорией.

Деление всех синоптических процессов на два основных класса – с зональным или меридиональным состоянием циркуляции – лишь первая, самая общая циркуляция. После такой классификации необходимо различать также меридиональные процессы по географической локализации основных особенностей барического поля каждого из процессов, какими являются гребни и ложбины планетарной высотной фронтальной зоны (ПВФЗ).

Первое основное приближение к географической локализации высотных гребней и ложбин можно получить из первичных записей для подсчета индекса меридиональности, которые представляют собой значения градиентов геопотенциала (по величине и знаку) вдоль параллели  $52^\circ$  с.ш. (северная граница южной зоны) в точках 6–10 представлены на рис. 19.

В то время как сумма модулей этих градиентов позволяет подсчитать интенсивность меридионального воздухообмена, знаки градиентов указывают на географическую локализацию основных характеристик высотного барического поля. Чередование положительных и отрицательных знаков градиентов означает, что при движении с запада на восток наблюдается смена около каждой точки высотных гребней на ложбины. Обратное сочетание – чередование отрицательных и положительных знаков градиента – указывает также на противоположную локализацию гребней и ложбин.

а)



б)

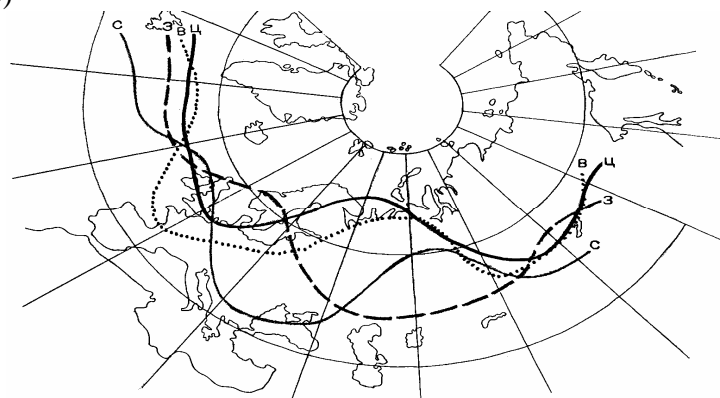


Рис. 19. Среднее положение ПВФЗ в меридиональных процессах западной (З), центральной (Ц), восточной (В) и смешанной (С) форм циркуляции в холодную (а) и теплую (б) части года

В табл. 2 приведены возможные сочетания последовательности знаков зональных градиентов геопотенциала вдоль параллели  $52^\circ$  с.ш. для Европейско-Азиатского сектора полушария. Использование этих показателей, наряду со всесторонним анализом приземных и высотных синоптических карт, позволяет объективизировать и значительно облегчить установление как интенсивности, так и формы циркуляции.

Таблица 2

**Возможные сочетания знаков зональных градиентов геопотенциала  
и их индексация**

№	Сочетание знаков	Форма циркуляции	№	Сочетание знаков	Форма циркуляции
01	+ - + -	Ц	09	+ + - -	С
02	- - + -		10	- + - -	
03	- - + +		11	- + - -	
04	+ - + +		12	+ + - +	
05	+ + + +	З	13	+ - - +	В
06	- + + -		14	- - - +	
07	- + + -		15	- - - -	
08	+ + + +		16	+ - - -	

Если обозначить каждое из сочетаний определенным шифром, как это сделано в табл. 2, то представляется возможным по величине общего индекса отнести процесс к одному из двух основных состояний циркуляции (зональному или меридиональному), а по сочетанию знаков зональных градиентов на параллели 52° с.ш. – к форме (группе) с той или иной локализацией высотных гребней и ложбин (см. рис. 19).

Возможны и дальнейшая детализация и обобщения. При необходимости учета географической локализации высотных гребней и ложбин только над Европой и Западной Сибирью, т.е. тех основных особенностей барического поля, которые определяют погоду на ЕТР и в Западной Сибири, можно ограничиться сочетанием знаков при зональных градиентах геопотенциала между точками 7–8 и 8–9, приведенных на рис. 19.

Первая группа с шифрами от 01 до 04 имеет общую особенность: в каждой ее подгруппе в районе Британских островов и Западной Европы расположена высотная ложбина или циклон. На ЕТР в средней полосе расположен высотный гребень или антициклон, к востоку от которого находится высотная ложбина (сочетание градиентов «-» и «+»). В соответствии с положением высотного гребня эта форма циркуляции получила название процессов с центральным положением гребня относительно Европы и Западной Сибири и обозначена для краткости буквой Ц. Наиболее характерное положение ВФЗ в меридиональном состоянии

этой формы приведено на рис. 19 сплошной жирной линией. Форма Ц, как и все последующие, может наблюдаться также в зональных состояниях циркуляции. При этом различие между зональным и меридиональным состоянием процессов с одинаковой локализацией гребней и ложбин обусловлено лишь величиной амплитуды волны: в зональном состоянии амплитуда волны незначительна по сравнению с ее величиной для той же конфигурации ВФЗ в меридиональном состоянии, что находит отражение в величине индексов.

Во второй группе с шифрами 05–08 объединены такие процессы (сочетание «+» и «-»), у которых высотный гребень или антициклон расположен над Западной Европой или Британскими островами, а к востоку от него – высотная ложбина, ось которой направлена на крайний юго-восток ЕТР или на юг Западной Сибири. По положению высотного гребня (пунктирная линия на рис. 19) такую форму циркуляции можно отнести к группе с западным положением высотного гребня, обозначив его буквой З.

Процессы противоположны сочетанием градиентов геопотенциала на участках Лондон–Киев и Киев–Оренбург («+» и «-») и отнесены к третьей группе (шифр 13–16). Это процессы с высотной ложбиной над Западной Европой и высотным гребнем или антициклоном на востоке ЕТР и над прилегающими районами Западной Сибири. Их можно назвать процессами восточного положения высотного гребня, обозначив буквой В. Характерное положение ВФЗ этих процессов в меридиональном состоянии приведено на рис. 19 точечным пунктиром.

Наконец, в четвертую группу, с шифрами 09–12, включены процессы с положительным значением зонального градиента геопотенциала на западном участке Лондон–Киев и отрицательным градиентом на участке Киев–Оренбург. Как по сочетанию знаков, так и по существу эти процессы на ЕТР противоположны меридиональным процессам Ц.

На западе и востоке от высотной ложбины над центральной частью рассматриваемой территории имеются высотные гребни. Как видно из рис. 19 (где наиболее характерное положение ВФЗ этой формы проведено сплошной тонкой линией), по положению

западного гребня эта форма близка к процессам *З*, а по локализации восточного гребня – к *В*. Они как бы являются одновременной комбинацией двух форм, поэтому названы смешанными и обозначены буквой *Ц*.

### ***2.3.2. Уточнение сезонных особенностей зональных и меридиональных процессов над Западной Сибирью*** ***И.Г. Храмцовой***

В Сибирском научно-исследовательском гидрометеорологическом институте (СибНИГМИ) И.Г. Храмцовой для прогностической схемы аномалии температуры воздуха на пять и десять дней была произведена классификация синоптических процессов на территории между 40 и 110° в.д., расположенной на стыке 1-го и 2-го ЕСР. При классификации синоптических процессов были внесены некоторые дополнения в типизацию А.Л. Каца, учитывающие региональные особенности. Эти дополнения, в основном, коснулись восточной и зональной форм циркуляции. Согласно [16], над Западной Сибирью восточная форма близка к смешанной (высотный гребень располагается примерно по Уралу), а зональная – к западной (в обеих формах над Западной Сибирью преобладают юго-западные потоки). В отличие от [13] к восточной форме циркуляции были отнесены такие поля  $AT_{500}$ , когда высотный гребень располагается над Западной Сибирью (ось проходит примерно по 70° в.д.), а к зональной, когда высотный циклон находится над полюсом, при этом в умеренных широтах над Западной и Восточной Сибирью наблюдается западно-восточный перенос. Типизация была произведена для четырех сезонов (весны, лета, осени и зимы) по архиву карт  $AT_{500}$  за 1952–1971 гг. Синоптические процессы классифицировались по пяти типам циркуляции: четыре меридиональных – восточный, центральный, смешанный, западный и один зональный.

Известно, что тому или другому типу циркуляции в средней тропосфере соответствует определенный температурный режим у поверхности земли. Для выявления температурного поля у по-



верхности земли, характерного для каждого типа циркуляции, была подсчитана аномалия средней пентадной температуры воздуха по 36 станциям района, получены ее типовое распределение и вероятность.

*Западная меридиональная форма (3).* Высотное поле в средней тропосфере характеризуется наличием гребня над Британскими островами и циклона в районе Карского моря и полуострова Таймыр. Ложбина этого циклона распространяется на Восточную Европу, ось ее в зависимости от сезона мигрирует между 30 и 40° в.д., над Сибирью преобладают юго-западные потоки. Вместе с тем имеются некоторые сезонные отличия в положении ПВФЗ, а следовательно, и в направлении потоков в средней тропосфере. Так, юго-западные потоки над всей территорией наблюдаются лишь летом и осенью. Зимой и весной юго-западные ветры простираются только до 85° в.д., а далее к востоку преобладают ветры северо-западного направления.

Различия между летней и зимней ПВФЗ на большей части территории составляют всего лишь 5–7° по широте. Наиболее существенные сезонные изменения выявлены в районе междуречья Енисей–Ангара–Байкала. Летом здесь располагается высотный гребень, а зимой – ложбина, ПВФЗ в этом районе от лета к зиме смещается к югу на 10–12° широты. Весенняя и осенняя ПВФЗ занимают промежуточное положение между зимней и летней фронтальными зонами, но весенняя ПВФЗ ближе по конфигурации к зимней, а осенняя – к летней.

Температурный режим у поверхности земли характеризуется наличием очага отрицательной аномалии температуры воздуха в районе северного Урала и очага положительной аномалии над Алтаем, Кузбассом, югом Красноярского края и Иркутской области. В зимнее время, по сравнению с остальными сезонами, нулевая изаномала располагается севернее, температурный контраст между очагами наибольший и достигает более 9 °С, весной и летом – около 3 °С, а осенью 5 °С.

Таблица 3

**Коэффициенты корреляции ( $r$ ) между полем  $AT_{500}$  и  $\Delta t_{\text{ср. пент}}$  по формам циркуляции**

Сезон	Форма циркуляции					$r$
	Ц	В	С	З	Зональная	
Весна	0,31	0,43	0,81	0,65	0,86	0,61
Лето	0,41	0,50	0,18	0,62	0,16	0,37
Осень	0,53	0,39	0,42	0,81	0,83	0,60
Зима	0,10	-0,22	0,38	0,85	0,82	0,39
<i>Год</i>	<i>0,34</i>	<i>0,28</i>	<i>0,45</i>	<i>0,78</i>	<i>0,67</i>	<i>0,49</i>

Таким образом, меридиональные процессы западного положения высотного гребня в зимнее и осеннее время обуславливают положительную аномалию температуры воздуха у поверхности земли южнее  $55^\circ$  с.ш. на западе и  $62^\circ$  с.ш. на востоке рассматриваемой области и отрицательную севернее этого района. Весной и летом почти на всей площади наблюдаются температурные условия, близкие к нормальным.

Как видно из данных табл. 3, при западной меридиональной форме циркуляции имеют место довольно высокие линейные связи между полем  $AT_{500}$  и аномалией средней пентадной температуры воздуха ( $\Delta t_{\text{ср. пент}}$ ) у поверхности земли, коэффициенты корреляции ( $r$ ) весной и летом достигают значений 0,65–0,62, а осенью и зимой 0,81–0,85.

Наибольшая вероятность типового распределения температурной аномалии по площади в основном совпадает с очагами максимальной аномалии и достигает 70–85 %, вместе с тем в области фронтальной зоны она мала, всего лишь 48–50 %. Такое распределение вероятности вполне объяснимо. При западной меридиональной форме южная часть территории находится обычно под влиянием тепловых секторов циклонов, а северная – их тыловых частей. В области фронтальной зоны наблюдаются как адвекция тепла, так и адвекция холода, поэтому вероятность преобладания температурной аномалии одного знака здесь мала.

*Центральная меридиональная форма циркуляции (Ц).* При этом типе циркуляции в средней тропосфере над ЕТР располагается высотный гребень, а над Западной Сибирью – ложбина ци-

клона, центр которого обычно находится над севером Сибири. Ось ее ориентирована с северо-востока на юго-запад и проходит по линии: Игарка–Сургут–Кустанай. Зимой центр циклона находится в бассейне р. Хатанги, а в другие сезоны – над Новосибирскими островами. Оси высотных фронтальных зон на севере ЕТР в течение года располагаются плотным пучком, над Сибирью же заметны сезонные отличия. Так, над Западной Сибирью весенняя и осенняя ветви проходят севернее зимней и летней ПВФЗ, а в Восточной Сибири они занимают промежуточное положение между ними.

При центральной форме циркуляции в течение года, кроме летнего сезона, наблюдается холодная погода почти на всей рассматриваемой территории. Зимой отрицательная аномалия температуры воздуха в среднем  $6^{\circ}\text{C}$ , весной и осенью  $3^{\circ}\text{C}$ , летом  $2^{\circ}\text{C}$ . Очаг холода весь период, кроме лета, занимает междуречье Оби и Енисея, самые низкие температуры отмечаются в Игарке, Подкаменной Тунгуске и Колпашеве. Положительная аномалия наблюдается лишь на крайнем юго-востоке в зимнее время и на крайнем северо-западе в переходные сезоны.

Летом распределение температурной аномалии значительно отличается от остальных сезонов. Очаги отрицательной аномалии температуры занимают Западную Сибирь, в то время как над Восточной Сибирью наблюдается теплая погода с очагом положительной аномалии температуры в районе оз. Байкал. Наибольшие вероятности типового распределения совпадают с максимальными и минимальными значениями аномалии и составляют 70–80 %, менее обеспечен восток территории ( $P = 50\%$ ).

По сравнению с западной меридиональной формой линейная корреляционная связь между полем циркуляции на  $AT_{500}$  и температурным полем у поверхности земли уменьшается до 0,31–0,53 весной, летом и осенью, а зимой она практически отсутствует ( $r = 0,10$ ). Такое низкое значение  $r$  является, скорее всего, следствием суммирования различных по знаку связей. Дело в том, что при центральной форме циркуляции над восточной территорией должна существовать прямая связь между  $AT_{500}$  и аномалией температуры у поверхности земли, а над западом – обратная. Рассчитанные коэффициенты корреляции для этих частей подтвержда-

ют высказанное предположение: для запада  $r = -0,1$ , а для востока  $r = 0,49$ .

*Восточная меридиональная форма циркуляции (В).* Восточная меридиональная форма характеризуется высотным гребнем над Западной Сибирью. Ось этого гребня мигрирует в зависимости от сезона между  $60$  и  $72^\circ$  в.д. Весной и летом она занимает крайнее восточное положение, а осенью – западное, соответственно над западной половиной территории преобладают юго-западные ветры, а над восточной – северо-западные.

По сравнению с ранее описанными типами циркуляции фронтальная зона над Западной Сибирью проходит намного севернее, примерно по  $63$ – $67^\circ$  с.ш. Значительные сезонные отличия прослеживаются на крайнем востоке территории. Зимой, весной и осенью ПВФЗ ориентирована здесь с северо-запада на юго-восток на район Подкаменная Тунгуска–Красноярск–Иркутск, а летом она прослеживается на  $5$ – $10^\circ$  севернее – в районе Игарка–Киренск–Верхоянск.

В весеннее, летнее и осеннее время этот тип циркуляции обуславливает теплую погоду. Очаг положительной аномалии температуры занимает междуречье Оби и Иртыша, достигая значений  $3$ – $5^\circ\text{C}$ . В весеннее время образуется вторичный очаг тепла в районе впадения Ангары в Енисей. Наибольшая вероятность типового распределения приходится на западную половину территории и составляет весной и летом  $90$ – $95\%$ , а осенью  $80$ – $85\%$ , в восточной половине она уменьшается между полем  $AT_{500}$  и аномалией температуры воздуха у поверхности земли, коэффициент корреляции составляет  $0,40$ – $0,50$ .

В зимнее время распределение аномалии температуры воздуха существенно отличается от остальных сезонов. Очаг тепла располагается на севере в районе Диксона, а холода – на юго-восток в бассейне р. Ангары. Температурный контраст между очагами достигает  $7^\circ\text{C}$ . Над Западной Сибирью наблюдаются условия, близкие к многолетней норме (аномалия средней пентадной температуры составляет  $\pm 0,5^\circ\text{C}$ ). Наибольшая вероятность типового распределения температуры в отличие от остальных сезонов приходится на восточную часть территории и составляет  $60$ – $70\%$ , на  $20$ – $30\%$  меньше, чем в остальных сезонах.

В зимний период ослабевает и становится обратной связь между полем циркуляции на  $AT_{500}$  и аномалией температуры воздуха у поверхности земли:  $r = -0,22$ . Происходит это потому, что зимой гребень в средней тропосфере чаще всего обуславливает антициклогенез у поверхности земли, который способствует образованию мощных инверсий, длительному выхолаживанию приземного слоя воздуха.

*Смешанная меридиональная форма циркуляции (С).* При смешанной меридиональной форме циркуляции в средней тропосфере над востоком ЕТР наблюдается гребень, ось которого проходит по меридиану  $50^\circ$  в.д., остальную территорию занимает ложбина циклона, находящегося обычно над Таймыром, а в летнее время в междуречье Оби и Енисея. Ось ложбины ориентирована с севера на юг. Сезонные особенности относятся в основном к положению и интенсивности высотной ложбины. В зимнее и весеннее время замкнутый циклонический центр занимает бассейн р. Хатанги, а ось ложбины проходит примерно по  $105^\circ$  в.д., в связи с этим над большей частью территории наблюдаются северо-западные потоки. В летнее время изолированный циклон занимает междуречье Оби и Енисея, ось его ложбины также ориентирована с севера на юг, но она расположена на  $25^\circ$  западнее, по меридиану  $80^\circ$ , поэтому на востоке территории наблюдаются юго-западные потоки. Осенью высотное поле близко к летнему типу, но в отличие от лета циклон находится над Таймыром, а ось ложбины направлена с северо-востока на юго-запад через районы Хатанга–Колпашево–Караганда, и крайний восток территории находится еще под влиянием юго-западных потоков.

Наиболее существенные сезонные отличия в положении фронтальной зоны приходятся на восточную половину территории. Зимой ПВФЗ ориентирована здесь с северо-запада на юго-восток, а летом с юго-запада на северо-восток, при этом максимальное различие по широте достигает  $20^\circ$ .

Эта форма циркуляции определяет пониженный фон температуры в течение года, исключая летний период. Очаг отрицательной аномалии температуры воздуха весной и осенью охватывает междуречье Оби и Енисея, а зимой – среднее течение Енисея. Величина аномалии в очагах достигает соответственно 3 и  $6^\circ\text{C}$ .

Температурное поле летом существенно отличается от других сезонов. Отрицательная аномалия формируется лишь на юго-востоке Западной Сибири и севере Казахстана, остальная площадь занята положительной аномалией. Очаги тепла расположены в районе Сыктывкара ( $2^{\circ}\text{C}$ ) и Хатанги ( $4^{\circ}\text{C}$ ), а очаг холода – в районе Караганды ( $-2^{\circ}\text{C}$ ).

Области максимальной обеспеченности типового распределения температурной аномалии совпадают по площади с очагами аномалии, значения вероятности в них достигают 70–80 %.

При смешенной меридиональной форме отмечаются довольно высокие линейные связи между полем циркуляции на  $AT_{500}$  и аномалией пентадной температуры весной ( $r = 0,81$ ), несколько ниже коэффициенты корреляции зимой и осенью (0,38–0,42) и наиболее низкие значения отмечаются летом ( $r = 0,18$ ). В последнем случае характер связи становится, по-видимому, более сложным, значительная роль принадлежит облачности, и при циклогенезе, в зависимости от формы облачности, может наблюдаться как теплая, так и холодная погода.

*Зональная форма циркуляции (3).* Для зональной формы циркуляции характерно наличие циклона в полярной области и западно-восточного переноса в умеренных широтах. ПВФЗ почти по всей территории проходит по  $53\text{--}57^{\circ}$  с.ш., причем зимняя ветвь очень близка к весенней, а летняя – к осенней. Существенное отличие наблюдается летом на крайнем востоке рассматриваемой области. В этом сезоне, примерно по Енисею, проходит ось слабо выраженной ложбины, и воздушные потоки направлены здесь к северо-востоку, соответственно ПВФЗ в этом районе лежит на  $10\text{--}15^{\circ}$  севернее, чем в остальных сезонах.

Зимой изаномалы направлены по широте, очаг холода занимает полярную область севернее  $65^{\circ}$  с.ш. На остальной площади прослеживается очаг положительных изаномал, температурный контраст составляет более  $9^{\circ}\text{C}$ . Аналогичное температурное поле наблюдается осенью, однако температурный контраст ослабевает до  $5^{\circ}\text{C}$ .

Весной и летом нарушается зональность в распределении температурной аномалии. Весной область отрицательных аномалий распространяется на Таймыр, нижнее течение Оби, нулевая изаномала по сравнению с зимой и осенью находится на  $5^{\circ}$  южнее,

температурный контраст уменьшается до 4 °С. Летом над территорией наблюдается слабая положительная аномалия температуры воздуха, значения аномалии в очагах не превышают 1 °С. Максимальная вероятность типового распределения аномалии температуры в очагах зимой и осенью составляет 80–90 %, а весной и летом – 70–75 %. Наименьшие значения вероятности (40–50 %) приходится на область нулевой изаномалы. Корреляционная связь между полем  $AT_{500}$  и температурной аномалией очень высокая:  $r = 0,82–0,86$ . Исключением является летний период, когда  $r = 0,16$ . Причины слабой связи для лета, по-видимому, те же, что и при смешанной форме циркуляции.

#### **2.4. Типизация процессов атмосферной циркуляции над Северным полушарием Б.Л. Дзердзеевского**

В 1946 г. Б.Л. Дзердзеевский совместно с В.М. Курганской и З.М. Витвицкой, произвел типизацию макросиноптических процессов, наблюдавшихся над Северным полушарием за период с 1933 по 1940 г. [9].

Тип (схема) крупномасштабной атмосферной циркуляции для внетропических широт Северного полушария определялся положением и характером основных синоптических процессов в нижней тропосфере – траекторий антициклонов, связанных с арктическим вторжениями, и выходов южных циклонов. Эти процессы, в свою очередь, отражают географическое положение высотных ложбин и гребней в поле давления в средней тропосфере. Это синоптическое положение, как правило, относительно устойчиво во времени (мало меняется на протяжении в среднем 3 сут).

Типизация основана на учете *количества, интенсивности и района* арктических вторжений. Основным признаком, по которому проведена типизация, явилось наличие или отсутствие *блокирующих процессов* на полушарии, их направление и количество. В отдельную группу были выделены процессы с циклонической циркуляцией на полюсе. Всего выделено 4 группы циркуляции, 13 типов, 41 подтип или элементарный циркуляционный механизм, сокращенно ЭЦМ, который и является ос-

новой единицей типизации (табл. 4). Обозначение ЭЦМ включает число и буквы. Число обозначает тип ЭЦМ. Первыми буквами алфавита (*a, б, в, г*) обозначаются различия ЭЦМ в пределах одного типа в направлениях арктических вторжений или выходов южных циклонов. Буквами «з» – зимний и «л» – летний (соответственно «и» – winter и «с» – summer) – сезонные различия ЭЦМ по знаку барических полей над океанами и континентами (табл. 5). В типах 4, 9 и 10 зимние ЭЦМ (4*a*, 9*b* и 10*a*) обозначены первыми буквами алфавита. Все типы процессов были объединены в четыре группы. К первой из них отнесены типы, при которых отсутствуют арктические вторжения, т.е. преобладает зональная циркуляция типа 1 (рис. 20).

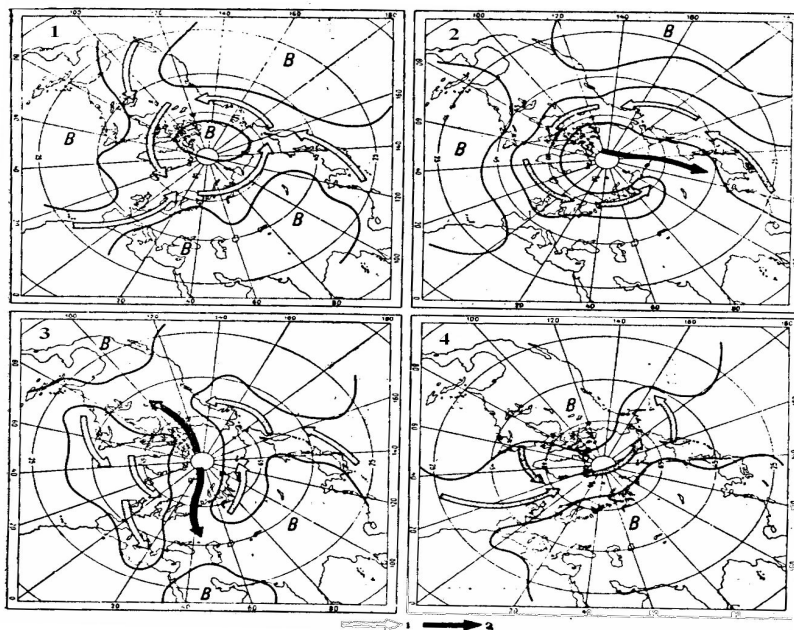


Рис. 20. Схемы элементарных циркуляционных механизмов по Б.Л. Дзердзеевскому (ЭЦМ 1*a* и 1*b*):  
1 – траектории циклонов, 2 – траектории антициклонов [18]



Схема процессов типа 2 отличается от типа 1 активизацией циклонической деятельности в Сибири – циклоны смещаются в восточном направлении (см. рис. 20). Ко второй группе относятся случаи с одним арктическим вторжением (но в разных районах). В эту группу входят типы 3–7. На рис. 20 под № 2 приведена схема процессов типа 5, входящего в данную группу. В случае процессов типа 3 арктическое вторжение происходит через Гренландию, в типе 4 – через Канин Нос, в типе 6 – через Чукотский полуостров, в типе 7 – через Гудзонов залив. К западу и востоку от районов арктического вторжения на широте около 65° происходит зональное смещение циклонов (с запада на восток). К третьей группе относятся случаи с двумя и более одновременными вторжениями. Сюда входят типы (ЭЦМ) 8а, 8б, 9–12. На рис. 20 под № 3 приводится схема типа 10. В ЭЦМ 8а арктическое вторжение происходит в направлении на Британские острова и Гудзонов залив; при ЭЦМ 8б – на Канин Нос и Айон – оз. Байкал; в типе 9 – на Исландию и Аляску; в типе 11 – через Новосибирские острова и на Канаду; в типе 12 имеется четыре арктических вторжения – через Аляску, Хатангский залив, Исландию и Гудзонов залив. В четвертую группу вошел тип 13 с двумя ЭЦМ, в которой циклоническая деятельность охватывает всю полярную область, а циклоны проходят через Северный полюс. Схема этого типа для холодного времени представлена на рис. 20 под № 4.

Таблица 4

**Характеристика групп циркуляции атмосферы Северного полушария в типизации Б.Л. Дзердзеевского**

Группа циркуляции	Типы ЭЦМ, входящие в группу	Атмосферное давление в Арктике	Количество блокирующих процессов	Количество выходов южных циклонов
Зональная	1 и 2	Высокое	0	2–3
Нарушение зональности	3–7	Высокое	1	2–3
Меридиональная северная	8–12	Высокое	2–4	2–4
Меридиональная южная	13	Низкое	0	3–4

Таблица 5

## Обозначения ЭЦМ на кириллице и латинице

На кириллице	На латинице	На кириллице	На латинице
1а	1a	8вз	8cw
1б	1b	8вл	8cs
2а	2a	8гз	8dw
2б	2b	8гл	8ds
2в	2c	9а	9a
3	3	9б	9b
4а	4a	10а	10a
4б	4b	10б	10b
4в	4c	11а	11a
5а	5a	11б	11b
5б	5b	11в	11c
5в	5c	11г	11c
5г	5d	12а	12a
6	6	12бз	12bw
7аз	7aw	12бл	12bs
7ал	7as	12вз	12cw
7бз	7bw	12вл	12cs
7бл	7bs	12г	12d
8а	8a	13з	13w
8бз	8bw	13л	13s
8бл	8bs	вт	

Для каждого ЭЦМ на основе сборно-кинематических карт составлены схемы перемещения циклонов и стационарирования антициклонов (динамические схемы) с использованием следующих условных обозначений: граница между областями высокого и низкого давления проведена по изолинии 1015 гПа, стрелками обозначены генерализованные траектории циклонов во внетропических широтах, двойными светлыми стрелками (на схемах 1968 г.) – арктические вторжения (блокирующие процессы), пунктиром – внутритропическая зона конвергенции, буквами Н (L) и В (H) – области соответственно низкого и высокого давления.

Например, при зональной группе циркуляции блокирующие процессы (арктические вторжения) отсутствуют, отмечаются 2–3 выхода южных циклонов (ЭЦМ 1а и 1б). Из рис. 21 видно, что над арктическим бассейном расположено малоподвижное ядро повышенного давления, окруженное хорошо выраженным «коль-

цом» пониженного давления, которое связано с циклонической деятельностью на арктическом фронте. В это кольцо вливаются южные полярно-фронтовые циклоны, регенерировавшие на арктическом фронте.

При типе 1 происходит 2 выхода южных циклонов. При ЭЦМ 1а – вдоль западных берегов Европы или через Западную Европу (западные средиземноморские циклоны) и вдоль Дальневосточного побережья Тихого океана. При ЭЦМ 1б – через европейскую часть России (восточные средиземноморские циклоны) и через Северную Америку (рис. 21). Ширина циклонической области вокруг арктического антициклона при ЭЦМ 1б больше, чем при ЭЦМ 1а, особенно на Дальнем Востоке, где южные циклоны вливаются в алеутскую депрессию.

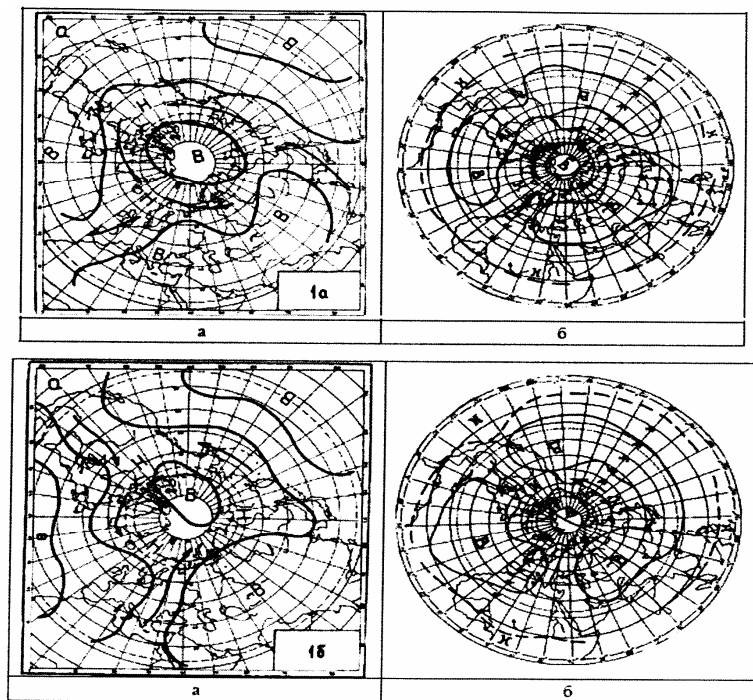


Рис. 21. Пример схемы элементарных циркуляционных механизмов по Б.Л. Дзержевскому (ЭЦМ 1а и 1б) [18]

В южных широтах умеренного и в субтропическом поясе при ЭЦМ первого типа формируются обширные области повышенного давления. Места разрывов между ними соответствуют выходам южных циклонов. Максимальная повторяемость ЭЦМ 1а и 1б приходится на октябрь (12–13 % от общего числа случаев). В многолетнем ходе максимум продолжительности ЭЦМ 1а приходится на 1939 г. (29 дней в году), ЭЦМ 1б – на 1930 г. (28 дней в году) при средней многолетней продолжительности этих ЭЦМ 5 дней в году. Это был период максимального проявления зональной эпохи.

В средней тропосфере процессы первого типа характеризуются хорошо выраженным зональным переносом, почти не нарушаемым слабыми ложбинами. Арктический антициклон прослеживается на  $AT_{200}$ .

Средняя продолжительность ЭЦМ колеблется от 3,6 до 5,3 сут, т.е. близка к продолжительности элементарного синоптического процесса Г.Я. Вангенгейма. Типы процессов имеют различную сезонную повторяемость: одни из них встречаются только зимой, другие – только летом. Так, тип 1 совсем не наблюдается с мая по август, зато чаще всего встречается в марте и октябре. Типы 2 и 6 чаще встречаются летом, а 5 и 11 – зимой. Отсюда следует, что разнохарактерность одних и тех же сезонов в разные годы можно объяснить тем, что они состоят из различного «набора» элементарных циркуляционных механизмов.

Рассмотренная классификация получила применение в климатологических исследованиях и при изучении многолетних колебаний циркуляции атмосферы. Поскольку и в этой классификации не были установлены закономерности смены типов, то она не была доведена до построения метода долгосрочных прогнозов.

### 3. ИНДЕКСЫ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

Характеристику процессов общей циркуляции атмосферы, наблюдающихся на ежедневных картах, можно дать не только в виде типовых карт метеорологических элементов, типовых сборно-кинематических карт и карт аномалий. Для этой цели нередко используются разного рода количественные показатели (*индексы*), которые особенно широко применяются для изучения интенсивности атмосферной циркуляции и, прежде всего, ее зональной и меридиональной составляющих.

При определенном значении индекса обычно на больших пространствах наблюдаются соответствующие макросиноптические процессы. Поэтому, пользуясь данными об индексах, можно выделить определенные типы макропроцессов и их дополнительные характеристики, которые можно также использовать для расчленения средней многолетней картины общей циркуляции и изучения характера макропроцессов, с помощью которых эта средняя картина формируется.

Индексы циркуляции атмосферы, отражающие интенсивность центров действия атмосферы, объединены в пространственно связанные конфигурации, или телеконнекции (дальние связи) [15].

Индексы циркуляции атмосферы могут рассматриваться в рамках теории низкочастотной изменчивости атмосферы и предложенной в начале 1980-х гг. концепции режимов погоды.

В настоящее время условно принято, что диапазон низких частот в общей циркуляции атмосферы охватывают колебания за пределами синоптической изменчивости. К низкочастотному диапазону относятся все колебания с типичным периодом, превышающим 10 сут. Позже этот диапазон был подразделен на два: во втором – все колебания с месячным разрешением. Это разделение соответствовало практике месячного и сезонного прогнозов погоды, принципиальное различие которых заключается в следующем обстоятельстве. Если в месячном прогнозе важны как начальные данные, так и граничные условия, то в сезонном

основными факторами представляются граничные условия, в то время как начальные условия перестают играть решающую роль. В первом случае на прогностическом интервале может смениться лишь небольшое количество крупномасштабных процессов и явлений: прогнозу подлежат фазы процессов, что представляет собой основную и трудную задачу для современного моделирования. Для сезонного прогноза количество режимов может оказаться достаточным, чтобы давать прогноз статистических характеристик режимов: частоты, ожидаемой продолжительности, интенсивности, вероятности переходов.

Использование в метеорологии интегральных индексов, распространяемых на целое полушарие, принадлежат К.Г. Россби, Е.Н. Блиновой, Л.А. Вительсу, Н.А. Белинскому, А.Л. Кацу.

### 3.1. Индекс атмосферной циркуляции К.Г. Россби

К.Г. Россби предложил использовать в качестве индекса общей циркуляции атмосферы величину зональной составляющей скорости движения воздуха ( $u$ ). Эта величина может быть вычислена по разности давления между определенными широтами и переведена по формуле геострофического ветра в скорость, выраженную в метрах в секунду [11].

Россби считает, что поскольку интенсивность западно-восточного переноса воздуха в умеренных широтах связана определенным образом со скоростью восточных течений в тропической и полярной зонах, то величина  $u$  для умеренной зоны может служить *индексом общей циркуляции*. Однако для более детального изучения К.Г. Россби вычисляет индексы для каждой из зон в отдельности. В табл. 6 представлены границы зон.

Таблица 6

#### Направление ветров по зонам

Широта (град)	Зона ветров	Широта (град)	Зона ветров
Зима		Лето	
35–55	Западных	40–65	Западных
55–70	Восточных	Больше 65	Восточных

Для того чтобы определить величину индекса, например, для пояса 35–55° с.ш., необходимо с карт давления (ежедневных или средних за пять и десять дней) снять значения давления для нескольких пар точек, расположенных вдоль меридианов на кругах широт 35 и 55°. Далее для каждой пары берутся разности этих значений, которые впоследствии усредняются по всему поясу. Полученная разность давления переводится в скорость ветра (м/с). Аналогичным образом вычисляются индексы и для других широтных зон. Нередко вычисляют значения индексов для ограниченной части полушария по причине отсутствия данных по всему полушарию или для изучения изменения индексов в том или ином регионе полушария.

Для определения индексов, а также для изучения изменения во времени местоположения и размеров зон восточных и западных ветров строят профили давления, которые представлены на рис. 22. С этой целью по оси ординат откладывают давление (гПа), по оси абсцисс – широту. Такие профили можно строить для определенного меридиана или вдоль круга широты как на уровне моря, так и для более высоких уровней.

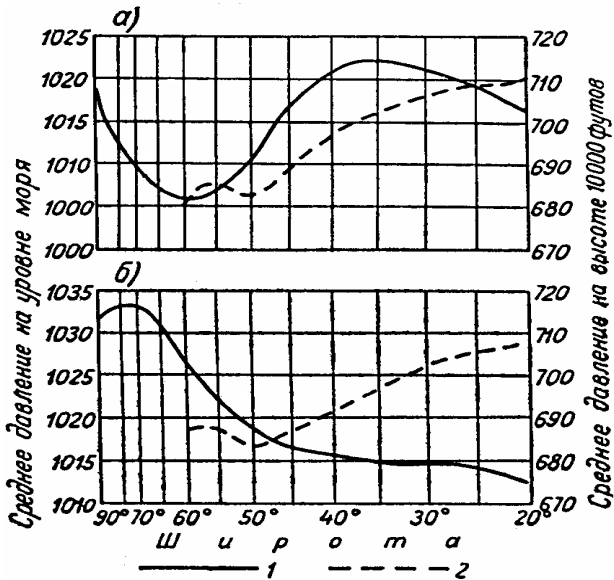


Рис. 22. Профиль давления на уровне моря (1) и на уровне поверхности 700 гПа (2) за 21–25 декабря 1932 г. для процессов с высоким индексом (а) и 27 февраля – 1 марта 1933 г. для процессов с низким индексом (б)

Из верхнего графика видно, что в зонах 90–58 и 37–20° давление убывает с севера на юг. Следовательно, здесь на уровне моря преобладают восточные ветры. В зоне же 58–37° давление убывает с юга на север, т.е. здесь преобладают западные ветры. На уровне поверхности 700 гПа вся зона от 20 до 50° характеризуется западными течениями воздуха.

*Правило:* чем круче ход кривой, тем больше изменяется давление с широтой, тем больше будет разность давления между определенными широтными кругами, а следовательно, тем больше будет индекс атмосферной циркуляции.

Пользуясь профилем, можно сразу определить как величину индекса в каждой зоне, так и направление потоков, которые он характеризует. Если на один и тот же график нанести кривые за несколько соседних пятидневок или дней, то можно легко проследить за изменением во времени величины индекса в каждой зоне и за изменением границ самих зон.

К.Г. Россби установил, что процессы общей циркуляции можно обобщить в двух типах: тип процессов с *высоким индексом* и с *низким индексом*.

Для процессов с *высоким индексом* характерно следующее:

1) наличие единых и хорошо развитых Алеутского и Исландского минимумов, которые находятся в районах их нормального расположения;

2) наличие хорошо развитых субтропических антициклонов (Азорского и Гавайского) с преимущественным распространением их гребней в зональном направлении (на запад и восток);

3) отсутствие мощных полярных антициклонов;

4) Сибирский антициклон наблюдается в районе его нормального расположения, а его распространение в западном направлении незначительно (рис. 23);

5) на высотах хорошо выражены зональные движения воздуха при наличии длинных волн малой амплитуды.

Для процессов с *низким индексом* характерно:

1) раздвоение Алеутского и Исландского минимумов, между которыми в это время располагается гребень субтропических антициклонов;



2) ослабление субтропических антициклонов, гребни которых направлены на север и нередко соединены с гребнями полярного антициклона;

3) развитие на большей площади полярного антициклона; более чем нормальное распространение Сибирского антициклона на запад;

4) наличие на высотах стационарных волн большой амплитуды и малой длины.

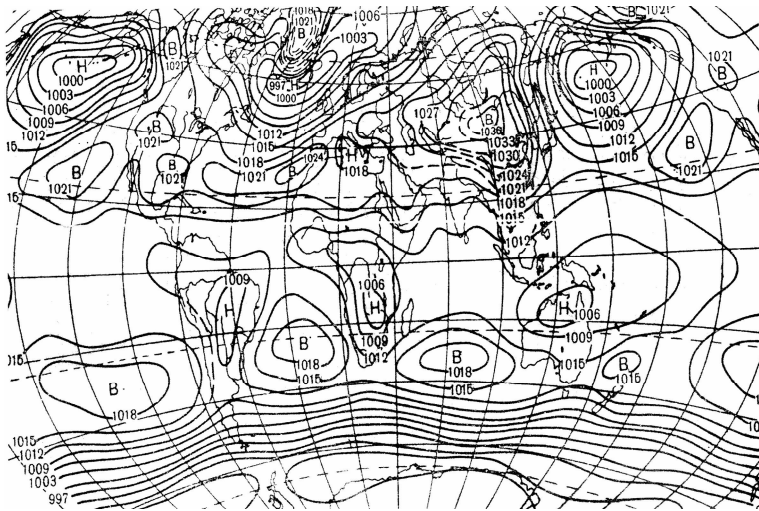


Рис. 23. Давление воздуха на уровне моря (гПа), январь

Если обратиться к каталогу форм *W*, *C*, *E*, то можно видеть, что в периоды, отнесенные К.Г. Россби к высокому индексу, наблюдались, как правило, процессы формы *W*. В периоды же с низким индексом имели место процессы формы *E* или *C*. Таким образом, в низком индексе соединены принципиально отличные друг от друга формы циркуляции (*E* и *C*), что является весьма существенным недостатком этой классификации, особенно для целей прогноза, так как индекс показывает лишь фоновое состояние макропроцессов. Другими словами, для прогноза недостаточно предсказать величину индекса. В этом отношении классификация, например Г.Я. Вангенгейма, имеет несомненные преимущества.

Классификация К.Г. Россби позволяет дать некоторые более общие характеристики атмосферной циркуляции. Для этой цели можно воспользоваться графиком средних многолетних значений зонального индекса, представленным на рис. 24. Наиболее существенным здесь является следующее:

1) значительное убывание величины зонального индекса от зимы к лету. Это отражает уже известный факт ослабления к лету интенсивности атмосферной циркуляции;

2) величина индекса и амплитуда его годовых изменений на уровне 3 км (700 гПа) больше, чем на уровне моря;

3) субтропические восточные ветры (нижняя кривая на рис. 24) достигают своего максимума осенью, тогда как западные ветры умеренной зоны достигают его зимой.

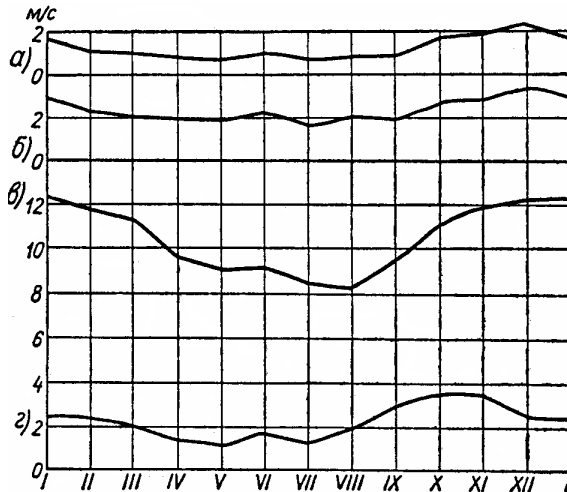


Рис. 24. График «нормальных» значений зонального индекса Россби: *а* – зональный (35–55° с.ш., все долготы); *б* – североамериканский (35–55° с.ш., 180–50° з.д.); *в* – уровень 100 000 футов (40–50° с.ш., 180–50° з.д.); *г* – индекс восточных ветров (35–20° с.ш., все долготы)

Наряду с указанным годовым циклом изменения зонального индекса имеются и его неперIODические изменения. Последние отражают особенности макросиноптических процессов отдельных лет и сезонов и имеют существенное прогностическое значение.

ние. Установлен *основной цикл* в изменении индекса, который длится от трех до шести недель и характеризует переход от сильной зональной циркуляции в умеренных широтах к слабой и, наоборот, от слабой циркуляции к сильной. Он состоит из четырех стадий, каждой из которых свойственны определенные особенности атмосферной циркуляции.

*Первая стадия* (высокий индекс) характеризуется сильными западными течениями на уровне моря, которые отмечаются севернее их нормального положения, наличием длинных волн на высоте. Приземные барические системы ориентированы с востока на запад. Значительная циклоническая деятельность отмечается лишь в высоких широтах. Меридиональные термобарические градиенты имеют максимальные значения, а междуширотный обмен ослаблен. Околополюсный вихрь усиливается. Струя расположена севернее нормальной для данного времени года широты и усилена.

*Вторая стадия* связана с началом понижения индекса. Она характеризуется уменьшением скорости западных ветров и распространением их на более низкие широты, уменьшением длин волн на высоте, появлением континентальных антициклонов в высоких широтах, усилением циклонической деятельности в средних широтах, максимальной силой струйного течения, которая расположена близко к нормальной для данного времени года широте.

*Третья стадия* связана с низким значением индекса. Она характеризуется полным распадом системы приземных зональных западных ветров на замкнутые ячейковые центры и соответствующим распадом волновых систем на высоте, максимальным динамическим антициклогенезом в полярных широтах и глубоких стационарных циклонов в средних широтах.

*Четвертая стадия* связана с началом повышения индекса на уровне моря. Она характеризуется постепенным усилением зональных западных ветров на уровне моря при наличии системы незамкнутых волн на высоте в северных широтах, постепенным заполнением циклонов в низких широтах и включением антициклонов высоких широт в субтропический пояс высокого давления, постепенным охлаждением воздуха в полярных областях и нагреванием его в низких широтах, что приводит к восстанов-

лению обычного, направленного к полюсу температурного градиента, разрушением циклонических и антициклонических ячеек в верхних слоях, постепенным восстановлением струйного течения в высоких широтах.

Таким образом, индексные циклы отражают циклоническую природу изменений силы западных ветров умеренных широт. С различными стадиями цикла связаны определенные фазы общей циркуляции атмосферы, которые характеризуются соответствующими макросиноптическими процессами, а также пульсациями (сжатие и расширение) циркумполярного вихря западных ветров. В периоды высокого индекса вихрь сужается и располагается в более высоких широтах. В это время наблюдается усиление восточных пассатов, которые располагаются до больших высот. В периоды с низким индексом околополярный вихрь расширяется в сторону низких широт и западные ветры (на высотах) начинают появляться в субтропических широтах. С этим связано ослабление восточных пассатов и уменьшение количества выпавших осадков в тропической зоне [8].

К.Г. Россби получил формулу (1), связывающую длину волны с ее скоростью и величиной зонального индекса  $u$ :

$$c = \bar{u} - \frac{\beta \cdot L^2}{4\pi^2}, \quad (1)$$

в которой  $c$  – скорость перемещения волны ( $c$  – положительно, если волны смещаются в восточном направлении),  $L$  – длина волны,  $u$  – зональная скорость западного переноса,  $\beta$  – скорость изменения в северном направлении параметра Кориолиса. В случае стационарных волн ( $c = 0$ ) формула (1) может быть записана следующим образом:

$$L_s = 2\pi \sqrt{\frac{u}{\beta}}, \quad (2)$$

где  $L_s$  – длина стационарной волны.

Если  $L > L_s$ , то волны смещаются на запад ( $c$  – отрицательно), а при  $L < L_s$  – на восток. Известно, что под высотными гребнями формируются области высокого давления воздуха, а под ложби-

нами – низкого. Иначе говоря, с гребнями и ложбинами высотных длинных волн связано существование приземных центров действия атмосферы. Чем меньше длина этих волн, тем больше будет центров действия, и наоборот. Отсюда следует, что если предсказать значение зонального индекса  $u$ , то можно по формуле (1) для  $L_s$  вычислить длину волн, определить географическое положение высотных гребней и ложбин и предсказать количество, положение и интенсивность антициклонических и циклонических центров действия атмосферы. Следовательно, от прогноза индекса можно перейти к прогнозу характера атмосферной циркуляции, а от последнего и к характеру режима погоды на больших пространствах.

### 3.2. Индекс атмосферной циркуляции Е.Н. Блиновой

Е.Н. Блинова решила задачу о движении волновых возмущений в термобарическом поле бароклинной атмосферы на вращающейся сферической земле [5]. Рассматривалось уравнение переноса вихря по А.А. Фридману в предположении, что вертикальная составляющая скорости ветра мала ( $v_r = 0$ ), а движение – бездивергентное ( $\text{div } v = 0$ ). За линейную скорость движения атмосферы вдоль круга широт  $v_\varphi(\theta)$  принята скорость геострофического ветра, рассчитанная по осредненному по кругу широт распределению давления.

*Параметр  $\alpha$  представляет собой отношение линейной скорости движения оздуха вдоль круга широты к расстоянию до оси вращения Земли и назван индексом циркуляции.* При этом предполагают, что  $\alpha$  не зависит от высоты, т.е. исходят из осредненных по высоте значений температуры, давления и скорости ветра.

Оказалось, что эти осредненные по высоте величины метеорологических элементов практически можно отождествлять с их значениями на уровне изобарической поверхности, близкой к 600 гПа (4 км). На практике вычисление индекса производится по данным поверхности 500 гПа из формулы

$$H(\varphi) = H\varphi(90^\circ) + \frac{\alpha}{\omega} + \left(\frac{\omega\alpha}{10}\right)^2 \cos^2\varphi, \quad (3)$$

где  $H(\varphi)$  – осредненные по кругу широты значения геопотенциала поверхности 500 гПа,  $H(90^\circ)$  – значение геопотенциала 500 гПа на полюсе,  $\omega$  – угловая скорость вращения Земли,  $\varphi$  – широта,  $a$  – расстояние от центра Земли,  $\alpha$  – индекс циркуляции.

Пользуясь этой формулой, строят графики (профили), где на оси абсцисс откладывают значения  $\alpha$ , а по оси ординат – величину геопотенциала  $H$  (осредненные значения для кругов широт). Такого рода графики можно построить по климатическим данным давления, а также по их ежедневным значениям. Оказалось, что зависимость  $H(\varphi)$  и  $\cos^2\varphi$  линейна, за исключением экватора. Наклон кривых отражает интенсивность зональных переносов воздуха, т.е. дает величину индекса циркуляции  $\alpha$ . Большой угол наклона кривой наблюдается в случае интенсивной зональной циркуляции (большие значения индекса циркуляции  $\alpha$ , а малый угол наклона отражает ослабление зональных составляющих циркуляции и усиление меридиональных (малые значения индекса). Таким образом, индекс Е.Н. Блиновой аналогичен индексу Россби. Однако он получен при более близких к действительности допущениях и условиях, чем индекс Россби (более строгий учет влияния кривизны Земли, бароклинность атмосферы).

Величина индекса непрерывно изменяется. Однако на кривой индексов можно всегда выделить периоды (несколько дней), когда имеет место увеличение или уменьшение индекса. Б.Л. Дзердзеевский [10] показал, что моменты перелома в ходе кривых индексов довольно близко совпадают с моментами смены на полушарии элементарных циркуляционных механизмов. При этом в периоды спада и подъема индексов на полушарии наблюдаются макропроцессы, аналогичные тем, которые имеют место в периоды низкого и высокого индексов Россби, о которых говорилось выше, при рассмотрении индексов цикла. Отсюда следует, что от прогноза величины индекса Блиновой можно перейти к прогнозу характера макросиноптических процессов на полушарии и связанного с ними режима погоды на больших пространствах. Это значит, что изучение причин изменения индексов Блиновой представляет большой прогностический интерес. Индекс  $\alpha$  является важнейшей величиной, используемой при составлении долгосрочных прогнозов погоды с помощью гидродинамического метода.

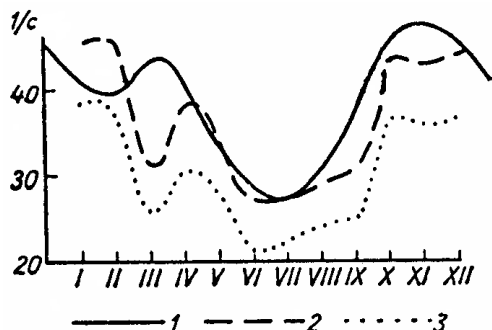


Рис. 25. Годовой многолетний ход  $\alpha_{500}$  (1), годовой (1949 г.) ход  $\alpha_{500}$  (2) и  $\alpha_{600}$  (3)

Кривая годового хода индекса  $\alpha$  представлена на рис. 25. Она получена на основании средних многолетних карт барической топографии поверхности 500 гПа. Из графика следует, что индекс  $\alpha$  убывает от зимы к лету, достигая годового минимума в июле. Кривые для 1949 г. иллюстрируют возможные отклонения отдельных лет от средней многолетней.

Рассмотрим теперь вопрос о том, в какой мере индекс  $\alpha$ , полученный на основании осредненных по полушарию (по кругу широты) данных, отражает особенности процессов, наблюдающихся в отдельных секторах полушарий. Анализ показал, что в периоды резких изменений индексов обычно на всем полушарии наблюдается однородный процесс. В случае же медленных и небольших изменений он отражает лишь некоторое среднее состояние и не всегда показателен для отдельных секторов полушария.

Следовательно, индекс циркуляции отражает лишь доминирующий процесс на полушарии. Особенности же процессов, которые нередко являются ростками нового, возникающих в отдельных, сравнительно небольших районах полушария, сглаживаются при осреднении по кругу широт и не находят заметного отражения в ходе кривой изменения индексов. Этими недостатками обладает и рассмотренный выше индекс Россби. В спектральной плотности колебаний индекса циркуляции Блиновой отмечается острый максимум на 12 сут, а так-

же пики на 20–21 сут. Глобальные колебания с периодами от недель до месяцев представляются как «наиболее интересные для целей долгосрочного прогноза погоды».

### **3.3. Индекс интенсивности атмосферной циркуляции Л.А. Вительса**

Л.А. Вительс изучал особенности барико-циркуляционного режима на пространстве от о-ва Гренландия до р. Енисей и к югу до 30 °С с.ш. (первый естественный синоптический район) [4]. Эта территория была разбита на восемь более мелких районов. Для каждого из них по ежедневным синоптическим картам за 40-летний период определялись характер барического поля (циклон, антициклон и т.д.), а также интенсивность барических образований. Было установлено девять градаций вида и интенсивности, каждой из которых присваивалась определенная цифра: 0 – мощный антициклон, 1 – умеренный антициклон, 2 – слабый антициклон и т.д. С помощью этих условных обозначений за каждый день характер барического поля в каждом районе. В результате был составлен синоптический каталог, который может в определенной мере заменить многолетний архив синоптических карт.

Такого рода каталог, как очевидно, представляет особую ценность для тех мест, где нет синоптического архива. Кроме того, Л.А. Вительс предложил в качестве индексов, характеризующих интенсивность циркуляции в данном районе, принять среднюю глубину циклонов  $I_Z$ , среднюю мощность циклонов  $I_A$  по формуле

$$I_S = I_Z + I_A. \quad (4)$$

Динамика суммарного индекса дает представления об общем возрастании или убывании интенсивности барических образований.



### 3.4. Индексы интенсивности атмосферной циркуляции Н.А. Белинского

Н.А. Белинский предложил при установлении индекса атмосферной циркуляции исходить из производной циркуляции скорости по времени и применил следующую формулу [1]:

$$\frac{dc}{dt} \cong v \int_a^b dp \cong v(b-a) = v\Delta p, \quad (5)$$

где  $\frac{dc}{dt}$  – производная циркуляции скорости по времени вдоль контура циклонической и антициклонической кривизны;  $v$  – удельный объем, который рассматривается как постоянный коэффициент пропорциональности;  $b$  – максимальная величина давления, при которой еще может наблюдаться циклоническая кривизна изобар, и минимальная величина давления, при которой еще может наблюдаться антициклоническая кривизна;  $a$  – величина давления в центре циклона и антициклона;  $\Delta p = b - a$  – относительная глубина циклона или мощность антициклона, отсчитанные от постоянного значения  $b$ .

Очевидно, что во всех случаях циклонической циркуляции  $a < b$ ,  $\Delta p > 0$ . В случае антициклонической циркуляции,  $a > b$ ,  $\Delta p < 0$ . Если контур охватывает несколько циклонических и антициклонических образований, то производная по времени от циркуляции скорости по такому контуру определяется как алгебраическая сумма величин, подсчитанная для каждого барического образования.

Можно рассчитать индексы для циклонической, антициклонической и общей циркуляции по отдельным малым площадям и по их сумме, составляющей большой район. Их можно рассчитать для отдельного дня и для периодов. Эта возможность многостороннего использования является несомненным достоинством индексов Н.А. Белинского.

Полученные значения ежедневных индексов можно нанести на график, где по оси абсцисс откладывается время, а по оси ординат – значение индекса в условных единицах. На рис. 26 пред-

ставлен такой график, характеризующий годовой ход интенсивности циклонической деятельности в районе, ограниченном  $90-70^\circ$  з.д. и  $70-35^\circ$  с.ш. Из него видно, что минимум интенсивности циклонической деятельности падает на август–сентябрь, а основной максимум наблюдается в декабре. Характерен также вторичный максимум в марте и июле. Данный график хорошо согласуется с годовым ходом кривой индекса Е.Н. Блиновой (см. рис. 25).

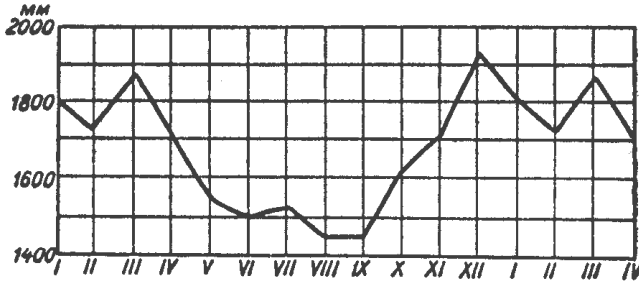


Рис. 26. Годовой ход интенсивности циклонической деятельности в районе  $90^\circ$  з.д. –  $70^\circ$  в.д. и  $70-35^\circ$  с.ш.

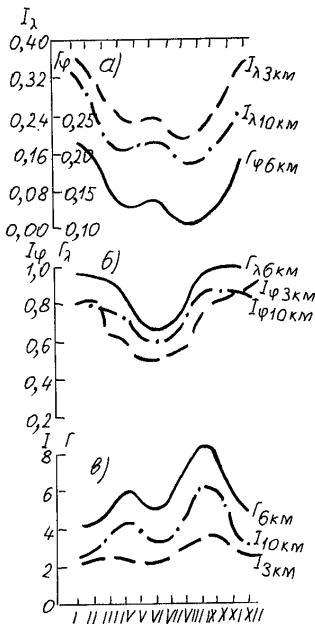


Рис. 27. Годовой ход индексов меридиональной (а), зональной (б) и общей (в) циркуляции на уровнях 3 и 10 км и соответствующих градиентов температуры на уровне 6 км в зоне  $40-70^\circ$  с.ш.

Индексы Н.А. Белинского имеют и некоторые существенные недостатки. Так, например, отсчет давления ведется от наибольшего когда-либо наблюдавшегося давления в циклонах и наибольшего – в антициклонах, хотя возможность такой операции физически не обосновывается. Нельзя признать положительным и тот факт, что отсчет ведется от разных уровней в циклонах и антициклонах. В силу того, что индекс в его окончательной форме получается в результате алгебраического суммирования циклонической и антициклонической циркуляций, он не может отразить изменений циркуляции в те эпохи, когда изменения циклонической и антициклонической циркуляции направлены в одну сторону и равны по величине.

Индексы Н.А. Белинского используются, в частности, при разработке метода сверхдолгосрочного гидрологического прогноза на 1–5 лет [1].

### **3.5. Индексы зональной, меридиональной и общей циркуляции атмосферы А.Л. Каца**

А.Л. Кац предложил в качестве индекса атмосферной циркуляции принять удельный поток массы воздуха в единичном слое за единицу времени [13]. Рассчитывается индекс зональной циркуляции  $I_\phi$ , меридиональной циркуляции  $I_\lambda$  и общей циркуляции по формуле

$$I = \frac{I_\phi}{I_\lambda}. \quad (6)$$

С помощью сравнительно простых подсчетов числа пересечений изобар с параллелями и меридианами можно получить значения всех этих индексов для больших или малых площадей, для уровня моря и для различных высот. Общий индекс характеризует результат совокупного действия зональных и меридиональных составляющих циркуляции. Он показывает, во сколько раз интенсивность зональной циркуляции превышает интенсивность меридиональной.

На рис. 27 представлены графики годового хода индексов для уровней 3 и 10 км, вычисленных по картам среднего многолетнего давления. Там же приведены изменения зональных составляющих градиентов температуры ( $\Gamma_\varphi$ ) для среднего между ними уровня 6 км (океан–материк) и меридиональных ( $\Gamma_\lambda$ ) составляющих градиента температуры (полюс–экватор). Зональная составляющая градиента температуры  $\Gamma_\varphi$ , меридиональная  $\Gamma_\lambda$  и их отношение определялись аналогично вычислению индексов по формуле

$$\Gamma = \frac{\Gamma_\varphi}{\Gamma_\lambda}. \quad (7)$$

Сопоставление между собой всех трех кривых на рис. 27, *a–в* показывает, что годовой ход индексов зональной циркуляции почти повторяет ход меридионального градиента температуры.

При рассмотрении годового хода индексов на рис. 27, *a–в* можно заметить следующие особенности:

1. В ходе интенсивности меридиональной циркуляции выявляется основной минимум осенью, вторичный – весной. Основной максимум имеет место зимой, вторичный – летом. Такой ход вполне согласуется с годовым ходом широтного градиента температуры (см. рис. 27, *a*).

2. В ходе зональной составляющей циркуляции и меридионального градиента температуры имеется один максимум зимой и минимум – летом.

3. Наиболее благоприятные условия для развития зональной циркуляции создаются весной и осенью, так как в это время достаточно сильно выражен градиент температуры экватор–полюс и максимально ослаблен градиент температуры океан–материк.

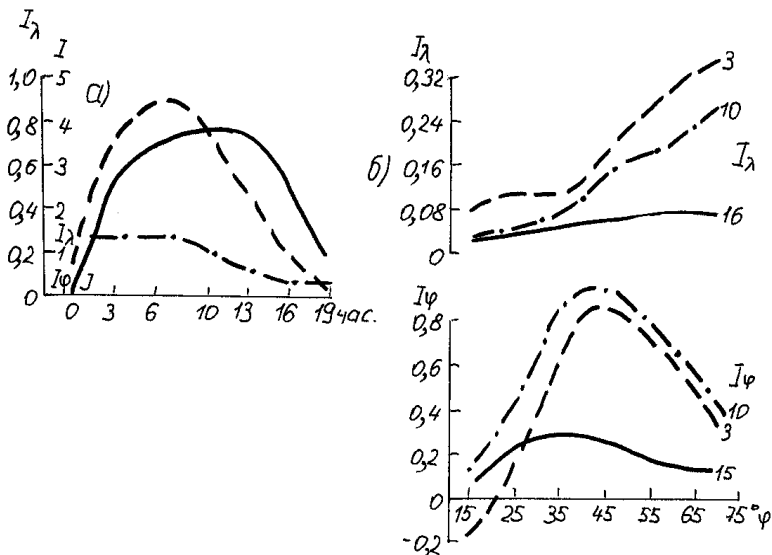


Рис. 28. Изменение по высоте (а) и по широте (б) средних годовых значений индексов

Из рис. 28, а видно, что меридиональная составляющая циркуляции изменяется с высотой до уровня 8 км, а выше – резко уменьшается, зональная же существенно возрастает до уровня около 8 км, а выше – столь же сильно убывает.

На рис. 28, б представлены средние годовые значения  $I_\lambda$  для каждых  $10^\circ$  широты в зоне от  $17$  до  $75^\circ$  с.ш. для высот 3, 10 и 16 км. Из него следует, что  $I_\lambda$  испытывает незначительные изменения в зоне от  $15$  до  $35^\circ$  с.ш. Более существенные изменения наблюдаются к северу от  $35$ – $40^\circ$  на высотах 3 и 10 км. Таким образом, в тропосфере интенсивность меридиональной составляющей мало изменяется по высоте, но существенно изменяется с широтой (возрастает к северу). Выше (в нижней стратосфере) имеем обратную картину: меридиональный обмен для данной широты резко убывает с высотой (см. рис. 28, а), но он мало изменяется по широте (см. рис. 28, б).

### 3.6. Индексы циркуляции Уоллеса и Гатцлера, *SOI, NAO*

В [17] введены индексы циркуляции на основе корреляционной матрицы, рассчитанной по средним месячным полям геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа в узлах регулярной сетки Северного полушария. Авторы выделили 14 центров действия, объединенных в пять основных структур или колебаний: Тихоокеанско-Североамериканское (*PNA, Pacific–North American*), Восточно-Атлантическое (*EA, East Atlantic*), Западно-Атлантическое (*WA, West Atlantic*), Западно-Тихоокеанское (*WP, West Pasific*), Евразийское (*EU, Eurasian*) колебания.

Приведем координаты центров и формулы (8)–(20) для индексов (первая координата – северная широта, вторая – долгота с маркировкой з./в.): *PNA*: *A* (20°, 160° з.), *B* (45°, 165° з.), *C* (55°, 115° з.), *D* (30°, 85° з.):

$$I_{PNA} = \frac{1}{4}[z(A) - z(B) + z(C) - z(D)]; \quad (8)$$

$$EA: E (25^\circ, 25^\circ \text{ з.}), F (55^\circ, 20^\circ \text{ з.}), G (50^\circ, 40^\circ \text{ в.}), \quad (9)$$

$$I_{EA} = \frac{1}{4}[2z(F) - z(E) - z(G)]; \quad (10)$$

$$WA: H (55^\circ, 55^\circ \text{ з.}), I (30^\circ, 55^\circ \text{ з.}), \quad (11)$$

$$I_{WA} = \frac{1}{2}[z(H) - z(I)]; \quad (12)$$

$$WP: J (60^\circ, 155^\circ \text{ в.}), K (30^\circ, 155^\circ \text{ в.}), \quad (13)$$

$$I_{WP} = \frac{1}{2}[z(J) - z(K)]; \quad (14)$$

$$EU: L (55^\circ, 20^\circ \text{ в.}), M (55^\circ, 75^\circ \text{ в.}), N (40^\circ, 145^\circ \text{ в.}), \quad (15)$$

$$I_{EU} = \frac{1}{4}[-z(L) + 2z(M) - z(N)]. \quad (16)$$

В расчетных формулах через  $z$  обозначены нормализованные значения геопотенциала поверхности 500 гПа в соответствующих центрах.

*Индекс SOI.* Южное колебание – глобальное явление обмена воздухом между Восточным и Западным полушариями. Центра-

ми противофазных колебаний атмосферного давления являются районы Индонезии и Австралии, с одной стороны, и Южно-Тихоокеанского антициклона – с другой. Индекс Южного колебания (*SOI*) рассчитывается по величинам атмосферного давления на станциях Дарвин ( $\varphi = 12^\circ$  ю.ш.,  $\lambda = 131^\circ$  в.д.) и Таити ( $\varphi = 17^\circ$  ю.ш.,  $\lambda = 150^\circ$  з.д.). Находится разность  $\delta_{gm}$  нормализованных аномалий давления на этих станциях:

$$\delta_{gm} = \left( \frac{P_{gm} - \overline{P_m}}{\sigma_m} \right)_{\text{Таити}} - \left( \frac{P_{gm} - \overline{P_m}}{\sigma_m} \right)_{\text{Дарвин}} \quad (17)$$

где  $P_{gm}$  – фактическое давление,  $P_m$  – средняя многолетняя величина (норма),  $\sigma_m$  – стандартное отклонение давления  $m$ -го месяца,  $g$  и  $m$  – год и месяц.

Затем вычисляется индекс Южного колебания (*SOI*):

$$SOI_{gm} = \frac{\delta_{gm}}{\sigma} \quad (18)$$

где  $\delta_{gm}$  за период 1951–1980 гг.,  $\sigma$  – стандартное отклонение всех величин.

Южное колебание порождает такие явления, как Эль-Ниньо и Ла-Ниньо [3], влияет на муссонную деятельность в Индии и Юго-Восточной Азии и, несомненно, играет существенную роль в ОЦА.

Явление Эль-Ниньо характеризуется крупными положительными аномалиями температуры в восточной части Тихого океана, индекс *SOI* принимает отрицательные значения. Положительные значения *SOI* соответствуют развитию явления Ла-Ниньо, когда в указанном районе наблюдаются отрицательные аномалии температуры воды. В настоящее время имеется непрерывный ряд *SOI* за последние 145 лет [1, 4, 5]. Явления обычно развиваются в течение лета, достигая зрелой фазы зимой и завершаясь весной следующего года.

С 1940 по 1941 г., после бурного проявления Эль-Ниньо, наступил период равномерного временного распределения обоих явлений с трендом на усиление интенсивности Ла-Ниньо, которое достигло пика своей интенсивности в 1973–1975 гг., после чего, очевидно, началась фаза усиления Эль-Ниньо, лишь дважды прерывавшаяся Ла-Ниньо в 1988–1989 и 1996 гг. [1]. В 2014 г. явление начало формироваться в марте–апреле.

Таблица 7

**Среднегодовое значения характеристик  
Северо-Атлантического колебания**

Месяц	Характеристики				
	$P_m^{\bar{A}}$ , гПа	$\sigma_m^A$	$P_m^{\bar{I}}$ , гПа	$\sigma_m^I$	$\sigma_m$
1	1019	5,7	1002	9,3	18
2	1018	6	1005	8,1	18
3	1018	4,6	1006	7,5	19
4	1020	3,2	1011	3,9	18
5	1021	2,5	1014	5,1	18
6	1023	2,1	1010	3,7	17
7	1024	1,5	1010	3,6	16
8	1022	1,5	1009	3,1	16
9	1021	1,9	1006	4,1	18
10	1019	2,1	1003	6,1	17
11	1020	3,1	1004	6,5	17
12	1021	4,3	1000	7,7	18

*Индекс NAO.* Для вычисления месячных значений индекса Северо-Атлантического колебания использован метод, принятый в Центре климатического анализа Мирового метеорологического центра в Вашингтоне.

Исходными данными для расчета послужил ряд средних месячных величин атмосферного давления на уровне моря в узлах регулярной сетки [14]. Разность нормированных аномалий среднемесячного давления вычислялась по формуле



$$\sigma_{gm} = \frac{P_{gm}^A - P_m^{\bar{A}}}{\sigma_m^A} - \frac{P_{gm}^I - P_m^{\bar{I}}}{\sigma_m^I}, \quad (19)$$

где  $P_{gm}^A$  и  $P_{gm}^I$  – фактическое среднемесячное давление воздуха Азорского максимума и Исландского минимума;  $P_m^{\bar{A}}$  и  $P_m^{\bar{I}}$  – средние многолетние величины давления (нормы), рассчитанные для четырех узлов Азорского максимума (20–30° з.д., 35° с.ш. и 20–30° з.д., 40° с.ш.) и для трех узлов Исландского минимума (10°, 20°, 30° з.д., 65° с.ш.) на уровне моря и их стандартные отклонения  $\sigma_m^A$  и  $\sigma_m^I$ ;  $g$  и  $m$  – год и месяц; А и И – Азорского и Исландского островов.

Таблица 8

**Пример рассчитанных значений индекса  
Северо-Атлантического колебания**

Год	Значения индекса											
	1988	7	4	4	-18	-3	6	4	6	3	-11	-14
1989	16	21	17	5	1	-7	-2	17	2	5	-10	-14
1990	19	22	13	19	-18	5	0	8	-6	3	-7	2
1991	18	16	8	9	20	14	7	20	1	-1	13	18
1992	18	18	13	7	8	11	13	37	2	-11	18	8
1993	24	16	16	19	4	8	19	11	10	3	26	18
1994	17	12	26	13	6	15	26	18	3	1	0	17
1995	16	17	16	8	-	12	-4	10	17	22	-5	2
1996	7	12	4	8	3	11	28	-	8	16	26	7
1997	6	28	18	19	13	-8	22	19	0	0	11	8
1998	6	16	11	23	-	9	-	22	2	20	15	16
1999	14	21	8	7	10	-	-	17	13	13	20	15
2000	16	25	16	16	14	14	-	21	13	32	18	10
2001	12	6	10	17	4	1	25	24	-4	20	27	-4
2002	17	20	14	25	20	21	-	15	-	1	22	5

Среднегодовое значение указанных характеристик Северо-Атлантического колебания представлены в табл. 7.

После расчета разности нормированных аномалий  $\sigma_{gm}$  вычисляется индекс  $NAO$  по формуле

$$NAO_{gm} = \frac{\sigma_{gm}}{\sigma_m}, \quad (20)$$

где  $\sigma_m$  – величина стандартного отклонения разности давления, вычисленная по среднемесячным данным (как и нормы) за тридцатилетний период с 1951 по 1980 г. Значения  $\sigma_m$ , увеличенные в 10 раз, приведены в табл. 7.

Рассчитанные за период с 1950 по 2010 г. значения индекса  $NAO$ , также увеличенные в 10 раз, приведены в табл. 8.

## 4. ПОДХОДЫ К ФОРМАЛИЗАЦИИ КЛАССИФИКАЦИИ КРУПНОМАСШТАБНОЙ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ МАТЕМАТИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

### 4.1. Детерминистская, вероятностно-статистическая и условная классификации эмпирических данных. Синоптико-климатологическая типизация

Классификация (типизация, систематизация) эмпирических данных об изучаемых объектах является необходимым этапом практически любого научного исследования. При этом требуется разбивать объекты на классы так, чтобы объекты одного класса были похожи друг на друга и непохожи на объекты другого класса (типа). Классификация производится на основании конечного числа (пусть это будет  $S$ ) количественных признаков и может рассматриваться как разбиение  $S$ -мерного пространства признаков на области, соответствующие классам. В зависимости от характера распределения признаков классификация может оказаться детерминистской, вероятностно-статистической и условной. *Детерминистская классификация* возможна, если объекты, изображенные точками в  $S$ -мерном пространстве признаков, распадаются на изолированные группы, которые можно принять за классы. *Вероятностно-статистический смысл классификации* будет иметь место в том случае, когда распределение признаков, описывающих, например, состояние атмосферы, является статистической смесью нескольких более простых распределений с неодинаковыми параметрами. И, наконец, условная классификация будет иметь место во всех остальных случаях, когда «близкие» ситуации группируются для более легкой обзорности, подобно разбиению на градации при статистических исследованиях.

Алгоритм автоматизированного построения классификаций опирается на формализованные критерии, и на его основе по-

строен ряд типизаций метеорологических объектов, среди которых: пятидневный ход температуры в точке, региональные поля температуры, осадков, характеристик циркуляции, облачности, метеорологические условия вегетационных периодов и др.

Задача типизации связана с гораздо более широкой задачей синоптико-климатологического анализа метеорологических процессов. Спектр синоптических объектов достаточно широк. К ним относят тропические и внетропические циклоны, антициклоны умеренных широт, воздушные массы, фронты, типы циркуляции и различные региональные типы синоптических процессов. Формализованное определение синоптического объекта в рамках статистического анализа синоптико-климатологических данных наблюдений можно представить в виде информационного массива:  $(X, \varphi, \lambda, z, t, s, \varphi^s, \lambda^s, z^s, t^s, \alpha^s, R^s, \xi, \zeta, \eta, \tau)$ .

Здесь вектор наблюдений представлен гидрометеорологической переменной  $X$  и ее координатами в начальной системе координат  $\varphi, \lambda, z, t$ . Следующая группа величин  $s, \varphi^s, \lambda^s, z^s, t^s, \alpha^s, R^s$  характеризует синоптический объект (его название  $s$ , реперные координаты  $\varphi^s, \lambda^s, z^s, t^s$  и возможно, какие-либо характеристики  $\alpha^s, R^s$ ). Последняя группа  $\xi, \zeta, \eta, \tau$  означает относительные координаты наблюдения в подвижной системе координат, в которой начало координат помещается в текущую реперную точку синоптического объекта.

Вертикальные координаты  $z^s$  и  $\zeta$ , вообще говоря, можно исключить из этого описания, поскольку обычно синоптические объекты рассматриваются лишь в горизонтальных координатах. Введение одновременно характеристик нескольких типизаций ( $s$ ) усложнит структуру вектора наблюдения за счет добавления некоторого количества характеристик синоптических объектов, соответствующих другим типизациям, но в принципе такое обобщение не представляет серьезных трудностей.

Полное статистическое описание такого многомерного объекта и является комплексной синоптико-климатологической задачей. В полном объеме она непомерно сложна и громоздка. Поэтому, как правило, решают частные задачи, рассматривая их как задачи синоптико-климатологического анализа. Будем различать среди них три категории задач в соответствии с уровнем и объектом статистического обобщения.

К первой категории отнесем задачи, в которых проводится статистический анализ характеристик объектов ( $s, \varphi^s, \lambda^s, z^s, t^s, \alpha^s, R^s$ ) в начальной системе координат ( $\varphi, \lambda, t$ ). Назовем такой круг задач *синоптико-климатологическим анализом первого рода*. Результаты такого анализа не что иное, как климатология самих синоптических объектов (статистика их положений и свойств).

В следующую группу задач включен анализ метеорологических величин (к ним могут быть отнесены также и отдельные характеристики синоптических объектов), по-прежнему в начальной системе координат ( $\varphi, \lambda, z, t$ ), но при осуществлении определенных значений отдельных характеристик рассматриваемого синоптического объекта – *синоптико-климатологический анализ* второго рода. В этом случае мы получаем на выходе условный локальный режим погоды или климат в заданной точке пространства и времени, связанный с заданным синоптическим объектом.

Однако наиболее ценными и важными (в частности, для прогнозирования) нам представляются результаты *синоптико-климатологического анализа третьего рода*, когда выполняется тот же, что и в предыдущем случае, условный статистический анализ гидрометеорологических величин в связи с определенным состоянием синоптического объекта, но в системе относительных координат ( $\xi, \zeta, \eta, \tau$ ), передвигающихся вместе с объектом. В этом случае результатом анализа будет статистическая структура подвижного синоптического процесса.

Таким образом, метод динамической климатологии на основе схемы групповых аналогов фактически решает все три частные задачи синоптико-климатологического анализа.

#### **4.2. Типизация форм циркуляции в умеренных широтах Северного полушария по положению осевой изогипсы высотной фронтальной зоны на поверхности 500 гПа**

В настоящее время активно создаются автоматические типизации синоптических ситуаций для оценки возможности реконструкции крупных климатических аномалий приземных полей –

в первую очередь температуры воздуха и атмосферных осадков – по закономерностям чередования типов синоптических процессов (одна из задач синоптической климатологии [22]).

Основным инструментом для решения этой задачи может являться многомерный статистический анализ, объектами которого, как известно [17, 22], являются многомерные точки или векторы, образующие систему координат в некотором фазовом пространстве.

Координатами фазового пространства, а следовательно, и объектами статистического анализа являются характеристики состояния климатической системы (состояния атмосферной циркуляции) в некоторый момент времени. На практике в качестве них обычно используются значения геопотенциала в узлах регулярной сетки или на сети станций.

В задачах анализа циркуляции, естественно, используются маломерные фазовые пространства, включающие различные индексы циркуляции (Блиновой–Россби, Каца и др.) Большинство используемых характеристик представляют собой непрерывные вещественные величины. В задачах классификации (типизации) ставится цель заменить эти объекты некоторым конечным, обычно большим, числом состояний (классов).

Для этой цели могут использоваться различные процедуры. Во-первых, это дискретизация и квантование. Но квантование относится, как правило, к физическим характеристикам или к метеорологическим параметрам, а дискретизация относится к координатам, хотя различие здесь чисто условное.

Другим способом, характерным прежде всего для многомерных объектов, является группирование или разбиение области существования объектов на некоторые подобласти и замена переменных номерами. По сути, это может рассматриваться как некоторая разновидность классификации. Эту задачу будем называть кластеризацией.

Вопрос о том, к какой именно из перечисленных групп относится решаемая задача, при изучении циркуляционных ситуаций и осуществлении классификации имеет принципиальное значение. Принципиально важен ответ на вопрос, является ли полученное разбиение или расслоение условным разбиением исследуемого фазового пространства, связанного с одной генеральной

совокупностью, или мы обнаруживаем наличие нескольких генеральных совокупностей. По существу, задачей выявления циркуляционных режимов является лишь последняя, которую определим как проблему кластеризации наблюдений.

Для иллюстрации этого положения воспользуемся методами схематизации атмосферных процессов над Северным полушарием, предложенными М.Х. Байдала [2]. Они заключаются в кодировании формы поля  $H_{500}$  в каждом из шести 60-градусных долготных секторов (рис. 29, а) номером наиболее сходной с ним типовой ситуации (из 11 возможных, воспроизведенных схематично на рис. 29, в). Эти типовые ситуации включают зональный перенос (0) и затем от ложбины до циклона (от -1 до -5) и от гребня до антициклона (от 1 до 5). Коды выбраны таким образом, чтобы характеризовать интенсивность соответствующего барического образования или вихря скорости. При таком подходе все многообразие процессов на поверхности  $H_{500}$  описывается не как способ кодирования реально существующего миллиона типов, а всего лишь как один из возможных способов схематического отображения процессов.

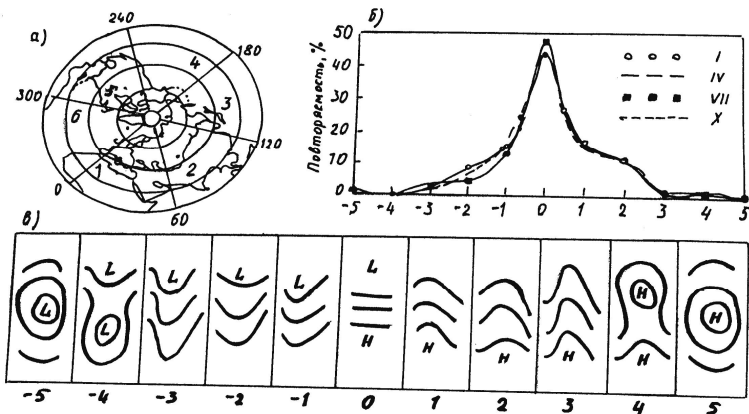


Рис. 29. Типизация синоптических процессов в Северном полушарии М.Х. Байдала: а – сектор, в котором кодируется тип циркуляции; б – эмпирические распределения для центральных месяцев сезонов (шесть типов); в – типы поля  $H_{500}$  в секторе и код типа циркуляции [7]

На рис. 29, б показана повторяемость типов циркуляции Байдала для четырех центральных месяцев сезонов. Можно сделать вывод о высокой устойчивости распределения форм циркуляции, практически не зависящей от сезона. С другой стороны, характер распределения близок к нормальному, так что нет никаких оснований считать выделенные типы кластерами. Скорее они напоминают градации, связанные с распределением некоторой величины, в качестве которой можно было бы использовать вихрь скорости или кривизну изогипс.

Попытки выполнить автоматическую типизацию ситуаций на поверхности  $H_{500}$  предпринимались многими исследователями неоднократно [17, 18, 22].

В данной работе для оценки возможности построить экономную типизацию ситуаций на поверхности 500 гПа использовано очень сокращенное описание поля  $H_{500}$  с помощью положения осевой изогипсы высотной фронтальной зоны ВФЗ [18]. Так, в качестве такой изогипсы для зимнего периода была выбрана изолиния 540 дам. Таким образом, использовано 36-мерное фазовое пространство, в котором на каждом из 36 меридианов заданы широты изогипсы 540 дам, наиболее близкой к полюсу. Было получено несколько типизаций, которые по среднему положению ВФЗ более или менее адекватно соответствовали типам Вангенгейма [3] и Гирса [4].

На рис. 30, б приведены средние значения широты осевой изогипсы 540 дам зимой в Северном полушарии и процентилю 10 и 90 %. На рис. 30, а показан ход коэффициентов асимметрии и эксцесса, а также статистики Колмогорова, характеризующей отклонение рассматриваемого распределения от нормального. Интересно, что самое большое отклонение от нормального имеет место в области ложбин ВФЗ, в то время как наибольшее сходство с нормально распределенными величинами имеется в области гребней.



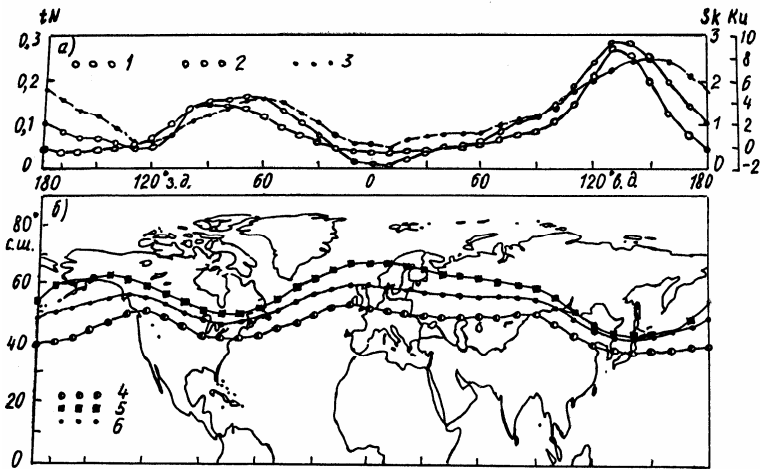


Рис. 30. Статистические характеристики широты изогипсы 540 дам (по данным зимних сезонов 1951–1993 гг.): а – коэффициенты асимметрии  $Sk$  (1), эксцесса  $Ku$  (2) и статистика Колмогорова  $tN$  (3); б – средние (6) и квантили 10 (4) и 90 % (5) [7]

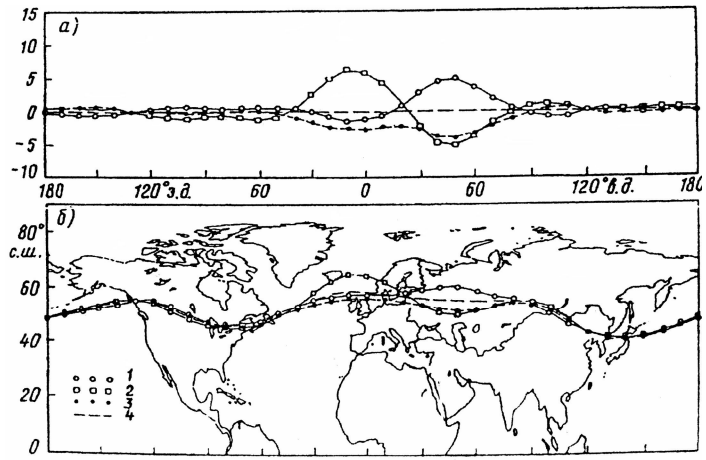


Рис. 31. Средние значения широты изогипсы 540 дам на фиксированных меридианах при различных формах циркуляции (типах) Вангенгейма по данным зимних сезонов 1951–1993 гг.: а – отклонение средних типовых от климата (аномалии); б – средние внутри типов и средние многолетние (климат). 1 – тип (E); 2 – тип 2 (C); 3 – тип 3 (W); 4 – климат [7]

Анализ корреляций между широтами изогипсы 540 дам на разных долготах показал, что примерно на расстоянии в 40–50° долготы корреляция обращается в нуль, т.е. область существенных корреляционных связей охватывает примерно 90°, а дальше процессы следует считать независимыми.

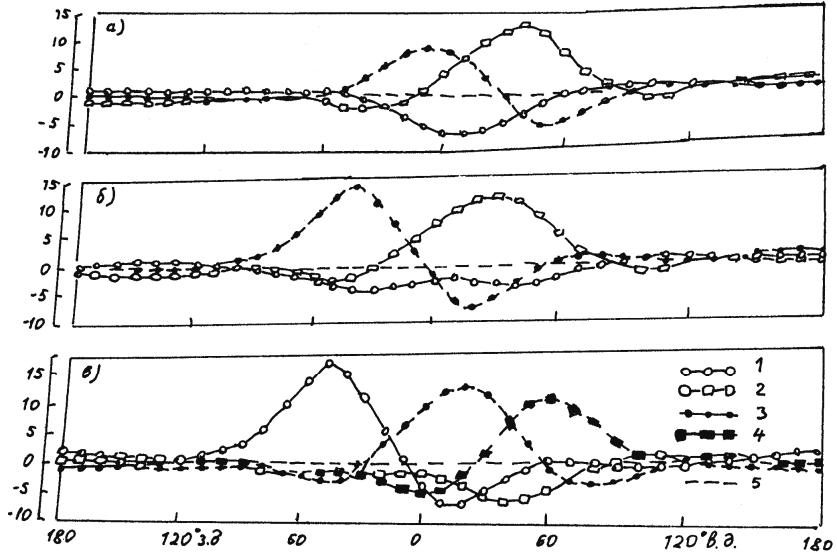


Рис. 32. Средние значения широты изогипсы 540 дам зимой (отклонения от средней за 1951–1993 гг.) при различных типах процессов в автоматических классификациях со следующими начальными эталонами: а – средние при типах Г.Я. Вангенгейма; б – 3 случайные реализации; в – случайные реализации. 1 – тип 1: 2 – тип 2: 3 – тип 3: 4 – тип 4: 5 – климат [7]

В качестве эксперимента были получены две автоматические классификации с помощью простого варианта кластерного анализа (метод  $k$ -средних Мак-Куина с евклидовой метрикой) в секторе 80° з.д. – 100° в.д. (по аналогии с классификацией Г.Я. Вангенгейма).

В первой из этих классификаций в качестве начальных эталонов использованы типовые средние положения ВФЗ в типизации Г.Я. Вангенгейма (рис. 31); во второй – случайно выбранные три реализации. В каждой итерации выборка заново делилась на  $k$  кластеров в соответствии с текущими значениями эталонов, и

эталонны переносились в центр соответствующего кластера. После пяти итераций были получены соответственно по три класса со средними, изображенными на рис. 32, а, б. Как видно из данных табл. 9, эталоны трех классов в этих типизациях после пяти итераций получились достаточно сходными.

Таким образом, есть основания считать, что результат типизации слабо зависит от выбранных эталонов и приводит к близким результатам, т.е. процесс является примерно сходящимся и однозначным.

Таблица 9

**Оценки сопряженности (%) типов в автоматических типизациях положений изогипсы 540 дам с использованием в качестве начальных эталонов средних для типов Г.Я. Вангенгейма (типизация 1) и трех случайных наблюдений (типизация 2)**

Типизация 1	Типизация 2		
	1	2	3
1	79,6	0,0	20,4
2	16,7	80,2	3,1
3	51	20,6	28,4

*Примечание. Оценки получены по данным за 1951–1993 гг. (5 итераций)*

Для ответа на вопрос, является ли типизация из трех классов финальной, т.е. являются ли выделенные классы кластерами, дополнительно была построена типизация из четырех классов (эталонны после пяти итераций представлены на рис. 32, в). Как видно из рисунка, эти четыре класса характеризуются большим количеством мелкомасштабных деталей в типовых положениях осевой изогипсы ВФЗ. При этом, как следует из данных табл. 10, ни один из эталонов трехклассовой типизации не сохранился в точности.

Таким образом, полученные типы имеют преимущество перед типами в визуальной типизации, так как они получены автоматически с помощью формальной процедуры. Их легко использовать, например, для сравнительного анализа поведения атмосферы в моделированных данных и в данных наблюдений с целью валидации моделей общей циркуляции атмосферы. Кроме того, нет никаких оснований считать, что эти типы окажутся менее

пригодными для целей синоптической климатологии и для анализа причин изменения температурного режима.

Таблица 10

**Оценки сопряженности (число случаев) автоматических типизаций, использующих в качестве начальных эталонов три (типизация 2) и четыре (типизация 3) случайных наблюдений**

Типизация 2	Типизация 3		
1	1467 + 468 = 1944	231	27
2	0 + 257 = 257	658	5
3	130 + 79 = 209	28	496

Таким образом, визуальные типы циркуляции, будучи полезным инструментом для изучения атмосферных процессов, являются примерами удачного группирования наблюдаемых ситуаций или удачного разбиения области их существования в некотором фазовом пространстве. Однако не имеется надежных доказательств того, что эти типы образуют кластеры в фазовом пространстве. Это не снижает их полезности и возможности использования для целей синоптической климатологии и изучения климатической изменчивости. В частности, дисперсионный анализ температуры приземного воздуха на некоторых станциях европейской территории России показал, что температура существенно зависит от формы циркуляции. Статистический анализ положения осевой изолинии высотной фронтальной зоны Северного полушария на поверхности 500 гПа показывает целесообразность автоматической классификации ситуаций в отдельных секторах. Полученные примеры автоматической классификации для Атлантико-Евразийского сектора во многом подобны синоптическим (визуальным типизациям).

#### **4.3. Идентификация крупномасштабных барических систем, характеризующих режим атмосферной циркуляции, на основе гидродинамических моделей**

В последние годы широкое применение в метеорологии получили методы распознавания образов, основная задача которых

заключается в установлении принадлежности некоторого процесса или явления к одному из классов или образов. Объектами классификации обычно служат синоптические ситуации, поля температуры и влажности воздуха, осадков, атмосферного давления, геопотенциала, атмосферные явления и т.д.

Важным направлением, в котором используются методы распознавания образов, являются исследования, связанные с идентификацией режимов атмосферной циркуляции. Последние в решающей степени определяют качество гидродинамических прогнозов и предел предсказуемости мгновенного состояния атмосферы. Под режимом, как правило, понимают крупномасштабную барическую структуру, которая характеризуется определенной формой циркуляции (гребень, ложбина, циклон и антициклон) и продолжительностью существования или устойчивостью. Решение проблемы долгосрочных прогнозов погоды во многом зависит от возможности выделить и проследить эволюцию этих крупномасштабных возмущений атмосферной циркуляции (режимов).

В данном исследовании предлагается новый способ решения данной проблемы, который учитывает основные особенности развития синоптических процессов на поверхности  $H_{500}$  для определения полей температуры и осадков у земной поверхности. Классификация производится на основе алгоритма Б.А. Головкина [5], реализованного для всей исходной совокупности объектов без использования порогового расстояния и процедуры ранжирования. Цель исследования – определение режимов атмосферной циркуляции.

В качестве исходной информации использовались ежедневные ряды аномалий поля  $H_{500}$  в 120 точках в январе с 1967 по 1987 г. (601 случай), представляющие атмосферную циркуляцию в пределах первого синоптического района: восточная часть Северной Атлантики, Европа и Западная Сибирь.

Алгоритм автоматической классификации включает *три основных этапа*:

*Первый* состоит в оптимальном описании пространственного распределения аномалий  $H_{500}$  с целью сокращения размерности вектора  $X$  и получения более компактных и легче разделимых областей. Для этого используются лингвистические или струк-

турные методы. Характерными фрагментами распределения аномалий поля  $H_{500}$  будем считать:

– степень аномальности этих полей, определяемую с помощью показателя  $K$ , введенного Н.А. Багровым [1]:

$$K_j = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m \left( \frac{AH_{ij}}{\sigma_i} \right)^2, \quad (21)$$

где  $AH_{ij}$  – аномалия  $H_{500}$  в точке  $i$ ;  $\sigma_i$  – ее среднее квадратическое отклонение;  $I = 1, \dots, m$ ,  $m$  – общее число точек ( $m = 120$ );  $j = 1, \dots, N$ ,  $N$  – число рассматриваемых полей ( $N = 601$ );

– знак поля, характеризуемый отношением

$$P_j = \frac{m_j}{m}, \quad (22)$$

где  $m_j$  – число точек с положительными значениями аномалий  $H_{500}$  для данного поля;

– внутреннюю структуру изображения, представленную средними квадратическими значениями меридионального и зонального барических градиентов, вычисленных для каждой точки и осредненных в пределах заданной территории:

$$PR_j = \left[ \frac{1}{N_2(N_1-1)} \sum_{j=1}^{N_1} \sum_{i=1}^{N_2-1} \left( \frac{AH_{ij} - AH_{i+1j}}{\ell_{i+1}} \right)^2 \right]^{1/2} + \left[ \frac{1}{N_1(N_2-1)} \sum_{i=1}^{N_1} \sum_{j=1}^{N_2-1} \left( \frac{AH_{ij} - AH_{ij+1}}{\ell'_{j+1}} \right)^2 \right]^{1/2}, \quad (23)$$

где  $\ell_{i+1}$  и  $\ell'_{j+1}$  – расстояние между точками;  $N_1$  и  $N_2$  – число точек, взятых соответственно вдоль круга широты и долготы.

Вся территория разбивается на четыре квадрата, для каждого из которых рассчитываются параметры  $K_j$ ,  $P_j$  и  $PR_j$  ( $j = 1, \dots, N$ ) и соответствующие средние по выборке  $\overline{K}$ ,  $\overline{P}$  и  $\overline{PR}$ . В зависимости от наличия или отсутствия в квадрате значений параметров  $K_j > \overline{K}$ ,  $P_j > \overline{P}$  и  $PR_j > \overline{PR}$  изображению присваивалось значение +1 или -1, т.е. было выполнено следующее преобразование вектора  $X$ :

$$Y = (Y_1, \dots, Y_{12}) = \text{sgn} (X_1, \dots, X_{120}). \quad (24)$$

В результате размерность исходного пространства признаков уменьшилась в 10 раз.

Отождествляя значения признаков  $Y$  со значениями координат пространства Хемминга, в качестве меры сходства между объектами будем использовать расстояние

$$R(Y_i, Y_j) = \frac{1}{4} \sum_{n=1}^{12} (Y_{in} - Y_{jn}), \quad (25)$$

где  $i, j = 1, \dots, N$ . Параметр  $R$  удовлетворяет аксиомы метрики (тождественности и симметричности).

*Второй этап* заключается в распознании полученных образов распределения аномалий  $H_{500}$ . Существует довольно большое количество алгоритмов автоматической классификации. Ввиду большей простоты и удобства вычислений выбран алгоритм Б.А. Головкина [5].

В соответствии с этим методом в матрице мер близостей ( $R'$ ) размером  $k' \times N$ , где  $N$  – число объектов ( $N = 601$ ), в каждом  $s$ -м столбце определяется минимальный элемент  $R_{st}'$  ( $s = 1, \dots, k'$ ;  $t = 1, \dots, N$ ). Объект  $Y_t$ , номер которого совпадает с номером столбца, считается принадлежащим классу (эталону), номер которого совпадает с  $s$ -м номером строки. Такая процедура выполняется при  $k = N, N - 1, \dots, 1$  ( $N = 601$ ).

*На третьем этапе* решается вопрос оценки качества полученных  $N$ -классификаций. Функционал, который необходимо экстремизировать, конструируется следующим образом [27]. Для каждого объекта  $Y_i \in A_s$  определяются два числа: мера «притяжения» объекта  $Y_i$  к объектам той же группы  $A_s$ :

$$M_i = \frac{1}{N} \sum_{Y_j \in A} (R_{ij} - R^*), \quad (26)$$

где  $R^*$  – заданный порог ( $R = 7$ );  $N_1$  – число объектов в группе  $A_i$  и мера «притяжения» объекта ко всем остальным объектам:

$$\overline{M}_i = \frac{1}{N - N_i} \sum_{y_i \in A_i} (R_{it} - R^*). \quad (27)$$

С использованием величин  $M_i$  и  $\overline{M}$  вводится понятие стабильности всего объекта разбиения:

$$Q = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N Q_i. \quad (28)$$

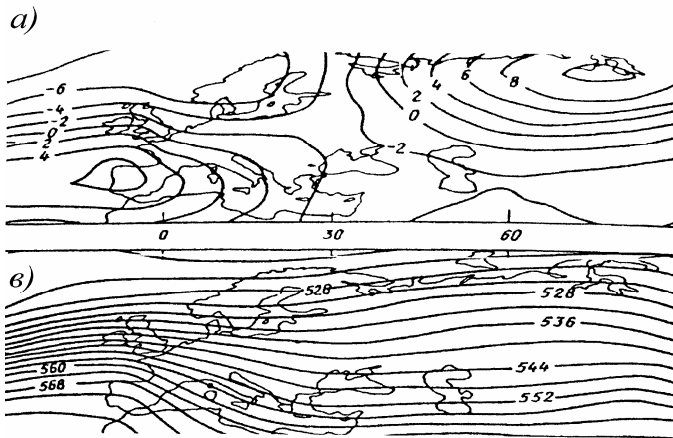


Рис. 33. Композиционные поля аномалий  $H_{500}$  и геопотенциала  $H_{500}$  (а, б) для типичного зонального (1-й тип – а, б)

Величина  $Q$  рассчитывается для значений  $k' = N, N - 1, \dots, 1$ . Максимальное значение функции  $Q(k)$  отмечается при  $k' = 12$ , поэтому в качестве окончательного варианта принято разбиение данной совокупности объектов на 12 классов, т.е. 12 типовых структур. Построены средние для каждого типа поля  $H_{500}$  и аномалий поля  $H_{500}$  и выполнен анализ соответствующих синоптических процессов. При всем разнообразии выделяются ситуации, связанные, очевидно, с режимами зонального потока (типы 1, 3, 9–12) и блокирования (типы 2, 4–7).

На рис. 33, а, б приводится пример типичного зонального процесса. В западной части рассматриваемой территории на севере



располагается область отрицательных аномалий геопотенциала, на юге – положительная. В восточной части – наоборот. Такая конфигурация приводит к усилению западно-восточного переноса на западе и ослаблению на востоке, что хорошо видно на картах абсолютной топографии. Аномалии геопотенциала всюду меньше 10 дам. Типы 3, 9–12 также характеризуют зональное состояние атмосферы, при котором в тропосфере наблюдаются волны малой амплитуды, быстро смещающиеся с запада на восток.

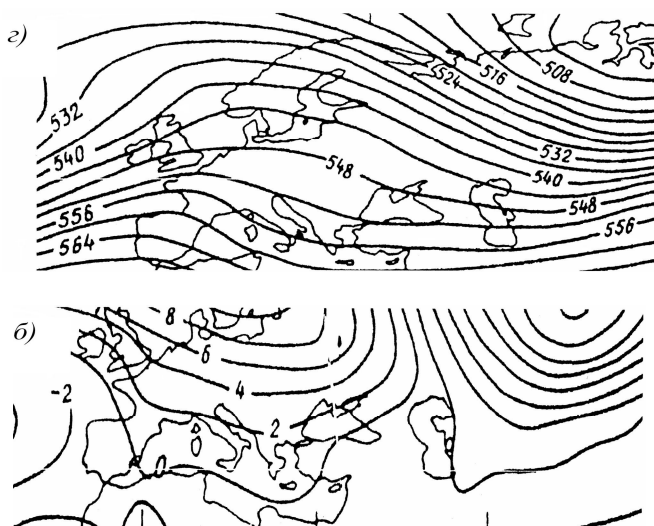


Рис. 34. Композиционные поля аномалий  $H_{500}$  и геопотенциала  $H_{500}$  при блокирующем процессе (2-й тип – б, з).

Типы 2, 4–7 представляют блокирующие процессы. На рис. 34, б, з приводятся средние поля аномалий  $H_{500}$  и  $H_{500}$  для типа 2. Обширный блокирующий гребень располагается над Западной Европой и восточной частью Северной Атлантики. Основные отличия типов связаны с географическим положением блокирующего процесса. Для типа 4 характерно наличие обширного гребня над европейской территорией России. Для типа 5 – на северо-востоке Атлантического океана, 6 – над Европой, 7 – на востоке

Северной Атлантики. Аномалии геопотенциала достигают 16 дам, что приводит к появлению значительных аномалий температуры и осадков у земной поверхности. Наибольшая повторяемость отмечается для типов 1, 2, 4, 5 и 6 и составляет соответственно 21, 13, 9, 18 и 11 % всех рассмотренных случаев. Средняя продолжительность существования колеблется от 3 до 6 дней, что соответствует естественным синоптическим периодам, установленным в процессе практической деятельности по составлению среднесрочных и долгосрочных прогнозов погоды. Типы 3, 7–12, как правило, неустойчивые – длительность их существования не превышает трех дней.

## 5. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АППАРАТА КЛАСТЕРНОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ЦЕЛЕЙ КЛАССИФИКАЦИИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

### 5.1. Общие сведения

Кластерный анализ – это совокупность методов, позволяющих классифицировать многомерные наблюдения, каждое из которых описывается набором исходных переменных  $X_1, X_2, \dots, X_m$ . Целью кластерного анализа является образование групп схожих между собой объектов, которые принято называть кластерами. Слово кластер английского происхождения (*cluster*), переводится как сгусток, пучок, группа. Родственные понятия, используемые в литературе, – класс, таксон, сгущение.

Кластерный анализ в отличие от комбинационных группировок приводит к разбиению на группы с учетом всех группировочных признаков одновременно.

Принцип образования групп в кластерном анализе сводится к *политетическому подходу*: все группировочные признаки одновременно участвуют в группировке, т.е. они учитываются все сразу при отнесении наблюдения в ту или иную группу. При этом, как правило, не указаны четкие границы каждой группы, а также неизвестно заранее, сколько групп целесообразно выделить в исследуемой совокупности.

Методы кластерного анализа могут использоваться с целью сжатия информации, что является важным фактором в условиях постоянного увеличения и усложнения потоков статистических данных.

Первые публикации по кластерному анализу появились в конце 30-х гг. XX в., но активное развитие этих методов и их широкое использование началось в конце 60-х – начале 70-х гг. [8]. В дальнейшем это направление многомерного анализа очень ин-

тенсивно развивалось. Появились новые методы, новые модификации уже известных алгоритмов, существенно расширилась область применения кластерного анализа. Особенно расширилось их использование в связи с появлением и развитием ЭВМ и, в частности, персональных компьютеров. Это связано прежде всего с трудоемкостью обработки больших массивов информации (вычисление и обращение матриц больших размерностей).

Методы кластерного анализа позволяют решать следующие задачи:

1. Проведение классификации объектов с учетом признаков, отражающих сущность, природу объектов. Решение такой задачи, как правило, приводит к углублению знаний о совокупности классифицируемых объектов.

2. Проверка выдвигаемых предположений о наличии некоторой структуры в изучаемой совокупности объектов, т.е. поиск существующей структуры.

3. Построение новых классификаций для слабоизученных явлений, когда необходимо установить наличие связей внутри совокупности и попытаться привнести в нее структуру.

Методы кластерного анализа можно разделить на две большие группы: *агломеративные* (объединяющие) и *дивизимные* (разделяющие). Агломеративные методы последовательно объединяют отдельные объекты в группы (кластеры), а дивизимные методы расчленяют группы на отдельные объекты. В свою очередь, каждый метод как объединяющего, так и разделяющего типа может быть реализован при помощи различных алгоритмов. В кластерном анализе существуют также методы, которые трудно отнести к первой или ко второй группе (*итеративные методы*). Их характерная особенность в том, что кластеры формируются исходя из задаваемых условий разбиения (параметров), которые в процессе работы алгоритма могут быть изменены пользователем для достижения желаемого качества разбиения. Итеративные методы относятся к быстродействующим, что позволяет использовать их для обработки больших массивов исходной информации.

Итеративные алгоритмы, в отличие от агломеративных и дивизимных методов, могут привести к образованию пересекающихся кластеров, т.е. один объект может одновременно принадлежать нескольким кластерам.

Достаточно подробный обзор и систематизация различных методов кластерного анализа приводятся в работах [2, 8, 11].

## **5.2. Анализ данных наблюдений и результатов численных экспериментов с моделью общей циркуляции атмосферы (МОЦА)**

Методика кластерного анализа активно разрабатывается и достаточно давно используется для анализа данных. Она позволяет выделить из множества объектов такие, которые имеют какие-либо близкие свойства. По этой причине кластерный анализ носит также название классификации. Для демонстрации возможностей кластерного анализа для выделения режимов атмосферной циркуляции приведем результаты исследования, проведенного И.Н. Эзау ([19] из гл. 4).

В [19] из гл. 4 классификации подверглись январские поля аномалий высоты изобарической поверхности 500 гПа над Северным полушарием (севернее  $20^\circ$  с.ш.), полученные в результате численных экспериментов, и данные наблюдений. В [1] показано, что МОЦА, созданная в Институте вычислительной математики, удовлетворительно воспроизводит среднее поле высоты поверхности 500 гПа, но продолжительность и количество блокирующих ситуаций или режимов меньше наблюдаемых в реальной атмосферной циркуляции. Для выяснения причин такого несоответствия полученные при классификации результаты численных экспериментов сравнивались между собой, а также оценивалось влияние на результаты классификации подключение в МОЦА верхнего деятельного слоя северной части Атлантического океана.

Для анализа данных был применен один из наиболее гибких и информативных методов кластеризации – *восходящая иерархическая классификация* (ВИК). Подробно ВИК излагается в [6], ниже приводится изложение модифицированного алгоритма, примененного в данной работе.

Алгоритм строится из нескольких последовательных шагов.

В имеющейся выборке по времени из полей аномалий  $AT_{500}$  отождествим каждое поле с отдельным классом. Такие классы,

состоящие из единственного поля, называют обычно начальными. Пусть значения поля представлены в  $M$  узлах сетки, тогда его можно рассматривать как вектор в евклидовом пространстве размерностью  $M$ . Каждый класс можно рассматривать как множество векторов евклидова пространства. Общее число рассматриваемых векторов равно количеству полей в выборке, которое обозначим через  $N$ . Можно записать в виде

$$\bar{\varphi}_i = [x_1(1), x_1(2), \dots, x_1(M)^T]; i = 1, \dots, N, \quad (29)$$

где  $\vec{\varphi}$  – поле аномалий  $AT_{500}$  в момент времени  $i$ ;  $x_i(j)$  – значение аномалий  $AT_{500}$  в  $j$ -м узле пространственной сетки в момент времени  $i$ ;  $T$  – знак транспонирования.

В этом случае для начальных классов имеем

$$\bar{\varphi} \in C_0^p, \quad (30)$$

где  $C_0^p$  – класс  $p$  на ярусе иерархии  $h$ . Здесь  $i = 1, \dots, N$ ;  $p = i$ .

Будем использовать сквозную нумерацию классов. Построим бинарное дерево классов, на каждом ярусе будем объединять в один только два класса. Тогда общее число классов в дереве будет  $2N - 1$ . Оставляя пока в стороне выбор критерия для объединения классов, запишем операцию объединения классов на ярусе  $h$  в виде

$$C_h^{(N+h)} = C_{h-1}^p \cup C_{h-1}^{p'}; h = 1, \dots, N - 1, \quad (31)$$

где  $m_h^p$  – число векторов (полей) в классе  $p$  на уровне  $h$ ; из постановки задачи  $m_h^p = 1$ ;  $v_h^p$  – показатель взаимосвязи векторов в классе  $p$ ;  $v_o = 0$ ,  $a_h^p, b_h^p$  – первый и второй приемники класса  $p$ ;  $a_o^p = 0$ ;  $b_o^p = 0$ .

Приемники класса сохраняют информацию о номерах классов, объединением которых данный класс получен. Эта информация

важна для дальнейшей работы с полученной классификацией. При этом классы  $C_{h-1}^p$  и  $C_{h-1}^{p'}$  из дальнейшего анализа исключаются.

Для визуального анализа получаемых классов удобно использовать простое поле класса, называемое также центроидом класса и полученное по формуле

$$\vec{\Phi} = \frac{1}{m_h^p} \sum_{h=1}^{m_h^p} \vec{\varphi}_k. \quad (32)$$

Здесь обозначения те же, что описаны выше, однако через  $\vec{\varphi}_k$  перенумерованы поля, принадлежащие классу  $C_h^p$ .

Для проведения классификации получим квадратную матрицу взаимных расстояний между всеми начальными классами, размерность которой  $N \times N$ , с элементами  $\delta(p, p')$ . Заметим, что каждый начальный класс содержит единственный вектор. Существует несколько способов получения расстояний между векторами в зависимости от задач классификации и анализируемых данных.

Идея кластерного анализа заключается в последовательном объединении близких по каким-либо признакам кластеров, при этом строится бинарное «перевернутое» дерево иерархии классов. Критерием близости классов в данной работе, как и в работе [13], был использован метод Уорда (*Ward's method*). Метод требует максимизации центрального момента второго порядка для разбиения на классы [6]. Из статистики известно [2], что сумма дисперсий зависимых случайных величин, под которым в нашем случае понимается расстояние между классами, больше дисперсии их суммы. Таким образом, для максимизации дисперсий необходимо на каждом шаге объединить такие два класса, которые дают наименьшее увеличение дисперсии разбиения на каждом шаге. Очевидно, что при этом метеорологические поля будут близки между собой и по структуре, поскольку будут иметь большие значения пространственной корреляции. В [6] показано, что для этого достаточно на каждом шаге объединять в новый класс  $C_{h-1}^p$  и  $C_{h-1}^{p'}$ , на котором реализуется условие

$$I_{pp'} = \min_{pp'} \left( \frac{m_{h-1}^p m_{h-1}^{p'}}{m_{h-1}^p + m_{h-1}^{p'}} \delta(p, p') \right) \quad (33)$$

где  $p, p' = 1, \dots, N + h$ .

Для нового класса  $C_h^{(N+h)}$ , полученного для  $h$ , определим соответствующие ему характеристики:

$$Y = (Y_1, \dots, Y_{12}) = \text{sgn} (X_1, \dots, X_{120}), \quad (34)$$

$$m_h^{(N+h)} = m_h^p + m_h^{p'}, \quad (35)$$

$$v_h^{(N+h)} = I_{pp'}, \quad (36)$$

$$a_h^{(N+h)} = p, \quad (37)$$

$$b_h^{(N+h)} = p', \quad (38)$$

где  $m_h^{(N+h)}$  – число полей, принадлежащих данному классу;  $v_h^{(N+h)}$  – степень взаимосвязи векторов в классе;  $a_h^{(N+h)}$  и  $b_h^{(N+h)}$  – первый и второй преемники класса.

В процессе проведения классификации нет необходимости пересчитывать на каждом ярусе расстояния между всеми классами. В [6] получена рекуррентная формула, позволяющая не пересчитывать всю матрицу расстояний при построении каждого яруса бинарного дерева. Вместо этого можно ограничиться вычислением расстояний  $\delta^2(t, N + h)$  между новым классом и всеми остальными классами  $t$ , используя расстояния между еще не объединенными классами по формуле

$$\delta^2(t, N + h) = \frac{(m_{h-1}^p + m_{h-1}^t) \delta^2(y, p) + (m_{h-1}^{p'} + m_{h-1}^t) \delta^2(t, p') - m_{h-1}^t \delta^2(p, p')}{m_{h-1}^t + m_{h-1}^p + m_{h-1}^{p'}} \quad (39)$$

После расчета расстояний из дальнейшей классификации исключаем два класса –  $C_h^p$  и  $C_h^{p'}$ . Для полного построения бинарного дерева классов необходимо построить  $N - 1$  ярусов. Количество участвующих в построении дальнейшей классификации классов на каждом из ярусов равно  $N - h$ . Центроид завершающе-



го классификацию класса представляет собой среднее всех аномалий, т.е. равна нулю.

На заключительном этапе получаем информацию о количестве полей, попавших в каждый класс. Эту информацию нетрудно получить, используя спуск по полученному бинарному дереву. Более того, преемники каждого класса позволяют получить информацию о том, какие именно поля составляют данный класс.

Заслуживает внимания проблема интерпретации полученных результатов. Как уже упоминалось, центр од самого верхнего класса, завершающего иерархию, будет идентичен среднему всей выборки, что ясно из процедуры его получения. При дальнейшем спуске по бинарному дереву классов их центроиды будут выделять все более тонкие структуры, свойственные атмосферным состояниям. Однако, начиная с некоторого яруса, эти структуры уже не будут статистически значимыми.

В [13] сделаны попытки выделить наиболее повторяющиеся классы. Был применен следующий метод. Из выборки длиной  $N$  случайным образом брались 100 подпоследовательностей. Для каждой из этих подпоследовательностей проводилась своя классификация. Затем подсчитывался коэффициент корреляции между центроидами всех классов с одинаковым номером. Если этот коэффициент корреляции был достаточно высок, то класс признавался повторяющимся и значимым. Как видно из этой же работы, коэффициент корреляции для всех классов верхних ярусов превышает 0,8 и при этом не зависит прямо от количества начальных полей, попадающих в класс. Используя этот результат, можно сказать, что классы, включающие в себя не менее 5 % всех полей выборки, являются статистически значимыми и повторяющимися, а их коэффициент корреляции более 0,6. Заметим, однако, что  $N$  должно быть не менее 350 [13].

Описанный метод кластерного анализа был применен к массивам аномалий высоты изобарической поверхности 500 гПа над Северным полушарием, полученным при проведении двух численных экспериментов с *МОЦА* Института вычислительной математики (ИВМ) РАН. Первый эксперимент моделировал атмосферную циркуляцию в условиях непрерывной зимы Северного полушария (январь) с фиксированной климатической температурой поверхности океана. В дальнейшем будем называть его

*ОЦА + ФТПО*. Второй эксперимент моделировал не только атмосферную циркуляцию, но и связанную с ней через потоки тепла и импульса динамику верхнего деятельного слоя океана (в дальнейшем *ОЦА + ВДСО*). Моделирование *ВДСО* проводилось только в Северной Атлантике, а на остальной океанической поверхности задавалась фиксированная температура, как и в эксперименте *ОЦА + ФТПО*. В экспериментах модель была проинтегрирована на 12 мес в режиме непрерывного января с учетом суточного хода высоты солнца. На поверхности Земли было задано географическое среднее климатическое распределение льдов, температуры поверхности океана, температуры и влажности почвы на глубине 2 м, широтное распределение угла склонения солнца и концентрации озона. В качестве начальных условий задавались «согласованные» с моделью данные, полученные с помощью интегрирования модели с «нулевых» начальных условий (атмосфера в состоянии покоя, температура и влажность зависят только от широты и высоты) с годовым ходом склонения солнца и температуры поверхности океана на три месяца (с 1 октября по 1 января).

Полученное таким образом состояние служило начальным условием для проведения численного моделирования *ОЦА* на 12 мес (372 сут), результаты которого использовались для последующего анализа. Подробное описание *МОЦА* ИВМ РАН дано в [1], условия проведения этих экспериментов и их основные статистические характеристики приводятся в [6].

Кроме результатов вышеописанных численных экспериментов, для анализа были взяты данные наблюдений высоты поверхности 500 гПа ( $AT_{500}$ ), подготовленные Д. Джозефом в Национальном центре атмосферных исследований (США) и проинтерполированные на сетку, соответствующую сетке, используемой в *МОЦА*. Массив данных включал в себя среднесуточные поля  $AT_{500}$  за 20 лет начиная с 1 января 1968 г., из которого была произведена выборка для января–февраля каждого года. Для исключения из данных наблюдений годового хода были найдены ежесуточные отклонения от среднего по 20 годам для каждого суток, а затем эти отклонения прибавлялись к среднему всей выборки.

При выделении из временных рядов низкочастотной изменчивости использовался фильтр типа Блэкмона [8], основанный на скользящем сглаживании. Его весовые коэффициенты рассчитываются в зависимости от частоты среза фильтра и длины выборки сглаживания. Высокочастотной считалась изменчивость с периодами от 2,5 до 6 сут, а низкочастотной – более 10 сут. Путем удаления среднего состояния из массивов фильтрованных данных получались выборки, представляющие собой наборы полей отклонения  $AT_{500}$ . Для разделения на классы по структуре поля атмосферной циркуляции каждое поле аномалий  $AT_{500}$  нормировалось. Однако при построении центроидов классов использовались исходные поля аномалий.

Полученные бинарные деревья классов представлены на рис. 35. Каждый квадрат обозначает класс. Верхняя цифра в каждом квадрате – номер класса, ниже – количество полей, включенных в данный класс. Самая нижняя цифра – процент полей, включенных в класс, от общего числа полей в выборке. Связи между классами показаны линиями. Двойными линиями показаны обсуждаемые в работе ветви бинарного дерева. В двойную рамку заключены классы, положенные в основу интерпретации.

Модель общей циркуляции атмосферы, результаты экспериментов с которой используются в данной работе, занижает величину климатической дисперсии  $AT_{500}$ . В результате классы, имеющие между собой большие расстояния в евклидовой метрике и структурно различные, что видно и при визуальном анализе, выражены недостаточно ярко в полях  $AT_{500}$  (особенно это касается эксперимента *ОЦА + ФТПО*). Однако следует заметить, что значения дисперсии выросли в *ОЦА + ВДСО* на 25 % по сравнению с *ОЦА + ФТПО*, хотя и не достигли реальных значений. Можно ожидать, что при подключении *ВДСО* для всей поверхности океана значения дисперсии будут близки к реальным значениям.

Дальнейший анализ результатов кластеризации опирался на анализ аномалий  $AT_{500}$ . При анализе бинарного дерева классов для эксперимента *ОЦА + ФТПО* можно выделить четыре основные ветви. Они еще на нижних ярусах вобрали в себя значительную часть первичных классов и на каждом из ярусов хорошо выделяются. Другими словами, выделяются четыре представительных и повторяющихся режима атмосферной цир-

куляции. При этом различие между ними статистически значимо, что видно из рис. 35.

Первая ветвь (классы 740, 735, 732, 724) характеризуется обширной отрицательной аномалией  $AT_{500}$  над северной частью Тихого океана и Северной Америки и менее обширной положительной аномалией над Северной Атлантикой и Гренландией. Аномалии над остальной частью полушария, в частности континентами, незначительны. Режим циркуляции, характерный для этой ветви, в дальнейшем будет обозначаться  $E1$ .

Вторую ветвь (классы 739, 738, 733, 728, режим  $E2$ ) выделяет обширная область отрицательных аномалий с центром в районе Исландского минимума. Такая ситуация приводит в поле  $AT_{500}$  к уменьшению градиентов над Тихим океаном и к их увеличению над Атлантическим, что создает струйное течение над Северной Америкой и Атлантикой. В целом циркуляция остается почти идеально зональной. Класс 738 представлен на рис. 36, *a*.

Два вышеописанных зональных режима  $E1$  и  $E2$  совместно занимали 59,7 % времени эксперимента.

Третья ветвь (классы 737, 729, 718, режим  $E3$ ) имеет своей особенностью положительные аномалии над Аляской и Северной Атлантикой и отрицательные аномалии в субтропических областях, особенно хорошо выраженные над континентами. Такое расположение аномалий способствует развитию меридионального переноса. Оно обычно наблюдается при установлении блокирующих ситуаций, поэтому режим  $E3$  можно отнести к блокирующим процессам. Класс 729 показан на рис. 36, *б*.

Четвертая ветвь (классы 736, 734, 713, режим  $E4$ ) выделяется присутствием симметричных относительно полюса волновых шлейфов у берегов континентов: один – над Тихим океаном, другой – над Атлантическим. Условия появления таких шлейфов теоретически исследованы в [10], подробнее будут обсуждаться ниже. Данный режим представлен классом 736 на рис. 36, *в*. Режим  $E3$  занимал 19,4 % времени эксперимента, а  $E4$  – 21 %.

Анализ результатов классификации для эксперимента  $OЦА + ВДСО$  дает четкое разбиение ветвей классов на две большие группы – зональную и меридиональную, которые объединяются лишь на последнем шаге алгоритма, т.е. в среднем состоянии.

Меридиональная часть дерева классов состоит из трех ветвей, хорошо различимых как в аномалиях, так и в поле  $AT_{500}$  (см. рис. 35).

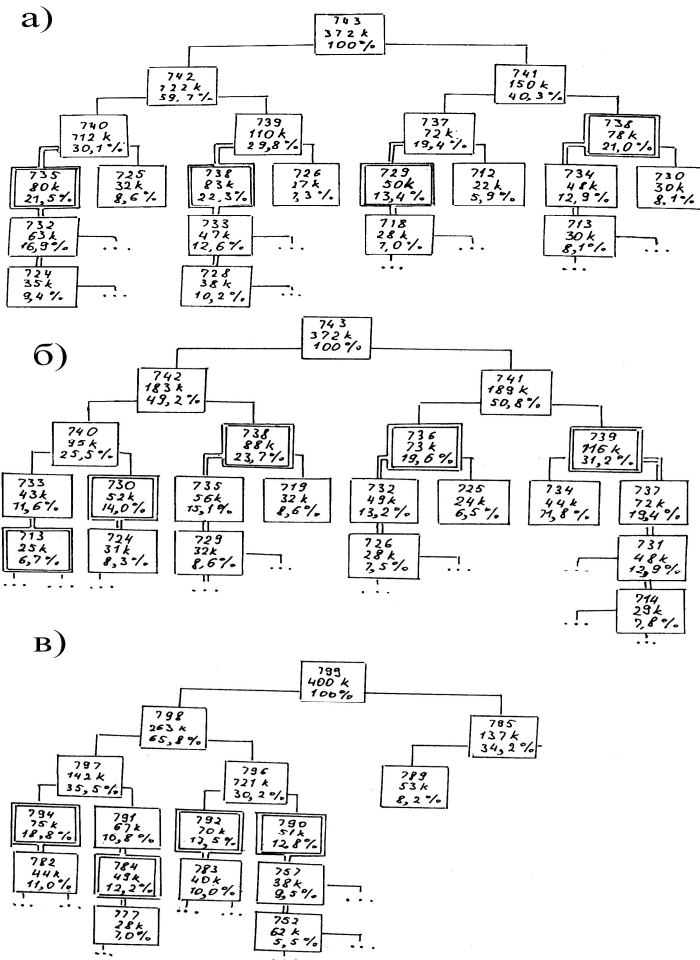


Рис. 35. Бинарное дерево классов: а – ОЦА + ФТПО; б – ОЦА + ВДСО; в – данные наблюдений [19] из гл.4

В первой ветви (классы 733, 713, режим X1) преобладает разделение Западного и Восточного полушарий по знаку аномалий, соответственно положительной и отрицательной.

Вторая ветвь (классы 730, 724, режим  $X2$ ), также как и  $E4$ , характеризуется симметричными относительно полюса волновыми шлейфами. Класс 730 изображен на рис. 37, а.

Объединяющий эти режимы класс 740 имеет очень большую положительную аномалию над Аляской и Америкой, поэтому  $X2$  и  $X1$  можно отнести к меридиональным режимам циркуляции. В этих режимах, согласно нашим расчетам, атмосфера находится 25,5 % времени.

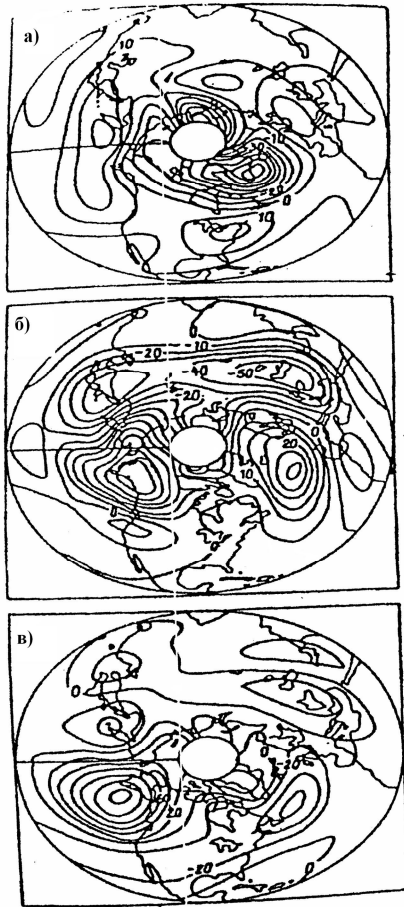


Рис. 36. Среднее поле аномалий  $AT_{500}$  для режимов  $E2$  (а),  $E3$  (б),  $E4$  (в) при квалификации результатов численного эксперимента  $ОЦА + ФТПО$  ([19] из гл. 4)

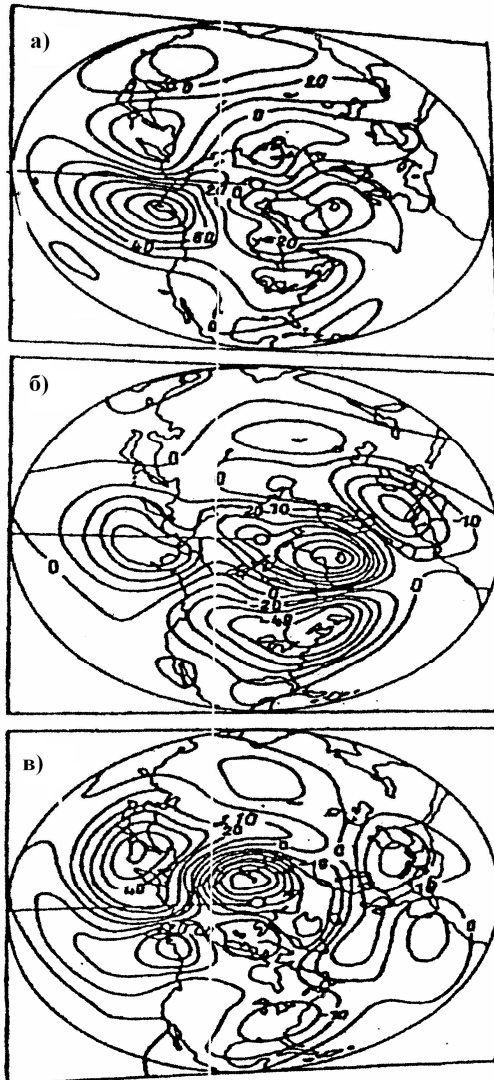


Рис. 37. Среднее поле аномалий  $AT_{500}$  для режимов X2 (а), X3 (б), X4 (в) при квалификации результатов численного эксперимента ОЦА + ВДСО ([19] из гл. 4)

Отличительной особенностью ветви с режимом  $X3$  (классы 738, 735, 729) служила ярко выраженная блокирующая ситуация над Северной Атлантикой. Гребень над Атлантикой хорошо выражен и в поле  $AT_{500}$  (класс 738 представлен на рис. 37, б). На режим  $X3$  приходится 23,7 % времени эксперимента, что все же меньше наблюдаемого.

Группа зональных кластеров представлена двумя мощными ветвями. Режим  $X4$  (классы 739, 737, 731, 714) соответствует режиму  $E1$  в  $ОЦА + ФТПО$ . Время, проводимое системой  $ОЦА + ВДСО$  в режиме  $X4$  (31,2 %), почти равно времени, проводимому системой  $ОЦА + ФТПО$  в режиме  $E1$  (30,1 %).

Другая ветвь (классы 736, 732, 726) представляет собой пеструю картину географического расположения аномалий. Центр циркуляции атмосферы в этом режиме ( $X5$ ) смещен на  $AT_{500}$  на море Лаптевых (обычное положение – над Аляской), и центроид класса также показывает зональный поток (см. рис. 37, в, класс 736).

Кластерный анализ *данных наблюдений* выявил значительное различие между зональными классами, образующими ветвь с режимом  $H1$  (классы 795, 793, 778, 762), и меридиональными классами, разбивающимися на несколько ветвей, каждой из которых соответствует свое количество и расположение блокирующих гребней. Важной особенностью является то, что доля времени, проводимая атмосферой в состоянии зонального течения, составляет лишь 34,2 %. Такой результат хорошо согласуется с [4]. Класс 778 представлен на рис. 38, а.

Для классов с процессами блокирования можно выделить четыре ветви. Первая ветвь (режим  $H2$ ), куда входят классы 790, 757, 752, отражает развитие блокирующей ситуации над Западной Атлантикой и Северной Америкой.

Вторая ветвь (режим  $H3$ ), состоящая из классов 792, 783, характеризуется блокирующей ситуацией в западной части Тихого океана и единственная среди всех ветвей показывает отсутствие ложбины над Сибирью.

Третья ветвь (режим  $H4$ ) выделяется хорошо развитым блокирующим гребнем над Западной Атлантикой и Европой, который выражен и в поле  $AT_{500}$ . Значительно менее развита блокирующая ситуация над Беринговым морем. В  $H4$  входят классы 791, 784,



777. Для поля аномалий характерен волновой шлейф над Европой и Атлантикой (см. рис. 38, б).

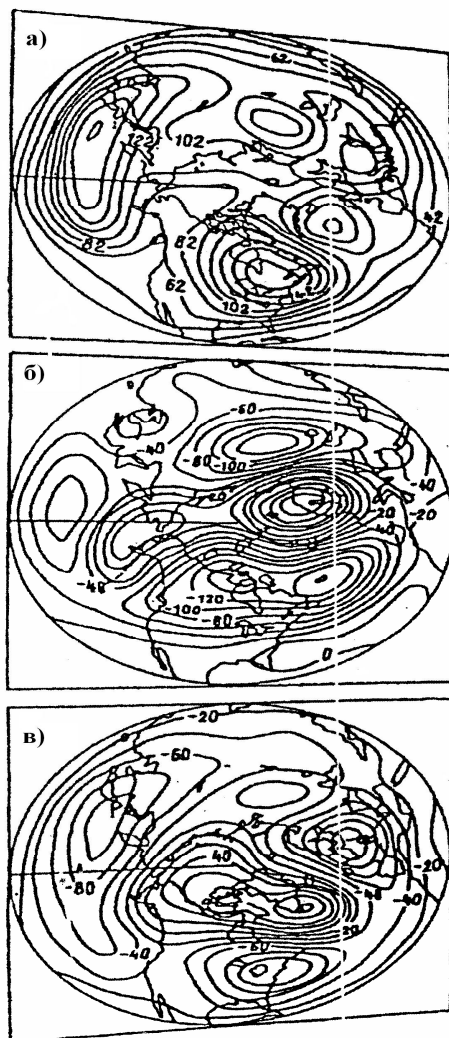


Рис. 38. Среднее поле аномалий  $AT_{500}$  для режимов  $H1$  (а),  $H4$  (б),  $H5$  (в) при классификации данных наблюдений [19] из гл. 4

Наконец, четвертая ветвь (режим *H5*) имеет своей характерной особенностью гребень над западным побережьем Америки, очень слабый гребень над Атлантикой (класс 794). Режимы *H5* и *H4* на более высоком ярусе классификации объединяются кластером 797, на который приходится 35,5 % всей временной выборки наблюдений. Иными словами, такое состояние наиболее характерно для атмосферы в зимнее время (см. рис. 38, *в*).

Большой интерес представляет увеличение времени существования блокирующих режимов. В них атмосфера находится в эксперименте *ОЦА + ФТПО* до 40,3 % времени, в *ОЦА + ВДСО* – до 449,2 %. Это меньше 65,8 % времени, полученных по данным наблюдений.

Рассмотрим изменения в режимах атлантической и тихоокеанской блокирующих ситуаций. Атлантическая блокирующая ситуация представлена режимами *E3*, *X3*, *H4*. Структуры аномалий этих режимов близки между собой. Можно заметить, что при внесении в *МОЦА* характеристик *ВДСО* аномалии над Атлантикой приобретают структуру волнового шлейфа и сдвигаются к северу. Этот сдвиг, наряду с увеличением аномалий, приводит к формированию на  $AT_{500}$  гребня в средних широтах. Кроме того, второстепенный максимум сдвинулся с Аляски на Берингово море, отрицательная аномалия сформировалась над Лабрадором, выше по потоку сменился знак аномалии и над Японским морем. Хорошо заметны и структурные отличия: в *H4* волновой шлейф сдвинут дальше на восток и максимум находится над Скандинавией. Гребень на  $AT_{500}$  в *H4* направлен на Западную Европу, а не по среднему меридиану Атлантического океана, как в *X3*. Возможно, это связано с недостаточной средней бароклинностью потока.

Помимо приближения структуры аномалий *X3* к *H4*, увеличивается и время, проводимое атмосферой в этом режиме, что увеличивает и общую изменчивость атмосферной циркуляции. На режимы, соответствующие атлантическому блокированию, приходится, по данным наблюдений, 16,8 %, по *ОЦА + ВДСО* – 23,7 %, а по *ОЦА + ФТПО* – 13,4 %. Несколько завышенное время циркуляции в *X3* получается, скорее всего, из-за того, что блокирование проявляется на фоне слабых аномалий в других частях полушария. Тем самым режим вбирает в себя не характерные для

него поля, но имеющие более сильную положительную аномалию над Атлантикой.

Тихоокеанское блокирование выделяется в режимах  $E4$ ,  $X2$ ,  $X1$ ,  $H5$ ,  $H4$ . Рассмотрим сначала структуру аномалий  $X2$  и несколько менее четкую  $E4$ . По данным наблюдений, близкую к ним структуру имеет класс 788. Характерной особенностью этих режимов является симметричный относительно полюса волновой шлейф вдоль побережья континентов. В [10] такой результат был получен при моделировании  $ОЦА$ , где подстилающая поверхность была представлена двумя симметричными относительно полюса холодными секторами – континентами и двумя теплыми – океанами, наличием градиентов температуры по широтам. Просматривается стремление волновых шлейфов повторять форму побережий. При этом там, где линия берега более «прямая», т.е. тихоокеанское побережье, там и структура выражена отчетливее. Возможно, однако, что здесь решающее влияние оказывает большой градиент температуры океан–суша у восточных берегов Азии. На карте  $AT_{500}$  существует гребень, вытянутый вдоль западного побережья Америки. В целом эти режимы занимают от 21 % ( $ОЦА + ФТПО$ ) до 10,5 % (данные наблюдений) общего времени циркуляции. Это позволяет говорить о том, что включение обратных связей с океаном размывает данную структуру.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

1. Включение в  $МОЦА$  блока, моделирующего взаимодействие атмосферы и океана над относительно небольшой областью, приводит к глобальному отклику в атмосферной циркуляции. Этот отклик является статистически значимым даже в столь удаленных районах, как Тихий океан, и в районах, расположенных выше по ведущему потоку.

2. Включение  $ВДСО$  приводит к сближению классов, получаемых при кластерном анализе результатов моделирования с классами, полученными при анализе данных наблюдений.

Кластерный анализ показал, что можно выделить несколько блокирующих режимов как по данным наблюдений, так и при обработке экспериментов. Над Атлантическим океаном, т.е. в области моделирования  $ВДСО$ , блокирующие режимы по данным  $ОЦА + ВДСО$  близки к соответствующим режимам по данным

наблюдений, а также режимам, полученным в [13]. Тем не менее имеется системное занижение величины аномалий и их смещение на центральную часть океана. Предположительно причиной этого является недостаточная бароклинность атмосферы, связанная с фиксацией температуры поверхности в Тихом океане.

Блокирующие режимы над Тихим океаном в рассмотренных экспериментах возникают лишь в том случае, если их структура аномалий совпадает с волновой структурой вдоль побережий. По данным наблюдений выделяются и другие структуры аномалий, приводящие к блокирующим режимам в тихоокеанском регионе. Такие волновые структуры генерируются в *ОЦА + ФТПО* конфигурацией теплых океанических и холодных континентальных поверхностей. Кроме того, и *ОЦА + ФТПО* и *ОЦФ + ВДСО* воспроизводят, хотя и меньшей интенсивности, характерный гребень над западным побережьем Северной Америки.

### **5.3. Сравнение синоптической и формальной классификаций крупномасштабной циркуляции атмосферы Северного полушария**

Среднее состояние атмосферы неустойчиво по отношению к малым возмущениям, всегда присутствующим в атмосфере ([10] из гл. 4), т.е. не может рассматриваться как квазистационарный циркуляционный режим, а в атмосферной циркуляции имеется несколько режимов.

Идею о существовании предпочтительных состояний общей циркуляции атмосферы подтверждают эксперименты с моделями различной сложности. Эти эксперименты показали, что в ответ на внешние воздействия (орографические или бароклинные возмущения) в нижней тропосфере формируются квазистационарные циркуляционные структуры, которые сохраняются до 30 сут и локализуются приблизительно в одних и тех же географических областях ([26] из гл. 4).

В предыдущих разделах был продемонстрирован синоптический подход к классификации атмосферной циркуляции, в частности, синоптическая классификация крупномасштабных атмосферных процессов Б.Л. Дзержеевского ([6, 8, 9, 14, 23–25] из гл. 4).

Все синоптические классификации в той или иной мере схематизируют циркуляцию атмосферы, отбрасывая мелкие детали поля. Процесс построения классификации трудно формализовать и сделать однозначным, так как он может основываться на разных параметрах атмосферы и метеорологических данных. В ряде работ для выделения схем циркуляции используются методы статистического кластерного анализа ([19, 23] из гл. 4).

В [11] из гл. 4 проводится сравнение двух классификаций – синоптической классификации Б.Л. Дзердзеевского и формальной классификации, основанной на кластеризации наблюдаемых барических полей ([19–21] из гл. 4). Обе классификации построены для умеренных и высоких широт Северного полушария. Сравнение классификаций может позволить выделить устойчивые во времени схемы или режимы циркуляции атмосферы, важные для общей динамики атмосферы.

Авторы [11] из гл. 4 в отличие от Б.Л. Дзердзеевского используют сквозные нумерации всех вариантов, которые получили название *типизации*. Порядок расположения типов по номерам приблизительно отражает постепенный переход от невозмущенного зонального потока к состоянию с наибольшими меридиональными возмущениями. Часть типов образует летне-зимние пары (сходные схемы) и имеют соседние номера. Эти типы сменяют друг друга за время менее суток, критерием смены является несовпадение классификационных признаков типа в средней и нижней тропосфере.

Типы циркуляции образуют 15 групп, которые различаются по величине и направлению отклонений в атмосфере потока от чисто зонального на уровне изобарической поверхности 500 гПа. В идентификации групп основную роль играют высотные карты полей давления, хотя соответствие «тип – группа» имеет жесткий характер. В порядке увеличения номеров групп отклонения потока от зонального нарастают, так что с ростом номера группы растут и номера типов, в нее входящих. Группы объединяют только типы, следующие по номерам подряд. Группы не приурочены к сезонам года, так как многие из них включают сходные типы, соседние по номерам, с разной сезонной приуроченностью.

*Формальная классификация* основана на разбиении наблюдаемых полей высоты поверхности 500 гПа на группы *мето-*

*дом иерархического кластерного анализа.* В одну группу объединяются барические поля, близкие друг к другу в некотором метрическом пространстве. Методика классификации изложена в [21] из гл. 4, а конкретный алгоритм выделения типов описан в [19] из гл. 4.

Для построения формальной классификации, которая была бы близкой по физическому смыслу к классификации Б.Л. Дзердзеевского, исходный массив наблюдений подвергался предварительному отбору. Во-первых, были исключены наблюдения в те периоды времени, когда происходили быстрые изменения конфигурации атмосферных потоков и коэффициент корреляции между барическими полями для соседних суток оказывался меньше 0,85. Такой высокий порог был применен с целью получения более резких границ между типами формальной классификации. Во-вторых, последовательность барических полей подвергалась последовательному центрированию по пространству в каждый момент времени и по времени в каждой точке пространства. Полученные аномалии отражают временные изменения структуры полей высоты поверхности 500 гПа и конфигурацию основных течений в атмосфере, что соответствует идее классификации Б.Л. Дзердзеевского.

Основные черты алгоритма кластеризации сводятся к следующему ([20, 21] из гл. 4). Каждое поле аномалий высоты поверхности 500 гПа, полученное по данным наблюдений, сначала рассматривается как отдельный тип циркуляции. Вводится евклидова метрика, позволяющая определить расстояние между наблюдаемыми типами. Затем количество типов последовательно уменьшается с помощью итерационной процедуры:

1. Вычисляется матрица всех взаимных расстояний между типами.

2. В матрице расстояний выбирается минимальное и соответствующие типы объединяются в один, так что количество типов уменьшается на единицу.

Для остановки итерационной процедуры используется критерий минимума функционала от числа типов и расстояний между ними [13].

В используемую классификацию входят 8 типов. Пространственная структура каждого типа характеризуется средним полем аномалий высоты поверхности 500 гПа ([19] из гл. 4). Номера типов следуют приблизительно в том порядке, в каком уменьшается спе-

цифичность типа. В частности, типы с блокированием зонального потока имеют небольшие номера. Состояние атмосферы на каждый день описываются набором из 8 коэффициентов корреляции наблюдаемых аномалий поля  $H_{500}$  со средними аномалиями для типов 8.

Для сравнения пространственной структуры барических полей, характерных для рассматриваемых типов классификации, использованы коэффициенты корреляции между средним полем аномалий для типа из формальной классификации и наблюдаемым полем аномалий  $H_{500}$  для типа из синоптической классификации. Коэффициенты корреляции усреднены по нескольким наблюдаемым полям для каждого типа реализации в сезон, взятой для центрального дня из достаточно продолжительной непрерывной цепочки дней с данным типом.

Рассмотрим только четыре выделенных по синхронности появления типа синоптической классификации – 22, 27, 30 и 32 и соответствующие им типы 1, 5, 3 и 2 формальной классификации. Коэффициенты корреляции для этих типов представлены в табл. 11, на диагонали которой расположены коэффициенты, соответствующие связанным типам, вне диагонали – несвязанным. Коэффициенты корреляции для связанных пар относительно велики и в основном превышают коэффициенты для несвязанных пар, хотя превышение крайне невелико. Большие значения коэффициентов корреляции вызваны тем, что все сравниваемые поля содержат значительную общую составляющую, главным образом, из-за того, что различия между самими типами классификации Б.Л. Дзердзеевского локализованы в относительно небольших районах. Присутствие этой составляющей маскирует различие между типами.

Таблица 11

**Коэффициенты корреляции (%) между средними полями аномалий  $H_{500}$  для выбранных типов  $h$  синоптической классификации и соответствующих им типов  $j$  формальной классификации**

Тип $j$ формальной классификации	Тип $h$ синоптической классификации			
	22	27	30	32
<b>1</b>	74	75	75	74
<b>5</b>	64	68	65	65
<b>3</b>	70	68	70	70
<b>2</b>	69	65	66	69

Проведено также визуальное сравнение между указанными типами по средним полям  $H_{500}$  для синоптических типов [12] и средним аномалиям  $H_{500}$  для типов формальной классификации [19]. Сравнимые поля в основных чертах сходны по расположению ложбин и гребней, но их размеры, форма и положение несколько различаются. Различия сводятся в основном к следующему. В паре типов ( $h = 22, j = 1$ ) гребень над Западной Сибирью присутствует только у типа 22 синоптической классификации. В паре ( $h = 27, j = 5$ ) у типа 5 формальной классификации область пониженного давления и ограничивающий ее с востока гребень в Восточном полушарии смещен на восток.

Часть типов и групп типов синоптической классификации Б.Л. Дзержевского наблюдается довольно синхронно с типами из классификации, построенной по формальным алгоритмам разбиения наблюдаемых барических полей на кластеры.

Степень синхронности достаточна для того, чтобы констатировать существование статистической значимой связи между такими типами из разных классификаций. *Эти связанные типы занимают до половины времени наблюдения при относительно небольшой неоднозначности в соответствии типов разных классификаций.*

Сходство по расположению ложбин и гребней у наиболее тесно связанных типов двух классификаций проявляется при рассмотрении средних полей  $H_{500}$ . Неплохое сходство классификаций, построенных по разным принципам и на основе разных наборов исходных данных, косвенно свидетельствует о существовании различных и устойчивых во времени режимов циркуляции, чем об отсутствии таких режимов.

Проведенное сравнение не претендует на получение абсолютной оценки. Достаточно очевидна целесообразность существования и синоптического, и формального подхода к поиску и выделению типов крупномасштабной циркуляции атмосферы в Северном полушарии.



## ГЛОССАРИЙ К ГЛАВЕ 5

**БИНАРНОЕ ДЕРЕВО КЛАССОВ.** Один из видов деревьев. Термин наиболее часто употребляется в программировании. Бинарным деревом является упорядоченное дерево, в котором каждый составной узел имеет два дочерних элемента.

**ВЕСОВЫЕ КОЭФФИЦИЕНТЫ.** Если исходный временной ряд содержит некоторые частоты или периоды, которые в данный момент не представляют интереса для исследования, амплитуда этих волн может быть уменьшена с помощью статистической фильтрации. Статистические фильтры состоят из рядов весовых коэффициентов (обычно дробных чисел), которые для получения отфильтрованной переменной умножаются на последовательные величины временного ряда. Простейшим статистическим фильтром, или, как его называют, фильтрующей функцией, является скользящая средняя с равными весами, которая рассчитывается путем суммирования  $n$  последовательных величин временного ряда и делением полученной суммы на  $n$ . Эти средние рассчитываются по данным, сосредоточенным у каждой величины ряда, таким образом, что величины, использованные для расчетов соседних скользящих средних, значительно перекрываются.

**ЕВКЛИДОВО ПРОСТРАНСТВО.** Сходство или различие между классифицируемыми объектами устанавливается в зависимости от метрического расстояния между ними. Если каждый объект описывается  $k$  признаками, то он может быть представлен как точка в  $k$ -мерном пространстве, и сходство с другими объектами будет определяться как соответствующее расстояние.

**ЕВКЛИДОВО РАССТОЯНИЕ (метрика).** Количественная оценка сходства. Выбор меры расстояния для классифицирующих переменных – очень важный этап кластерного анализа, так как от этих процедур зависят состав и количество формируемых кластеров, а также степень сходства объектов внутри кластеров.

Расчетная формула  $d_{ij} = \sqrt{\sum_{k=1}^m (x_{ik} - x_{jk})^2}$ , где  $d_{ij}$  – расстояние

между  $i$ -м и  $j$ -м объектами;  $x_{il}$ ,  $x_{jl}$  – значения  $l$ -й переменной соответственно у  $i$ -го и  $j$ -го объектов.

**МЕТОД УОРДА (*Ward's method*)**. Данный метод предполагает, что на первом шаге каждый кластер состоит из одного объекта. Первоначально объединяются два ближайших кластера. Для них определяются средние значения каждого признака и рассчитывается

сумма квадратов отклонений  $V_k$ : 
$$V_k = \sum_{i=1}^{n_k} \sum_{j=1}^p (x_{ij} - \bar{x}_{jk})^2,$$

где  $k$  – номер кластера;  $i$  – номер объекта;  $j$  – номер признака;  $p$  – количество признаков, характеризующих каждый объект;  $n_k$  – количество объектов в  $k$ -м кластере. В дальнейшем на каждом шаге работы алгоритма объединяются те объекты или кластеры, которые дают наименьшее приращение величины  $V_k$ . Метод Уорда приводит к образованию кластеров приблизительно равных размеров с минимальной внутрикластерной вариацией.

**НОРМИРОВАНИЕ**. Оценка сходства между объектами сильно зависит от абсолютного значения признака и от степени его вариации в совокупности. Чтобы устранить подобное влияние на процедуру классификации, можно значения исходных переменных нормировать одним из следующих способов:

$$1. z_{ij} = \frac{x_{ij} - \bar{x}_j}{\sigma_j}. \quad 2. z_{ij} = \frac{x_{ij}}{x_{\max j}}. \quad 3. z_{ij} = \frac{x_{ij}}{\bar{x}_j}. \quad 4. z_{ij} = \frac{x_{ij}}{x_{\min j}}.$$

**ФИЛЬТР ТИПА БЛЭКМАНА**. Относится к типам фильтров с конечной импульсной характеристикой (*КИХ*-фильтр). Фильтр, импульсная характеристика которого является последовательностью конечной длины, называют фильтром с конечной импульсной характеристикой, или *КИХ*-фильтром.

Такой фильтр всегда можно сделать физически реализуемым, введя необходимую задержку импульсной характеристики. Если все элементы импульсной характеристики конечны, то *КИХ*-фильтр всегда устойчив, так как проверка на устойчивость сводится к суммированию конечного числа ограниченных слагае-

мых. Более того, *КИХ*-последовательности можно выбрать так, чтобы фильтры имели строго линейные фазовые характеристики. Поэтому, используя *КИХ*-последовательности, можно проектировать фильтры с произвольной амплитудной характеристикой.

Известны три класса методов расчета *КИХ*-фильтров с линейной фазой:

- методы взвешивания с помощью окна;
- методы частотной выборки;
- методы оптимальных (по Чебышеву) фильтров.

Наибольшее распространение получили фильтры, основанные на методе взвешивания с помощью окна. Это такие фильтры, как фильтр *Хэмминга*, *Ханна*, *Блэкмана* и *Кайзера*.

Пример весовых коэффициентов фильтра:

*Хемминга* (0,035714; 0,241071; 0,446429; 0,241071; 0,035714);

*Тьюки* (0,25; 0,5; 0,25);

*Парзена* (0,166667; 0,666667; 0,166667).

**ЦЕНТРОИД КЛАССА.** Центроид класса является воображаемой точкой, координаты которой есть средние значения переменных в данном классе. Например, в классе собрано 3 объекта в трехмерном признаковом пространстве:

$X_1$  (3; 18; 45),  $X_2$  (6; 16; 38),  $X_3$  (5; 19; 41).

Центроид этого класса будет иметь координаты:

$X_{ц}$  (4.7; 17.7; 41.3).

## **ПРИМЕРНЫЙ ПЕРЕЧЕНЬ КОНТРОЛЬНЫХ ВОПРОСОВ ПО КУРСУ**

1. Какие карты составляются для изучения макропроцессов?
2. Каково назначение системы индексации Л.А. Вительса?
3. Почему индекс Россби, вычисленный для умеренных широт, может служить индексом общей циркуляции атмосферы?
4. В чем сущность основного цикла в изменении индекса Россби?
5. Что представляет собой индекс Е.Н. Блиновой?
6. На чем основана оценка индексов зональной и меридиональной циркуляции А.Л. Каца?
7. Что такое общий индекс А.Л. Каца и какие возможности в анализе макропроцессов он дает?
8. Что такое формы атмосферной циркуляции?
9. Перечислите принципы установления форм атмосферной циркуляции по Г.Я. Вангенгейму.
10. Дайте краткую типовую характеристику термобарического поля и синоптических процессов для каждой из трех форм циркуляции по Г.Я. Вангенгейму.
11. Перечислите основные характеристики форм атмосферной циркуляции в Северном полушарии по Вангенгейму–Гирсу: западной, восточной и меридиональной.
12. Каковы принципы выделения типов циркуляции по А.Л. Кацу?
13. Укажите особенности локализации высотных гребней и ложбин при меридиональных типах циркуляции по А.Л. Кацу.
14. В чем состоит уточнение типизации А.Л. Каца применительно к Сибирскому региону, предложенное И.Г. Храмцовой?
15. На чем основана типизация макросиноптических процессов Северного полушария Б.Л. Дзердзеевского?
16. В какие группы объединены 13 элементарных циркуляционных механизмов?
17. Какие типы макросиноптических процессов наблюдаются в Южном полушарии?

18. В чем заключается основное отличие макропроцессов Южного и Северного полушарий?

19. Поясните принципы выделения эпох атмосферной циркуляции.

20. Сформулируйте общие подходы к построению объективных типизаций метеорологических полей.

21. Продемонстрируйте возможности кластерного анализа для целей типизации атмосферных процессов.

22. Каковы основные положения синоптико-климатологических типизаций?

23. Поясните возможности гидродинамического подхода для выявления режимов атмосферной циркуляции.

## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

*К главам 1–3*

1. *Белинский Н.А.* Использование некоторых особенностей атмосферных процессов для долгосрочных прогнозов погоды / Н.А. Белинский. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 202 с.
2. *Берг Л.С.* Климат и жизнь / Л.С. Берг. М.: ОГИЗ, 1947. 157 с.
3. *Вангенгейм Г.Я.* Опыт применения синоптических методов к изучению и характеристике климата // Известия ГГО. 1933. № 2. С. 3–16.
4. *Вительс Л.А.* Синоптическая метеорология и гелиофизика / Л.А. Вительс. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 256 с.
5. *Гандин Л.С.* Основы динамической метеорологии / Л.С. Гандин. Л.: Гидрометеиздат, 1955. 346 с.
6. *Гирс А.А.* Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов / А.А. Гирс. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 488 с.
7. *Гирс А.А.* Основы долгосрочных прогнозов погоды / А.А. Гирс. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 560 с.
8. *Гирс А.А.* Методы долгосрочных прогнозов погоды / А.А. Гирс. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 343 с.
9. *Дзердзеевский Б.Л., Курганская В.М., Витвицкая З.М.* Типизация циркуляционных механизмов в Северном полушарии и характеристика синоптических сезонов // Труды ЛГМИ. 1956. Вып. 5–6. С. 10–21.
10. *Дзердзеевский Б.Л.* Общая циркуляция атмосферы и климат / Б.Л. Дзердзеевский. М.: Наука, 1975. 285 с.
11. *Багров Н.А.* Долгосрочные метеорологические прогнозы / Н.А. Багров. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 248 с.
12. *Дулетова Т.А., Пагава С.Т., Рождественский А.А., Ширкина Н.А.* Основы синоптического метода долгосрочных прогнозов погоды. Л.: Гидрометеиздат, 1940. 367 с.
13. *Кац А.Л.* Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы погоды / А.Л. Кац. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 270 с.
14. *Машкович С.А.* Характеристики зональной циркуляции / С.А. Машкович, Е.М. Добрышман. Л.: Гидрометеиздат, 1958. 202 с.
15. *Муравьев А.В., Куликова И.А., Круглова Е.Н.* Распределение экстремальных характеристик атмосферной циркуляции по данным реанализа и гидродинамического моделирования // Метеорология и гидрология. 2009. № 7. С. 33–47.
16. *Храмцова И.Г.* Сезонные особенности зональных и меридиональных процессов над территорией Западной и Восточной Сибири // Труды ЗСРНИГМИ. 1978. Вып. 36. С. 62–69.
17. *Wallace J.M. and Gutzler D.S.* Teleconnections in geopotential height field during the Northern Hemisphere winter // Mon. Wea. Rev. 1981. Vol. 109. P. 784–812.

18. Основные положения типизации Б.Л. Дзердзеевского [Электронный ресурс] <http://atmospheric-circulation.ru/wp-content/uploads/2010/02/basis.pdf> (дата обращения: 17.06.2014).

*К главе 4*

1. *Багров Н.А., Мякишева Н.Н.* Некоторые характеристики аномалий средних месячных температур воздуха // Труды ММЦ. 1966. Вып. 9. С. 3–17.

2. *Байдала М.Х.* Долгосрочные прогнозы погоды и колебаний климата Казахстана / М.Х. Байдала. Л.: Гидрометеиздат, 1964. 466 с.

3. *Вангенгейм Г.Я.* Опыт применения синоптических методов к изучению и характеристике климата / Г.Я. Вангенгейм. М.: Изд-во ЦУГМС, 1935. 112 с.

4. *Гирс А.А.* Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы / А.А. Гирс. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 280 с.

5. *Головкин Б.А.* Машинное распознавание и линейное программирование / Б.А. Головкин. М.: Советское радио, 1973. 176 с.

6. *Груза Г.В., Ранькова Э.Я.* Климатическая изменчивость повторяемости и продолжительности основных форм циркуляции в умеренных широтах Северного полушария // Метеорология и гидрология. 1996. № 1. С. 12–21.

7. *Груза Г.В., Ранькова Э.Я.* О типизации форм циркуляции в умеренных широтах Северного полушария по положению осевой изогипсы ВФЗ на поверхности 500 гПа // Метеорология и гидрология. 1996. № 2. С. 10–27.

8. *Дзердзеевский Б.Л.* Статистический анализ чередования типов циркуляции атмосферы // Изв. АН СССР. Сер. геофизическая. 1961. № 12. С. 1832–1843.

9. *Дзердзеевский Б.Л.* Циркуляционные механизмы в атмосфере Северного полушария в XX столетии / Б.Л. Дзердзеевский. М.: Институт географии АН СССР, 1968. 240 с.

10. *Дымников В.П.* Устойчивость крупномасштабных атмосферных процессов / В.П. Дымников. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 236 с.

11. *Золотокрылин А.Н., Коняев К.В., Эзау И.Н.* Сравнение синоптической и формальной классификаций крупномасштабной циркуляции атмосферы Северного полушария // Метеорология и гидрология. 1998. № 12. С. 12–28.

12. Климатические поля 500-миллибаровой поверхности макропроцессов (элементарных циркуляционных механизмов) Северного полушария // Материалы метеорологических исследований / Межведомственный геофизический комитет АН СССР, Институт географии АН СССР. М., 1980. № 3. 68 с.

13. *Коваленко А.П.* Метод поиска оптимальных уровней иерархической кластеризации // Автоматика и телемеханика. 1994. № 5. С. 38–47.

14. *Кувшинова К.В.* Циркуляционные механизмы современных колебаний климата / К.В. Кувшинова. М.: Наука, 1987. 192 с.

15. *Куликова И.А.* Идентификация крупномасштабных барических структур, характеризующих режим атмосферной циркуляции // Метеорология и гидрология. 1996. № 7. С. 25–35.

16. *Куликова И.А., Реснянский Ю.Д.* О низкочастотной изменчивости и типах атмосферной циркуляции // Метеорология и гидрология. 1995. № 10. С. 5–12.

17. *Ранькова Е.Я., Иоффе Т.Д.* Использование объектов типизации АТ<sub>500</sub> для автоматизированного поиска аналогов в архиве на машинных носителях // Труды САРНИГМИ. 1974. Вып. 11 (92). С. 117–128.

18. *Храбров Ю.Б.* Методика составления прогноза погоды на 3–7 дней / Ю.Б. Храбров. М.: Гидрометеоздат, 1959. 86 с.

19. *Эзау И.Н.* Кластерный анализ данных наблюдений и результатов численных экспериментов с моделью ОЦА // Метеорология и гидрология. 1995. № 11. С. 22–27.

20. *Эзау И.Н.* Кластерный анализ низкочастотной изменчивости атмосферной циркуляции: автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: Институт вычислительной математики РАН, 1996. 19 с.

21. *Эзау И.Н.* Применение метода кластерного анализа для исследования неоднородностей в метеорологических данных // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1998. Т. 34, вып. 1. С. 15–30.

22. *Anderson T.W.* An Introduction to Multivariate Statistical Analysis // John Wiley and Sons. New York, 1984. 628 p.

23. *Cheng X. and Wallace J.M.* Cluster analysis of the Northern Hemisphere wintertime 500 hPa height field // Spatial pattern. J. Atmos. Sci. 1993. Vol. 50. P. 2674–2696.

24. *Dzerdzevskii B.L.* Fluctuation of climate and general circulation of the atmosphere in extra tropical latitudes of the Northern Hemisphere and some problems of dynamic climatology // Tellus. 1962. Vol. 14. P. 328–336.

25. *Dzerdzevskii B.L.* Some aspects of dynamic climatology // Tellus. 1966. Vol. 18. P. 751–760.

26. *Molteni F. and Corti S.* Predictability of flow regimes: influence of boundary forcing and systematic errors // Seminar on Predictability, 4–8 September 1995, ECWMF Reading. Vol. 1. P. 305–351.

27. *Rubin J.* Optimal classification into groups: an approach for solving the taxonomy problem // J. Theor. Biol. 1967. Vol. 15. P. 103–144.

#### К главе 5

1. *Алексеев В.А., Володин Е.М., Галин В.Я., Толстых М.А.* Описание модели общей циркуляции атмосферы ИВМ РАН 1993 г. М.: ВИНТИ, 1994. № 983-В94. 124 с.

2. *Глинский В.В.* Статистический анализ / В.В. Глинский. М.: Информационно-издательский дом «Филинь», 1998. 264 с.

3. *Гмурман В.Е.* Теория вероятностей и математическая статистика / В.Е. Гмурман. М.: Высшая школа, 1997. 479 с.

4. *Демин Ю.Л., Ибраев Р.А., Саркисян А.С.* Калибровка моделей циркуляции и воспроизведения климата Мирового океана // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1991. № 10. С. 1054–1067.

5. *Дзердзевский Б.Л.* Циркуляционные механизмы в атмосфере Северного полушария в XX столетии: материалы метеорологических исследований / Б.Л. Дзердзевский. М.: Изд. МГК при президиуме АН СССР, 1968. 239 с.



6. Дымников В.П., Алексеев В.А., Володин Е.М., Эзау И.Н. Численное моделирование совместной циркуляции атмосферы и верхнего слоя океана // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1995. № 3. С. 324–346.
7. Жамбю М. Иерархический кластерный анализ и соответствия / М. Жамбю. М.: Финансы и статистика, 1988. 342 с.
8. Мандель И.Д. Кластерный анализ / И.Д. Мандель. М.: Финансы и статистика, 1988. 176 с.
9. Муравьев А.В. Группирование показателей сходства (различия) метеорологических объектов // Метеорология и гидрология. 1994. № 9. С. 39–47.
10. Отнес Р. Прикладной анализ временных рядов. Основные методы / Р. Отнес. М.: Мир, 1982. 428 с.
11. Сошникова Л.А. Многомерный статистический анализ в экономике: учеб. пособие для вузов / Л.А. Сошников. М.: Юнити, 1999. 598 с.
12. Kimoto M. and Ghil M. Multiple flow regimes in the Northern Hemisphere Winter // Sectorial regimes and preferred transitions. 1993. Vol. 50. P. 2625–2644.
13. Mo K. and Ghil M. Statistics and dynamics persistent anomalies // J. Atmos. Sci. 1987. Vol. 44. P. 877–902.
14. Molteni F., Tibaldi S. and Palmer T.N. Regimes in wintertime circulation over northern extra tropics // Q.J.R. Meteor. Soc. 1990. Vol. 116. P. 31–67.

### Дополнительная литература

Дополнительная литература изучается по теме магистерской диссертации, близким к ней вопросам по указанию научного руководителя, в том числе находящаяся на сайте ГГФ. Адрес доступа: <http://geo.tsu.ru/resources/meteorres/meteobook/index.php>

### Периодические издания

Труды Главной Геофизической обсерватории и других научно-исследовательских учреждений.

Журналы: «Метеорология и гидрология», «Известия АН». Серии «Географическая» и «Физика атмосферы и океана», «Автоматика и телемеханика».

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие.....	3
1. Существующие подходы к классификации атмосферных макропроцессов и метеорологических полей .....	4
1.1. Краткая историческая справка исследований по схематизации состояния ОЦА.....	8
2. Характеристика и особенности типизаций, основанных на визуальном, качественном анализе и учёте некоторых основных факторов ОЦА (синоптический подход).....	12
2.1. Типизация процессов атмосферной циркуляции Б.П. Мультановского.....	12
2.2. Классификация атмосферных макропроцессов Г.Я. Вангенгейма – А.А. Гирса.....	14
2.2.1. Разновидности форм <i>W, E, C</i> и причины их возникновения.....	31
2.2.2. Типы макросиноптических процессов в Южном полушарии.....	32
2.3. Принципы выделения зональной и меридиональной форм циркуляции А.Л. Каца .....	35
2.3.1. Характеристики форм циркуляции .....	35
2.3.2. Уточнение сезонных особенностей зональных и меридиональных процессов над Западной Сибирью И.Г. Храмцовой .....	40
2.4. Типизация процессов атмосферной циркуляции над Северным полушарием Б.Л. Дзерdzeевского .....	47
3. Индексы атмосферной циркуляции .....	53
3.1. Индекс атмосферной циркуляции К.Г. Россби .....	54
3.2. Индекс атмосферной циркуляции Е.Н. Блиновой .....	61
3.3. Индекс интенсивности атмосферной циркуляции Л.А. Вительса .....	64
3.4. Индекс интенсивности атмосферной циркуляции Н.А. Белинского .....	65
3.5. Индексы зональной, меридиональной и общей циркуляции атмосферы А.Л. Каца .....	67
3.6. Индексы циркуляции Дж. Уоллеса и Гатцлера, <i>SOI, NAO</i> .....	70
4. Подходы к формализации классификации крупномасштабной атмосферной циркуляции .....	75

математическими методами .....	
4.1. Детерминистская, вероятностно-статистическая и условная классификации эмпирических данных. Синоптико-климатологическая типизация .....	75
4.2. Типизация форм циркуляции в умеренных широтах Северного полушария по положению осевой изогипсы высотной фронтальной зоны на поверхности 500 гПа.....	77
4.3. Идентификация крупномасштабных барических систем, характеризующих режим атмосферной циркуляции, на основе гидродинамических моделей.....	84
5. Использование аппарата кластерного анализа для целей классификации метеорологических полей.....	91
5.1. Общие сведения.....	91
5.2. Анализ данных наблюдений и результатов численных экспериментов с моделью общей циркуляции атмосферы (МОЦА).....	93
5.3. Сравнение синоптической и формальной классификаций крупномасштабной циркуляции атмосферы Северного полушария.....	108
Глоссарий к главе 5.....	113
Примерный перечень контрольных вопросов по курсу.....	116
Список использованной литературы.....	118

*Учебное издание*

БАРАШКОВА Надежда Константиновна  
КУЖЕВСКАЯ Ирина Валерьевна  
ПОЛЯКОВ Денис Викторович

## КЛАССИФИКАЦИЯ ФОРМ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

Учебное пособие

Редактор В.Г. Лихачева  
Компьютерная верстка Т.В. Дьяковой

---

Подписано в печать 24.09.2015.

Формат 60x84<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная.  
Печ. л. 7,8; усл. печ. л. 7,2; уч.-изд. л. 7,0. Тираж 500. Заказ № 1287.

---

Издание отпечатано на оборудовании Издательского Дома  
Томского государственного университета,  
634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, тел. 8(382-2) 53-15-28; 52-98-49  
<http://publish.tsu.ru>; e-mail; [rio.tsu@mail.ru](mailto:rio.tsu@mail.ru)