

The background of the cover is a satellite image of Earth, showing swirling cloud patterns and landmasses. The image is framed by a thin yellow border.

**А.И. Угрюмов**

**ДОЛГОСРОЧНЫЕ  
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ  
ПРОГНОЗЫ**



**РГГМУ, 2006**

Министерство образования и науки Российской Федерации  
Федеральное агентство по образованию

---

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ  
ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ  
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

А.И. Угрюмов

# ДОЛГОСРОЧНЫЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ

*Допущено Учебно-методическим объединением  
в области гидрометеорологии в качестве учебного пособия  
для студентов, обучающихся по специальности «Метеорология»  
направление подготовки дипломированных специалистов «Гидрометеорология»*



Санкт-Петербург  
2006



УДК [551.509.33:51.509.31] (075.8)

ISBN 5-86813-030-8

Угрюмов А.И. Долгосрочные метеорологические прогнозы. Учебное пособие. – СПб, изд. РГГМУ, 2006. – 84 с.

Рассматриваются долгосрочные метеорологические прогнозы (ДМП), являющиеся одним из самых проблемных направлений в метеорологии, научные основы которого еще нельзя считать окончательно установленными. Специалист-метеоролог должен знать современное состояние данной области науки.

В учебном пособии в сжатой, тезисной форме излагаются основные принципы современного подхода к проблеме ДМП, анализируются с позиций этих принципов существующие методы прогноза погоды на месяц, сезон и более, а также рассматриваются наиболее вероятные направления совершенствования методов ДМП.

Расчитано на студентов, обучающихся по специальности «метеорология, климатология и агрометеорология», будет полезно специалистам в области метеорологических прогнозов.

*Рецензент:* Семенов Е.К., д-р геогр. наук, проф. кафедры метеорологии и климатологии МГУ им. М.В. Ломоносова

Ugryumov, A.I. Long-term meteorological forecasts. A manual. – St. Petersburg, RSHU Publishers, 2006. – 84 pp.

The book deals with long-term meteorological forecasts (LTMF) as one of the most problematic directions in meteorology, the scientific foundations of which cannot be considered as completely established. The specialist in meteorology is to know the state of art in this field of science.

The manual presents in a concise form the main principles of the modern approach to the LTMF problem, analyses the existing methods of weather forecast for a month, a season and longer periods from the standpoint of these principles, and also describes the most probable directions for improvement of LTMF methods.

The manual is designed for students specialising in meteorology, climatology and agricultural meteorology; it will be useful for experts in meteorological forecasts.

ISBN 5-86813-030-8

- © Угрюмов А.И., 2006
- © Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), 2006

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Долгосрочные прогнозы погоды относятся к наиболее проблемным дисциплинам гидрометеорологии. Очевидное отставание этого вида метеорологических прогнозов от прогнозов краткосрочных в течение многих лет позволяет предположить, что существующие модели длительных изменений состояния атмосферы и применяемые для прогнозов методы далеко не всегда адекватны реальным природным процессам. Более того, ряд ученых полагает, что создать эффективные методы прогноза погоды на сроки, превышающие 10–15 дней, вообще невозможно вследствие стохастического характера, малой детерминированности длительных преобразований атмосферной циркуляции и аномалий погоды.

Вместе с тем очевидная потенциальная экономическая и социальная выгода от правильных прогнозов погоды на месяц, сезон и больше побуждает исследователей продолжать работу по совершенствованию прогностических схем и поиску новых путей освоения трудной задачи долгосрочного прогноза. Российские метеорологи раньше других приступили к ее решению и всегда были в авангарде исследований. Их трудами созданы многие действующие методы прогнозов на месяц, сезон и даже год вперед, наши ученые одними из первых поставили вопрос и о коренном пересмотре научной концепции долгосрочного прогнозирования.

Данное учебное пособие не является руководством по технологии составления долгосрочных прогнозов, в нем главным образом освещаются вопросы проблемного характера, которые помогли бы увидеть возможные перспективы совершенствования долгосрочных прогнозов. Рассматриваются физическое своеобразие длительных изменений погоды, особенности общей циркуляции атмосферы с точки зрения их влияния на формирование длительных аномалий погоды, анализируются существующие методы и перспективность их применения на практике. Особое внимание уделяется новым взглядам на проблему долгосрочных прогнозов и тем природным факторам, учет которых в прогностических схемах мог бы, по современным воззрениям, улучшить положение дел в этой области метеорологии.

В учебном пособии практически не затрагиваются вопросы прогнозов погоды на 3–10 дней (по старой терминологии - прогнозы малой заблаговременности), так как существует отдельный курс среднесрочных прогнозов, посвященный как раз данному временному интервалу. Однако отдельные фундаментальные понятия из области среднесрочных прогнозов изучаются в данном курсе на практических занятиях, поскольку в ряде методов прогнозов большой заблаговременности они являются базовыми элементами. К ним относятся элементарный синоптический процесс, естественный синоптический период, периоды однородной циркуляции, а также интегральные характеристики циркуляции атмосферы - типы и индексы циркуляции.

# Часть 1

## НАУЧНЫЕ ОСНОВЫ ДОЛГОСРОЧНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ

### 1.1. Физические особенности долговременных изменений погоды

В отличие от многих других естественнонаучных дисциплин в метеорологии предвидение хода природных процессов (прогноз) исторически всегда опережало их теоретическое осмысление. Невозможно представить себе создание ядерного реактора без предварительного изучения структуры микромира и построения теории атомных ядер. Прогноз же погоды, напротив, составлялся уже тогда, когда еще никто не знал о существовании циклонов и антициклонов – фундаментальных понятий современной синоптики.

Попытки предсказания погоды сопровождали человечество на протяжении всей его истории (истоки этих попыток – в народных приметах погоды), но настоящий прогресс в деле прогноза погоды начался лишь тогда, когда средствами и методами синоптической метеорологии были открыты и изучены главные объекты циркуляции атмосферы: барические образования, воздушные массы, атмосферные фронты, струйные течения и т.п. При этом успешность прогнозов краткосрочных (на сутки–двое) оказалась тесно связанной с технической оснащенностью наблюдательной метеорологии, т.е. с количеством и качеством информации о состоянии атмосферы.

Первый период роста качества прогнозов отмечался в 1948–1955 гг. и был связан с развитием сети радиозондирования, данные которой позволили проводить трехмерный анализ атмосферы. Именно тогда были открыты и изучены такие фундаментальные синоптические объекты, как высотная фронтальная зона, струйные течения, стратосферная циркуляция.

Второй, менее бурный, рост оправдываемости прогнозов начался в середине 1960-х и продолжался до середины 1970-х годов, когда метеорологи освоили электронные вычислительные машины (ЭВМ). Открылась возможность перерабатывать и усваивать огромные объемы информации, но главное е– в практику прогнозов погоды были внедрены физические (гидродинамические) модели атмосферы.

Наконец, третий период начался с конца 70-х годов и продолжается до сих пор. В это время оправдываемость прогнозов медленно росла: для прогнозов температуры воздуха на 24 ч по Москве количество удачных прогнозов выросло примерно с 85–87 до 90–95 %. Данный рост связан с использованием спутниковой информации и усвоением глобальных данных при составлении прогнозов погоды.

Итак, налицо рост оправдываемости краткосрочных прогнозов погоды при внедрении фундаментальных технологических новшеств в метеорологическую науку и практику составления прогнозов. Примерно за 65 лет количество верных прогнозов выросло с 60 до 92 %. Это очень заметный успех.

Если мы попробуем рассмотреть временной ход успешности долгосрочных прогнозов погоды на месяц или сезон, картина получится гораздо менее впечатляющая. Фактически оправдываемость данного вида прогнозов за последние полстолетия оставалась на уровне 60–65 %. В чем же здесь дело? Почему ни одно из перечисленных выше достижений метеорологии не повлияло положительно на эффективность долгосрочных прогнозов? Чтобы ответить на этот вопрос, нужно попытаться понять, в чем заключаются принципиальные различия физики долговременных колебаний атмосферной циркуляции и погоды (месяц, сезон и более) от краткосрочных, которые обычно ограничивают несколькими сутками.

Для этого рассмотрим уравнение притока тепла к атмосфере в прогностической форме:

$$\frac{dT}{dt} = - \left( u \frac{dT}{dx} + \frac{dT}{dy} \right) - \omega (\gamma_a - \gamma) + e,$$

где  $T$  – температура воздуха;  $u$  и  $v$  – горизонтальные составляющие скорости ветра по осям  $x$  и  $y$ ;  $\omega$  – вертикальная скорость;  $\gamma_a$  и  $\gamma$  – адиабатический и реальный вертикальные градиенты температуры;  $e$  – приток тепла к атмосфере.

Изменение температуры со временем  $dT/dt$ , которое и вычисляется при прогнозе погоды, зависит от трех факторов: адвекции температуры (первый член правой части уравнения), вертикального теплообмена (второй член) и притока тепла к атмосфере извне (третий член). Первые два члена правой части уравнения называются адиабатическими, т.е. связанными только с внутренним состоянием

атмосферы, с начальным распределением метеорологических величин. Последний член – неадиабатический и учитывает приток тепла к атмосфере на верхней (космос) и нижней (поверхность земли) ее границах.

Численные эксперименты по расчету вклада адиабатической и неадиабатической составляющих уравнения в формирование будущей температуры воздуха показали, что при малой заблаговременности прогноза (примерно, до 5 суток) ее значения на 80–100 % определяются адиабатическими факторами; иными словами, для расчета таких прогнозов достаточно знать начальное состояние атмосферы. При средней заблаговременности прогнозов (10–15 суток) влияние начального состояния атмосферы и притоков тепла примерно одинаково – по 50 %. Прогнозы температуры на месяц уже практически не зависят от начальных условий в атмосфере (их вклад не более 10–15 %), а вот притоки тепла извне определяют будущую температуру на 85–90 %. Следовательно, первое фундаментальное свойство длительных изменений атмосферной циркуляции и погоды заключается в том, что они совершаются под влиянием внешних по отношению к атмосфере источников и стоков тепла.

Неадиабатическими факторами колебаний погоды могут быть не только внешние источники тепла, но и другие виды энергии, которые способны изменить термику и динамику атмосферы. Например, вулканические извержения, поставляющие в верхнюю атмосферу большое количество долгоживущего аэрозоля, могут уменьшить приток солнечного тепла к земной поверхности, а следовательно, и к атмосфере в целом.

Назовем теперь все мыслимые внешние энергетические воздействия на атмосферу.

#### КОСМОС:

- колебания солнечной постоянной и энергии корпускулярного излучения при изменениях солнечной активности;
- поглощение атмосферой изменяющейся энергии галактических космических лучей;
- гравитационные воздействия на атмосферу со стороны небесных тел;
- изменения параметров вращения Земли.



## ЗЕМЛЯ:

- аномалии температуры поверхности океана;
- аномалии температуры поверхности почвы;
- положение границы морских льдов;
- время установления и схода снежного покрова, а также положение его южной границы;
- вулканические извержения.

Все перечисленные факторы могут усиливать или уменьшать приток энергии к атмосфере по сравнению с климатической нормой либо аномально перераспределять его в пространстве. Учет этих факторов в долгосрочных прогнозах погоды – необычайно сложная, комплексная задача, и ее грамотное решение, по существу, только начинается. Поэтому рассчитывать на быстрый прогресс в деле долгосрочного прогноза пока не приходится. Многочисленные «панацеи», обещавшие быстрый успех, как показала история науки, себя не оправдали. Для реального повышения качества долгосрочных прогнозов необходимо создание новых моделей атмосферы, в которых неадиабатические факторы будут учтены в полной мере.

Вторая физическая особенность долгосрочных прогнозов связана с понятием предсказуемости атмосферных процессов. Установлено, что современные гидродинамические схемы прогноза погоды (а это наиболее совершенные на сегодняшний день физические модели атмосферы) способны более или менее правильно предсказать поведение индивидуальных синоптических объектов: циклонов, антициклонов, фронтов, областей тепла и холода, наблюдаемых на ежедневных картах, на сроки не более 5–7 суток. Далее ошибка прогнозов становится выше климатической изменчивости, т.е. они оказываются бесполезными. Указанные выше временные границы называются пределом модельной предсказуемости погоды. По мере совершенствования наших прогностических моделей этот предел будет возрастать, но он никогда не превысит срока примерно в две недели. Этот предел предсказуемости индивидуальных синоптических объектов называется абсолютным. Превысить его невозможно потому, что атмосфера, как мы показали выше, к этому времени во многом «забывает» свое начальное состояние, которое как раз и является основой для расчета будущих изменений в атмосфере.

Таким образом, объектами долгосрочного прогнозирования на месяц, сезон и более не могут быть процессы, наблюдаемые на срочных синоптических картах. Развивающийся в последние годы динамико-стохастический подход к анализу атмосферных движений показывает, что весь их спектр можно разложить на высокочастотные и низкочастотные. Последние обладают «сроком жизни» примерно до одного-двух месяцев и проявляются в поле давления в виде ультрадлинных волн в западно-восточном переносе. Фаза ультрадлинных волн (географическое положение) медленно изменяется с периодами от нескольких недель до нескольких месяцев, создавая перемещающиеся в пространстве очаги аномалий погоды, существующие столь же долго. Анализ именно этих объектов циркуляции может привести к существенному повышению предела предсказуемости состояния атмосферы.

Результаты исследований по предсказуемости длительных атмосферных процессов позволяют сделать вывод, весьма существенный для методики долгосрочных прогнозов погоды. При прогнозах на месяц и сезон вряд ли удастся предвидеть погоду на каждые сутки прогностического периода (она как раз зависит от индивидуальных синоптических объектов, непредсказуемых на данные сроки); следует прогнозировать осредненные метеорологические характеристики (за декаду, месяц или сезон) в соответствии с временными масштабами существования ультрадлинных волн.

Третья физическая особенность долгосрочных прогнозов погоды не требует особых доказательств и заключается в том, что любые длительные аномалии погоды являются следствием возникновения аномальных режимов циркуляции атмосферы. Поэтому залогом успешного долгосрочного прогноза засух, периодов избыточного увлажнения, сильных морозов или оттепелей является прежде всего правильный прогноз барического поля атмосферы, степени зональности или меридиональности циркуляции, периодов и фаз длинных волн в западно-восточном переносе. Поэтому необходимой составляющей любого учебного курса по долгосрочным прогнозам погоды является анализ общей циркуляции атмосферы.

## **1.2. Общая циркуляция атмосферы**

Наблюдаемая циркуляция воздушных масс на Земле возникает под действием пяти основных факторов:

- неравномерности притока солнечного тепла по широте;
- особенности поглощения солнечной радиации атмосферой и поверхностью земли;
- силы Кориолиса;
- распределения океанов и континентов;
- напряжения трения на границе подстилающая поверхность – атмосфера.

В целом системой Земля-атмосфера поглощается 64 % солнечной радиации, приходящей на верхнюю границу атмосферы; 36 % (планетарное альbedo Земли) отражается в космос. На пути к поверхности земли задерживаются еще 13 % – это поглощение ультрафиолетовой радиации (УФР) озоном в верхней стратосфере, на высоте 50–55 км. Поглощенная озоном радиация с длинами волн от 0,18 до 0,30 мкм создает все тепловые запасы стратосферы и мезосферы и, в конечном итоге, определяет циркуляцию воздуха в слое от 20 до 80 км. Таким образом, на уровне 50–55 км расположена первая поверхность нагревания атмосферы.

Оставшаяся радиация (51 %) беспрепятственно достигает поверхности Земли и поглощается ею. Это вторая поверхность нагревания атмосферы, поскольку поглощенная радиация в виде потоков явного, скрытого (за счет испарения влаги) тепла и длинноволновой радиации возвращается в атмосферу, создавая тем самым тепловые запасы самого нижнего ее слоя – тропосферы, от 0 до 10–18 км.

В соответствии с существованием двух поверхностей нагревания атмосферы в ней формируются две планетарные системы циркуляции: верхняя – стратомезосферная, и нижняя – тропосферная. Рассмотрим последовательно формирование циркуляции в каждой из них.

*Циркуляция в стратомезосфере* (в качестве характерного рассмотрим уровень 10 гПа, 31 км) зимой и летом принципиально различна. Зимой в полярных районах поглощение УФР озоном отсутствует (полярная ночь), атмосфера отдает тепло путем длинноволнового излучения. Температура воздуха в полярной стратомезосфере опускается до  $-80$  °С. На экваторе, напротив, процесс поглощения радиации озоном в течение 12 ч в сутки поднимает температуру до  $-40$  °С. Таким образом, создается планетарный градиент температуры и давления, направленный от экватора к полюсу. Воздушная частица устремляется в направлении градиента давления,

но под действием силы Кориолиса отклоняется вправо (в северном полушарии); в итоге на пространстве полушария создается западно-восточный перенос воздушных масс. В поле давления он оформлен в виде циркумполярного циклона с одним или двумя центрами низкого давления в районе полюса.

Западно-восточный перенос в зимней стратосфере редко бывает чисто зональным (вдоль кругов широты); как правило, он возмущен крупномасштабными волнами, возникающими под влиянием волновых процессов в нижней, тропосферной циркуляционной системе или вследствие динамической неустойчивости стратосферного зонального потока. В январе–феврале наблюдаются кратковременные (не более 10 дней), но очень значительные нарушения зональной циркуляции стратомезосферы. Приэкваториальные антициклоны резко усиливаются и смещаются к полюсу, вызывая здесь рост температуры. Это явление получило название зимних стратосферных потеплений.

В летнее время распределение температуры, давления и ветра в стратомезосфере обратно зимнему. Максимум температуры в масштабе полушария расположен на полюсе, так как в условиях полярного дня поглощение УФР озоном идет непрерывно – 24 часа в сутки, а на экваторе поглощение радиации продолжается 12 часов и летом, и зимой. В результате планетарные градиенты температуры и давления оказываются направленными от полюса к экватору, и над полушарием создается восточно-западный перенос. В поле давления он оформлен в виде циркумполярного антициклона, изогипсы в котором строго параллельны кругам широты – никаких волновых возмущений зонального потока в летней стратомезосфере не наблюдается. Это свидетельствует о том, что летняя стратосферная циркуляция формируется в условиях лучистого равновесия. Волновые возмущения из тропосферы в летнюю стратомезосферу не проникают.

Перестройка циркуляции с зимнего режима на летний происходит в марте–мае. Она начинается с процесса продвижения приэкваториальных стратосферных антициклонов к полюсу и вытеснения оттуда центра циркумполярного циклона на юг, где он быстро заполняется. Сроки весенней перестройки стратосферной циркуляции испытывают значительные межгодовые колебания: различают ранние (вторая половина марта), средние (апрель) и поздние (первая половина мая) по дате перестройки. Разброс дат осенних перестроек

стратомезосферной циркуляции с летнего режима на зимний существенно меньше – все они осуществляются в пределах сентября.

*Циркуляция в тропосфере*, нижней циркуляционной системе, формируется под влиянием тепловой энергии, получаемой от поверхности земли. Планетарные градиенты температуры и давления в свободной тропосфере в течение всего года направлены от экватора к полюсу. В соответствии с этим во всей толще нижней циркуляционной системы формируется западно-восточный перенос. Интенсивность его зависит от сезона года: летом, когда планетарные градиенты температуры и давления ослабевают, западно-восточный перенос менее выражен, чем зимой.

Характерной чертой тропосферной циркуляции является постоянное наличие в западно-восточном переносе крупномасштабных волн давления и температуры, которые вызывают появление меридиональных составляющих движения воздушных масс, их перенос с юга на север и с севера на юг. Существование этих волн, их перемещение в пространстве или стационарирование являются одной из главных причин формирования крупных аномалий погоды. Длина крупномасштабных волн измеряется тысячами километров и обычно характеризуется так называемым волновым числом – количеством волн, укладываемых вдоль круга широты на пространстве всего полушария. Американский метеоролог-теоретик Г. Россби, именем которого эти волны теперь называются, вывел фундаментальную зависимость скорости перемещения крупномасштабных волн в средней тропосфере от их длины:

$$C = \bar{U} - \frac{\beta L^2}{4\pi^2},$$

где  $C$  – скорость смещения волны вдоль круга широты (положительная скорость – с запада на восток);  $\bar{U}$  – средняя скорость западно-восточного переноса;  $\beta$  – изменение параметра Кориолиса с широтой (всегда положительное);  $L$  – длина волн.

Расчеты по приведенной формуле показывают, что при заданной скорости западно-восточного переноса  $\bar{U}$  короткие волны Россби имеют положительную скорость, т.е. смещаются на восток, и чем они короче (чем больше волновое число), тем меньше возмущен западно-восточный перенос. При увеличении длины волн их

фазовая скорость уменьшается и, наконец, становится равной нулю (равенство первого и второго членов правой части формулы) – волны становятся стационарными, неподвижными в пространстве. При этом западно-восточный перенос оказывается сильно возмущенным существованием областей мощных меридиональных потоков воздушных масс в передней и тыловой частях волн, где и формируются крупные аномалии погоды. Наконец, ультрадлинные волны испытывают обратное движение, с востока на запад. Именно такие ситуации, которые называются блокированием западно-восточного переноса, часто приводят к формированию наиболее крупных и длительных аномалий погоды: сильных холодов зимой и засух летом.

Все вышеизложенное касалось циркуляции воздуха в свободной атмосфере, где ветер геострофический, т.е. отсутствует сила трения. У поверхности земли в связи с наличием этой силы, а также значительным влиянием на термику и циркуляцию атмосферы подстилающей поверхности, распределения материков и океанов появляются два важных объекта общей циркуляции, которые в свободной атмосфере отсутствуют. Это – планетарный пояс субтропических антициклонов, хорошо выраженный в основном над океанами, и полярный антициклон. Таким образом, в северном полушарии западно-восточный перенос у поверхности земли ограничен с юга субтропическими антициклонами (его южная граница лежит на широтах 35–40°с.ш.), а с севера – восточной и северо-восточной циркуляцией воздушных масс в арктическом антициклоне, т.е. примерно широтой 70°с.ш. Южнее центров субтропических антициклонов над океанами лежит обширная зона пассатных ветров восточных и северо-восточных направлений. Над континентами (Африка, Индия, Юго-Восточная Азия) эти северо-восточные ветры называются зимним муссоном; летом они меняют направление на противоположное и называются летним муссоном.

Интенсивность приземных антициклонов, а следовательно, пассатов и холодных арктических ветров зависит от сезона года: субтропические антициклоны наиболее развиты летом, а полярный антициклон – зимой. В нижнем слое западно-восточного переноса велика роль завихренности. Постоянно образующиеся циклоны и антициклоны, так же как и связанные с ними волны Россби в свободной атмосфере, создают области меридионального переноса воздушных масс. Поскольку меридиональные составляющие цир-

куляции играют очень большую роль в межширотном теплообмене и формировании аномалий погоды, рассмотрим их распределение на пространстве северного полушария по данным меридионального климатического разреза атмосферы (рисунок).

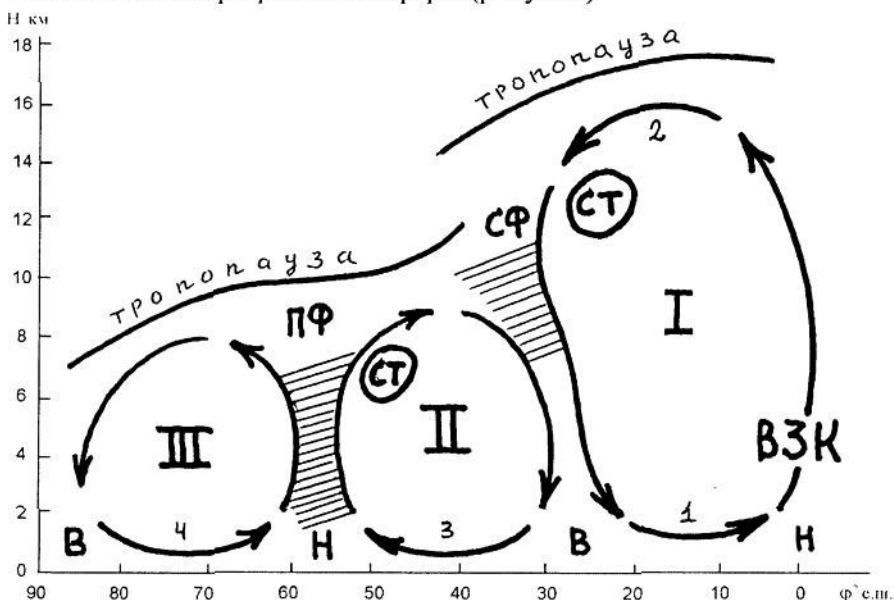


Рисунок. Меридиональные составляющие общей атмосферной циркуляции.

- ВЗК – внутритропическая зона конвергенции; СТ – струйные течения;  
 ПФ, СФ – полярный и субполярный фронты соответственно; I – пассаты;  
 2 – антипассаты; 3 – западно-восточный перенос; 4 – арктические вторжения;  
 I – ячейка Гадлея; II – ячейка Ферреля; III – арктическая ячейка

На меридиональном разрезе выделяются четыре приземных области экстремумов давления: полярный антициклон (90° с.ш.), циклоны умеренных широт (60° с.ш.), субтропические антициклоны (30° с.ш.) и экваториальная депрессия (0° широты). Меридиональные потоки у поверхности земли подчиняются распределению давления – от высокого к низкому. Так образуются северная составляющая пассатов, южная составляющая западно-восточного переноса, арктические холодные вторжения.

В областях конвергенции меридиональных потоков возникают восходящие движения воздуха, в областях их дивергенции – нисходящие. В результате формируются три кольца меридиональной циркуляции в тропосфере.

Первое, тропическое, называется ячейкой Гадлея и включает в себя пассаты в нижних слоях, антипассаты в верхней тропосфере, внутритропическую зону конвергенции (ВЗК) на экваторе с мощными восходящими движениями и кучево-дождевой облачностью, а также область нисходящих движений в центрах субтропических антициклонов.

Второе кольцо меридиональной циркуляции называется ячейкой Ферреля и включает в себя южную составляющую западно-восточного переноса снизу, сильные восходящие движения в центрах циклонах умеренных широт, нисходящие движения в субтропических антициклонах.

Первые два кольца меридиональной циркуляции достаточно устойчивы во времени и обнаруживаются практически по ежедневным данным. Третье, арктическое, кольцо возникает лишь время от времени, когда ярко выражен арктический антициклон. Дело в том, что еще в период дрейфа станции «Северный полюс – 1» (1937 г.) была открыта частая повторяемость циклонов в Арктике. Тем не менее мы выделяем третью ячейку в самостоятельную систему циркуляции, так как с ней связаны вторжения экстремально холодного воздуха в умеренные широты.

Конвергенция воздушных течений способствует формированию высотных фронтальных зон, которых на разрезе две: полярный фронт на 60°с.ш., простирающийся от поверхности земли до тропопаузы (10–12 км), и субтропический фронт в верхней тропосфере примерно на 30°с.ш. При мощных зимних вторжениях арктического воздуха в умеренные широты формируется еще и арктический фронт.

Внутритропическую зону конвергенции (ВЗК) фронтом в классическом понимании считать нельзя, хотя в ней происходят бурные процессы образования облаков и выпадают ливневые дожди. Дело в том, что в ВЗК нет контрастов метеовеличин конвергирующих воздушных масс – пассаты северного и южного полушарий обладают сходными метеорологическими характеристиками. Роль ВЗК в формировании общей циркуляции атмосферы чрезвычайно велика. Именно здесь, в результате выпадения тропических ливней, в атмосферу поступает огромное количество скрытого тепла. Область ВЗК является главным нагревателем глобальной тепловой машины, в результате работы которой образуется тропосферный западно-восточный перенос. Холодильники этой машины – полярные области Земли.



С теплой стороны каждой фронтальной зоны в верхней тропосфере, где горизонтальные барические градиенты максимальны, образуются струйные течения: полярно-фронтное и субтропическое.

Приведенная картина меридиональной циркуляции справедлива для средних многолетних условий. В конкретные годы может исчезать арктическая ячейка и арктический фронт, могут ослабляться или усиливаться пассаты и западно-восточный перенос, фронтальные зоны обычно имеют тенденцию занимать аномально южное или аномально северное положение.

*Погодообразующая роль циркуляции атмосферы.* Суммируя сведения об общей циркуляции атмосферы, перечислим теперь ее объекты, которые испытывают значительные межгодовые изменения в своем положении или интенсивности. Именно эти отклонения от среднего климатического режима циркуляции чаще всего являются причиной возникновения длительных аномалий погоды.

В стратосфере выделяют два процесса, межгодовые изменения которых могут отражаться на циркуляции и погоде в тропосфере: весенние перестройки циркуляции и зимние стратосферные потепления.

В тропосфере объектами с сильной межгодовой изменчивостью являются:

- длинные волны в западно-восточном переносе, или волны Россби (длина, фаза по долготе, скорость смещения);
- высотные фронтальные зоны (широтное положение, степень меридиональности, контрасты метеовеличин);
- квазистационарные барические центры у поверхности земли – центры действия атмосферы (положение и интенсивность);
- внутритропическая зона конвергенции (положение, интенсивность).

Любые аномалии погоды на Земле, в том числе длительные, являются функцией колебаний общей циркуляции атмосферы и отдельных ее объектов, в первую очередь, перечисленных выше. Поэтому физически обоснованные методы долгосрочного прогноза погоды в качестве первого и главного своего звена должны содержать прогноз циркуляции атмосферы. Богатый опыт долгосрочного прогнозирования показывает, что если особенности барического поля атмосферы, положения фронтальных зон, путей циклонов предсказаны неверно, то никакие приемы не позволят дать хороший прогноз элементов погоды.

### 1.3. Интегральные характеристики циркуляции атмосферы

Длительные аномалии погоды формируются в условиях существенных и столь же длительных отклонений циркуляции атмосферы от нормы. Известно, что аномально теплая погода зимой в Европе есть следствие повышенной против нормы повторяемости зональных процессов; сильные морозы являются следствием меридиональной перестройки поля атмосферного давления и циркуляции. Поэтому в практике долгосрочных прогнозов погоды широко употребляется типизация атмосферных процессов, т.е. выявление характерных состояний циркуляции, приводящих к формированию различных моделей распределения по территории аномалий температуры воздуха и осадков. Таким образом, наиболее рациональные и физически обоснованные методы долгосрочных метеорологических прогнозов должны состоять из двух последовательных этапов: 1) прогноза аномалий циркуляции атмосферы; 2) расчета на этой основе ожидаемых аномалий погоды. Как мы увидим во 2-й части учебного пособия, во всех синоптических, гидродинамических и отчасти физико-статистических методах указанная последовательность прогностических операций соблюдается.

Методами математического моделирования атмосферы было установлено, что подробный прогноз поля давления и циркуляции в атмосфере, т.е. индивидуальных синоптических процессов, на сроки, превышающие теоретический предел предсказуемости (около двух недель), невозможен. При месячном, сезонном и годовом масштабах развития атмосферных процессов можно рассчитывать на успешный прогноз только существенно осредненных по времени и пространству полей давления, наиболее крупных и характерных их особенностей.

Специалисты в области долгосрочного прогноза хорошо понимали это задолго до установления предела предсказуемости индивидуальных синоптических процессов и, как правило, не стремились получить подробный прогноз атмосферной циркуляции. Они ограничивались средними на срок прогноза полями давления или чаще – небольшим набором обобщенных показателей состояния поля давления, которые нашли особенно широкое применение вследствие их полезных свойств. Во-первых, эти показатели обладают малой размерностью – от одного до десятка чисел могут ха-

рактизовать сложные поля давления на больших пространствах, что помогает спрессовать большое количество информации в несколько чисел. Во-вторых, с их помощью можно анализировать наиболее крупные особенности поля давления и циркуляции, отфильтровав мелкомасштабные их составляющие (так называемый метеорологический шум), которые долгосрочному прогнозу не поддаются в принципе. Поскольку данные показатели отражают особенности поля давления в целом, они называются *интегральными характеристиками циркуляции атмосферы*.

К интегральным характеристикам относятся: типы атмосферной циркуляции, индексы циркуляции, коэффициенты разложения полей давления по периодическим и естественным ортогональным функциям. Ниже мы кратко рассмотрим каждый из видов интегральных характеристик циркуляции атмосферы и очертим области их применения в долгосрочных метеорологических прогнозах.

**Типы атмосферной циркуляции.** Типом циркуляции атмосферы называется устойчивое на определенном отрезке времени распределение в пространстве основных барических образований и направлений их перемещения. Типы циркуляции выделяются путем классификации (разбиения) непрерывной последовательности синоптических процессов на ряд устойчивых состояний с помощью критериев классификации.

Для успешного определения типов циркуляции очень важен правильный выбор критерия классификации. Он не должен быть слишком жестким, так как при этом далеко не все синоптические процессы можно будет отнести к тому или иному типу циркуляции, непрерывного архива типов не получится, что значительно затруднит научную и практическую работу в области долгосрочных прогнозов. Критерий классификации не должен быть и слишком расплывчатым, так как в этом случае в один и тот же тип могут попасть принципиально различающиеся между собой синоптические процессы.

Выбор критерия классификации должен также отвечать целям самой классификации, тому, для чего она будет предназначена. В синоптической метеорологии, цель которой – создание методов прогноза погоды, в качестве таких критериев выступают положение в пространстве высотной фронтальной зоны (ВФЗ) или траекторий

основных барических образований, потому что именно они отвечают за формирование определенного характера погоды.

Классификации синоптических процессов могут быть региональными (Арктика, Антарктика, Европа, Дальний Восток, Северная Америка и т.д.) и глобальными (северное и южное полушария Земли). Все зависит от районов и срока действия разрабатываемого метода прогноза, а также – от научной идеологии, заложенной в основу метода.

Поскольку атмосферные процессы обладают большой изменчивостью и редко бывают стационарными в течение месяца и сезона, все классификации производятся для относительно коротких промежутков времени. В российских школах долгосрочного прогноза таковыми являются: естественный синоптический период (5–7 суток), элементарный синоптический процесс (3–4 суток), элементарный циркуляционный механизм (4–5 суток). Для характеристики особенностей циркуляции атмосферы в течение длительных сроков (месяц, сезон, год, циркуляционная эпоха) применяется повторяемость типов циркуляции в абсолютном исчислении и в отклонениях от нормы.

*Региональная классификация синоптических процессов А.Л. Каца.* Разработана в целях описания синоптических условий в течение естественного синоптического периода (ЕСП) и используется в методах среднесрочных, месячных и сезонных прогнозов. Классификация предназначена для характеристики условий циркуляции атмосферы на пространстве Европы и Западной Сибири.

Критерием выделения типов циркуляции является географическое положение высотных ложбин и гребней на карте  $AT_{500}$ . Для объективизации выделения типов используется расчет индексов зональной  $J_3$  и меридиональной  $J_M$  циркуляции А.Л. Каца в северной ( $52-70^\circ$  с.ш.) и южной ( $35-52^\circ$  с.ш.) зонах всего района классификации (алгоритм расчета индексов излагается ниже).

Сначала по значению общего индекса  $J' = J_3 / J_M$  определяют, относится синоптический процесс к зональному типу или к одному из меридиональных. Критерием отнесения процесса к зональному типу (ЗОН) является неравенство  $J' < 0,75$ . Меридиональных типов циркуляции всего четыре и определяются они по расположению высотного гребня относительно центра Европейской территории

России. Различают центральное положение гребня (тип Ц), западное положение (тип З), восточное положение (тип В) и смешанное положение, когда на территории классификации имеются два гребня – один восточнее, а другой западнее центра Европейской территории России (тип С). Таким образом, классификация А.Л.Каца содержит 5 типов циркуляции. Практика показала, что их вполне достаточно для описания главных черт циркуляции в пределах ЕСП.

Ценность данной классификации заключается в том, что каждому типу циркуляции соответствует свое типовое распределение очагов аномалий температуры воздуха и осадков по территории, причем модели этого распределения для разных типов циркуляции значительно различаются. Это свидетельствует о высоком качестве классификации, т.е. о том, что выделенные типы действительно характеризуют принципиально разные условия погоды.

Существуют и сезонные различия погоды при одном и том же типе циркуляции. Так, зимой тип Ц обуславливает установление на Европейской территории России ясной морозной погоды. Этот же тип летом характеризуется столь же ясной, но аномально жаркой погодой, которая при устойчивости типа Ц в течение нескольких ЕСП приводит к возникновению засухи. Тип ЗОН летом формирует прохладную и часто дождливую погоду, а зимой – значительные оттепели, также сопровождающиеся осадками.

*Классификация атмосферных макропроцессов по Г.Я. Вангенгейму–А.А. Гирсу.* Основы классификации предложены Г.Я.Вангенгеймом в 1930-х годах в процессе разработки метода фоновых долгосрочных прогнозов температуры воздуха и ледовитости морей в советском секторе Арктики. Макропроцессы первоначально классифицировались по признаку географической локализации основных выносов тепла и холода, а также главных барических образований в течение элементарного синоптического процесса (ЭСП). Всего на пространстве атлантико-евроазиатской половины северного полушария было выделено 26 разновидностей (типов) ЭСП, которые чаще всего назывались по районам вторжения полярных антициклонов в Европу: гренландский, английский, лапландский и др. Ряд типовых ЭСП отражал другие особенности циркуляции: западный перенос, пояс высокого давления, стационарирование мощного антициклона в умеренных широтах.

Впоследствии все типовые ЭСП были сведены в три формы атмосферной циркуляции по признаку преобладания определенных направлений переноса воздушных масс: западную W, восточную E и меридиональную С. При этом А.А.Гирс предложил использовать в качестве критерия классификации конфигурацию высотной фронтальной зоны (ВФЗ) на картах АТ<sub>500</sub>. Западная форма циркуляции W отражает преобладание зональных процессов, при которых барические образования смещаются на Европу преимущественно с Атлантики. Формы E и С соответствуют меридиональному состоянию циркуляции атмосферы.

При форме E над Европой устанавливается мощный гребень, над Атлантикой и Западной Сибирью отмечаются сопряженные с ним высотные ложбины. С таким положением ВФЗ у поверхности земли часто связано перемещение антициклонов с востока на запад, так называемое «надвигание сибирского антициклона». Именно оно вместе с юго-восточными ветрами приносит зимой в умеренные широты Европы сибирские морозы. При другом развитии процессов восточного типа ось высотного гребня смещается к западу, западно-сибирская ложбина углубляется, и по ветви ВФЗ, ориентированной с северо-востока на юго-запад, осуществляются так называемые «ультраполярные вторжения» арктических антициклонов в Европу. Зимой они обуславливают сильные морозы, а летом способствуют формированию засух.

При процессах формы С над Европой располагается высотная ложбина, а над Атлантикой и Западной Сибирью – сопряженные с ней гребни. Происходит мощный вынос атлантического тепла в Арктику, а на Европу с северо-запада устремляются так называемые «ныряющие циклоны», несущие с собой похолодание и осадки, как зимой, так и летом.

Развитие наблюдательной сети и появление глобальных карт распределения метеорологических величин позволило А.А.Гирсу распространить классификацию синоптических процессов на все северное полушарие. Это важное достоинство данной классификации, поскольку синоптические процессы в западном и восточном полушариях, особенно за длительные периоды времени, оказываются тесно связанными.

В американо-тихоокеанском секторе были также выделены три формы циркуляции – З, М1 и М2, у которых основные особенности

циркуляции, т.е. распределения ложбин и гребней над соответствующими континентами и океанами, практически такие же, как и у форм W, E, C в атлантико-европейском секторе. Циркуляция над всем северным полушарием характеризуется сочетанием форм в обоих секторах, что дает девять основных форм макропроцессов:  $W_3, W_{M1}, W_{M2}, E_3, E_{M1}, E_{M2}, C_3, C_{M1}, C_{M2}$ .

Для каждой из основных форм макропроцессов по северному полушарию построены типовые поля распределения (севернее  $40^\circ$  с.ш.) средних месячных значений приземного давления и аномалий температуры воздуха, которые используются для фонового прогноза погоды методом ААНИИ.

*Элементарные циркуляционные механизмы по Б.Л. Дзердзеевскому.* Данная классификация синоптических процессов основана на учете циркуляционной связи между севером и югом северного полушария, которая характеризуется количеством и направлением арктических вторжений в умеренные широты. Подобный подход, как мы видели, был применен в первоначальном варианте классификации Г.Я. Вангенгейма–А.А. Гирса. Вообще полярные вторжения и связанные с ними меридиональные возмущения атмосферной циркуляции со времен основоположника долгосрочных прогнозов в России Б.П. Мультановского неоднократно использовались и в качестве критерия классификации синоптических процессов, и как предиктор во многих схемах долгосрочных прогнозов. Это вполне закономерно, потому что первым этапом любого прогноза атмосферной циркуляции должен быть ответ на вопрос, будет ли ожидаемая циркуляция зональной или меридиональной. Главный же «возмутитель» зонального переноса – вторжения антициклонов из полярных, а иногда и из южных широт (субтропические центры действия атмосферы).

На пространстве северного полушария Дзердзеевский выделил 13 состояний циркуляции – элементарных циркуляционных механизмов (ЭЦМ). Для каждого ЭЦМ были построены типовые карты траекторий барических образований и среднего давления. Все ЭЦМ объединены в 4 большие группы. В группе 1 преобладают зональные процессы (отсутствуют антициклонические вторжения). В группе 2 преобладают ЭЦМ с одним арктическим вторжением, но в разных районах. К группе 3 относятся ЭЦМ с двумя и более одновременными вторжениями антициклонов. В группу 4 вошли синоп-

тические процессы, при которых полярный район занят циклонами (арктический антициклон отсутствует).

Существует множество других, частных, классификаций отдельных метеорологических полей: давления, температуры воздуха, количества осадков и т.д. Все они строятся для решения конкретных задач исследования или прогноза атмосферных процессов. Современные классификации, как правило, основаны на использовании статистической процедуры распознавания образов.

**Индексы циркуляции** являются числовыми показателями интенсивности зональной и меридиональной циркуляции воздушных масс над северным полушарием Земли или отдельными его регионами. Иногда в виде индексов циркуляции выступают числовые характеристики формы барического поля атмосферы: лапласианы давления; величины, характеризующие интенсивность циклонической и антициклонической деятельности над данным районом.

Индексы циркуляции имеют очень широкое применение в долгосрочных прогнозах. С их помощью процессы делятся на зональные и меридиональные, определяются типы меридиональных процессов, часто индексы выступают в роли предикторов в схемах прогноза, являются показателями адвекции температуры и т.п.

*Индекс зональной циркуляции Россби* представляет собой среднее значение геострофической зональной составляющей скорости ветра для крупных секторов или широтных зон полушария. Вычисляется по геострофическому соотношению как функция меридионального градиента давления (геопотенциала). Используется для разделения синоптических процессов на зональные (высокий индекс) и меридиональные (низкий индекс). Синоптиками США были выявлены колебания индекса Россби продолжительностью 3–4 недели, в течение которых отмечается закономерное чередование периодов с высоким и низким индексом (циклы индекса). Данные закономерности послужили основой для разработки методов прогноза погоды на 5 и 30 суток.

*Индекс циркуляции Е.Н. Блиновой*, так же как и индекс Россби, характеризует интенсивность зональной циркуляции, но вычисляется для северного полушария в целом и представляет собой угловую скорость вращения атмосферы относительно поверхности земли:



$$\alpha = \frac{\bar{U}}{a \cos \varphi},$$

где  $\bar{U}$  – осредненная вдоль круга широты  $\varphi$  зональная скорость геострофического ветра,  $a$  – радиус Земли. Использовался при разработке гидродинамического метода долгосрочного прогноза Е.Н. Блиновой, в ряде физико-статистических схем прогноза как предиктор; ведется непрерывный каталог индекса, позволяющий оценить степень зональности (и меридиональности – низкие значения  $L$ ) глобальной циркуляции атмосферы для любого интересующего исследователя отрезка времени в прошлом.

**Индексы циркуляции А.Л. Каца.** В целях подробной и разносторонней характеристики крупномасштабных движений в атмосфере А.Л.Кацем создана система индексов, позволяющая отдельно оценить зональную и меридиональную циркуляцию, а также их соотношение как на полушарии в целом, так и для любого заданного района. В качестве меры интенсивности циркуляции ( $\mu$ ) в условном единичном слое атмосферы принято количество воздуха, переносимого в зональном ( $J$ ) и меридиональном ( $M$ ) направлениях над заданным районом, ограниченным широтами  $x_1, x_2$  и долготами  $y_1, y_2$ :

$$\mu_z = -\frac{l}{q} \int_{x_1}^{x_2} \int_{y_1}^{y_2} \frac{1}{e} \frac{dp}{dy} dx dy$$

$$\mu_M = \frac{l}{q} \int_{x_1}^{x_2} \int_{y_1}^{y_2} \frac{1}{e} \frac{dp}{dx} dx dy,$$

где  $q$  – площадь района;  $l$  – параметр Кориолиса (берется средний по району), ось координат  $x$  направлена на восток, ось  $y$  – на север.

Воздушные переносы  $\mu_z$  и  $\mu_M$  зависят только от средних градиентов давления по району:  $dp/dy$  для зонального переноса,  $dp/dx$  для меридионального переноса. Следовательно, в качестве индексов циркуляции можно принять величины самих градиентов давления. Рабочие формулы для расчета индексов зональной  $J_z$  и меридиональной  $J_M$  циркуляции (градиентов давления) по картам приземного давления или по картам абсолютной топографии следующие:

$$J_3 = \frac{bn}{(\varphi_2 - \varphi_1)i},$$

$$J_M = \frac{bm}{(\lambda_2 - \lambda_1)j \cos \varphi},$$

где  $b$  – разность давления между соседними изобарами (изогипсами);  $n$  – число пересечений изобар (изогипс) с меридианами между широтами  $\varphi_1$  и  $\varphi_2$ ;  $i$  – число меридианов;  $m$  – число пересечений изобар (изогипс) с параллелями между долготами  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$ ;  $j$  – число параллелей;  $1/\cos \varphi$  – множитель, учитывающий изменение длины отрезка параллели между меридианами и на разных широтах. Размерность индексов – гектопаскаль на 1 градус экватора (гПа/град.эков.) или геопотенциальный декаметр на 1 градус экватора (гп.дам/град.эков.).

Индексы А.Л. Каца – универсальный инструмент для оценки интенсивности циркуляции. Можно рассчитать отдельно переносы с юга на север и с севера на юг, можно вычислить суммарный меридиональный воздухообмен. То же относится и к индексу зональности. Предложены самые различные сочетания индексов, в том числе и так называемый общий индекс  $J' \approx J_3 / J_M$ , позволяющий разделять процессы на зональные и меридиональные, о чем уже упоминалось при анализе типов циркуляции по А.Л.Кацу. Данная система индексов нашла широкое применение во многих исследованиях и в практике долгосрочных прогнозов.

**Коэффициенты разложения метеорологических полей.** Каждую непрерывную метеорологическую функцию (ее временной ряд) можно представить в виде суммы некоторых элементарных функций, взятых с определенным числовым весом. Например, ход температуры воздуха во времени, в самом первом приближении, можно описать суммой суточной и годовой гармоник, которые являются простыми тригонометрическими функциями. Реальный ход температуры всегда сложнее, поэтому в его аналитическое описание приходится вводить и другие гармоники, учитывающие, например, колебания температуры внутри месяца. Однако если будет найден конечный набор элементарных функций, удовлетворительно описывающий реальный ход температуры, в руках метеоролога окажется мощный исследовательский и прогностический аппарат.

Весовые коэффициенты при этих функциях покажут, в результате каких доминирующих процессов формировался ход температуры.

В современной метеорологии для разложения функций на элементарные составляющие принято использовать естественные ортогональные составляющие метеорологических рядов. В отличие от раз и навсегда заданных математических функций естественные составляющие выводятся из структуры конкретных рядов метеорологических величин и отражают наиболее характерные их особенности.

Функция  $F(x)$ , разложенная в ряд по естественным составляющим, имеет вид:

$$F(x) = B_0 + B_1 X_1(x) + B_2 X_2(x) + \dots + B_i X_i(x),$$

где  $x$  – время;  $X_i(x)$  – естественные составляющие  $i$ -го порядка;  $B_i$  – коэффициенты разложения (весовые коэффициенты), показывающие, какой вклад данная составляющая вносит в формирование функции  $F(x)$ .

При разложении в ряд полей гидрометеорологических величин необходимо исследовать их изменение вдоль взаимно перпендикулярных осей  $x$  и  $y$ , т.е. находить две системы естественных составляющих  $X_i(x)$  и  $Y_j(y)$ . Тогда поле метеорологической величины представляется в виде следующей суммы:

$$F(x,y) = B_{00} + B_{10} X_1(x) Y_0(y) + B_{01} X_0(x) Y_1(y) + B_{11} X_1(x) Y_1(y) + \dots + B_{ij} X_i(x) Y_j(y),$$

где  $X_i(x)$  и  $Y_j(y)$  – естественные составляющие, характеризующие изменения поля вдоль осей  $x$  и  $y$  соответственно. Коэффициенты разложения рассчитываются по формуле:

$$B_{ij} = \frac{\sum_1^k \sum_1^l F(x,y) X_i(x) Y_j(y)}{\sum_1^k X_j^2(x) \sum_1^l Y_j^2(y)}.$$

Естественные составляющие малой размерности описывают наиболее крупные черты поля; их происхождение, как правило, имеет четкое физическое объяснение. Например, первая составляющая глобального поля температуры воздуха описывает падение

температуры от экватора к полюсу, вторая – градиент температуры между океанами и континентами. Естественные составляющие большой размерности описывают мелкие черты полей, и не всегда удается найти их физический смысл.

Для целей изучения и долгосрочного прогноза циркуляции атмосферы над большими пространствами используется разложение на естественные составляющие полей приземного давления и геопотенциала изобарических поверхностей. При этом обычно достаточно исследования 4–5 первых по номеру составляющих, которые характеризуют крупные черты циркуляции. Коэффициенты разложения при этих составляющих, изменяющиеся от года к году, являются интегральными характеристиками атмосферной циркуляции.

Интересно провести сравнение коэффициентов разложения полей давления и индексов атмосферной циркуляции. В принципе, коэффициенты при первых членах разложения и индексы отражают одни и те же закономерности развития атмосферных процессов. Так, при анализе поля давления на всем северном полушарии первый коэффициент разложения, индексы Россби и Блиновой будут испытывать во времени аналогичные колебания; потому что все они описывают один и тот же процесс: глобальные изменения западно-восточного переноса. Тем не менее разложение полей представляется более универсальным методом исследования атмосферной циркуляции, поскольку дает возможность изучать процессы любых пространственных масштабов. В этом отношении с ним может соперничать только система индексов Каца, которые рассчитываются также для любой заданной территории, а следовательно, для любых пространственных масштабов синоптических процессов.

## Часть 2

# МЕТОДЫ ДОЛГОСРОЧНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ

За сто лет поиска путей долгосрочного прогнозирования погоды предложено большое количество принципиальных подходов к решению этой проблемы, созданы десятки разнообразных методов прогноза, часть из которых используется на практике и сейчас. Подавляющее большинство разработанных до настоящего времени методов можно разделить на четыре больших класса в соответствии с заложенными в них физическими принципами и математическими основами. Каждый из классов отражает развитие нескольких научных направлений в долгосрочном прогнозировании.

1. *Синоптические методы.* Основаны на использовании закономерностей преобразования и последовательной смены крупномасштабных особенностей циркуляции атмосферы. В подавляющем большинстве синоптических методов используется принцип аналогичности будущего развития атмосферных процессов при достаточном сходстве их развития в прошлом. Сейчас это основные оперативные методы долгосрочных прогнозов.

2. *Физико-статистические методы.* Основаны на использовании статистических связей между будущими аномалиями погоды (предиктанты) и физически обоснованными влияющими факторами (предикторы). Предикторы определяются либо качественными соображениями о влиянии того или иного фактора на циркуляцию атмосферы, либо берутся из гидродинамических уравнений, описывающих физику формирования прогнозируемой метеорологической величины. В оперативной работе являются вспомогательными.

3. *Статистические методы.* Основаны на использовании закономерностей временной динамики гидрометеорологических рядов и полей, чаще всего, их циклических и квазипериодических составляющих. Физические причины возникновения циклов и периодов, как правило, не рассматриваются; применяется математический аппарат формальной экстраполяции. Таким образом, гидрометеорологическая величина (поле) прогнозируется, исходя из пове-

дения ее же значений в прошлом. В оперативной работе применяются как вспомогательные.

4. *Гидродинамические методы.* Основаны на решении системы гидродинамических уравнений атмосферы с изменяющимися во времени граничными условиями (влияние внешних факторов). В идеале эти методы должны быть наилучшим инструментом для прогнозов погоды, так как позволяют использовать наиболее полную по современным представлениям физическую модель атмосферы. Однако интегрирование системы уравнений на долгие сроки с учетом внешних воздействий, которые сами по себе также изменяются во времени, настолько сложная задача, что попытки ее решения пока не выходят за рамки численных экспериментов.

Рассмотрим теперь наиболее типичные методы долгосрочного прогноза погоды в каждом из перечисленных классов. При анализе конкретных методов главное внимание будет уделяться не столько технологии составления прогнозов, сколько теоретическим основам методов, соответствию этих основ сформулированным выше современным взглядам на физические особенности формирования долгосрочных аномалий погоды.

## 2.1. Синоптические методы

**Методы школы Б.П.Мультановского – С.Т.Пагавы.** Теоретические основы методов долгосрочного прогноза погоды данной школы были заложены в первой четверти XX в. в России. В дальнейшем они получили развитие и оперативное применение в Гидрометцентре России (Москва). В настоящее время являются официальными оперативными методами Росгидромета при долгосрочных прогнозах погоды с заблаговременностью от одного месяца до сезона.

**Основные понятия.** Теория и технология методов прогноза базируется на нескольких закономерностях развития атмосферной циркуляции во времени и пространстве, выявленных учеными данной школы. Эти закономерности сформулированы в виде основных понятий.

**Центры действия атмосферы** – обширные климатические области преобладания циклонической или антициклонической циркуляции у поверхности земли. Центры действия атмосферы (ЦДА) бывают постоянными (круглогодичными) и сезонными, т.е. выраженными только зимой или только летом. К постоянным ЦДА се-

верного полушария относятся барические центры над океанами: исландский и алеутский циклоны, азорский, северотихоокеанский и полярный антициклоны. Сезонные ЦДА выражены на суше: сибирский и канадский антициклоны зимой, азиатская и североамериканская термические депрессии летом. Постоянные ЦДА, хотя и прослеживаются круглый год, имеют хорошо выраженные сезонные колебания: циклоны усиливаются зимой, а антициклоны – летом.

Интерес к ЦДА связан с их воздействием на западно-восточный перенос в тропосфере, при этом главное внимание разработчики методов прогноза уделяют антициклоническим ЦДА: азорскому и полярному. Установлено с определенной степенью надежности, что эти ЦДА испытывают циклическое усиление своей активности, в период которой от них отделяются антициклоны, перемещающиеся в меридиональном направлении: азорские – на север, полярные – на юг. Понятно, что такое перемещение вызывает нарушение западно-восточного переноса, а стало быть, изменение типа атмосферной циркуляции. Предсказание характера типа будущей циркуляции атмосферы как раз и является главной целью долгосрочных метеорологических прогнозов. Поэтому понятие ЦДА и изучение закономерностей их активности считается в работах школы Мультиановского – Пагавы одним из основополагающих моментов.

Установлено, что вторжение антициклонов из ЦДА на Европу происходит по нескольким основным направлениям – *осям*. Так, полярный антициклон может смещаться по нормальной (полярной) оси, т.е. с северо-запада на юго-восток. При этом западно-восточный перенос в тропосфере возмущается незначительно, вторгающийся антициклон просто вовлекается в общий западный поток, лишь кое-где меняя характер погоды. А вот при вторжении антициклона по так называемой ультраполярной оси, с северо-востока на юго-запад, циркуляция атмосферы меняется коренным образом: в тропосфере вырастает мощный гребень давления, иногда полностью блокирующий западно-восточный перенос. Прогноз процесса блокирования – один из самых сложных в долгосрочной синоптике, однако именно он вызывает наиболее крупные и продолжительные аномалии погоды: суровые морозы зимой и засуху летом. В методе месячных прогнозов используется понятие *ритмической деятельности* в атмосфере, согласно которому вторжение антициклонов из ЦДА осуществляется через определенные промежутки времени.

*Естественный синоптический период* – отрезок времени, в течение которого сохраняется определенным образом ориентированный синоптический процесс при сохранении знака основных барических полей на пространстве естественного синоптического района (определение района см. ниже). Естественный синоптический период (ЕСП) может длиться от 4 до 10 дней, при этом направления смещения основных циклонов и антициклонов остаются постоянными, а границы географических областей преобладания циклонической и антициклонической циркуляции изменяются незначительно. Прогностическое значение понятия ЕСП очевидно: если мы за два первых дня ЕСП (которые называются *тенденцией* ЕСП) установим, куда смещаются барические образования, мы можем быть уверены с большой степенью вероятности, что в этом же направлении они будут идти в течение остальной части ЕСП. При этом распределение областей тепла и холода, избытка и дефицита осадков также будут почти неизменными.

Коренная причина сохранения характера приземной циркуляции атмосферы и погоды в течение одного ЕСП заключается в сохранении структуры тропосферных длинных волн, положения их гребней и ложбин, положения высотной фронтальной зоны и, как следствие, основных приземных фронтов.

Для долгосрочных прогнозов по методам школы Мультиановского – Пагавы большое значение имеет надежное определение временных границ ЕСП. Существуют несколько признаков начала нового ЕСП по приземным сборно-кинематическим картам и по сборным картам положения высотной фронтальной зоны (ВФЗ).

По сборно-кинематическим картам:

1. На месте основных циклонических (антициклонических) полей формируются основные антициклонические (циклонические) поля.
2. Резко изменяется направление движения основных барических образований.
3. На месте основного циклона (антициклона) формируется новый циклон (антициклон).

По сборной карте ВФЗ:

1. Зональный процесс трансформируется в меридиональный и наоборот.



2. Существенно изменяется фаза длинных волн (на место ложбины приходит гребень ВФЗ и наоборот).

3. Образуется новая (вторая) ВФЗ, что бывает при процессах отсечения высотных циклонов на юге умеренной зоны и антициклоническом блокировании западно-восточного переноса.

Понятие ЕСП ранее широко использовалось в области долгосрочных прогнозов малой заблаговременности (на 3–10 дней), сейчас этот временной интервал относится к области среднесрочных прогнозов, в котором применяются гидродинамические методы. Показано, однако, что применение понятия ЕСП в гидродинамических прогнозах аномалии температуры воздуха и осадков на 5 и 10 дней (синоптико-гидродинамико-статистический метод) улучшает оправдываемость прогнозов по сравнению с чисто гидродинамическим подходом. Таким образом, естественный синоптический период действительно является фундаментальной природной закономерностью развития циркуляции атмосферы, его существование подтверждается применением разных методических подходов к долгосрочным прогнозам погоды.

*Естественный синоптический район* – сектор северного полушария Земли, в котором смена ЕСП осуществляется одновременно на всем его пространстве. Временные границы ЕСП в разных естественных синоптических районах (ЕСР) не связаны между собой. Таково теоретическое положение, выдвинутое в свое время первыми разработчиками данного синоптического метода. Они выделяли в северном полушарии три ЕСР: первый включает Атлантический океан и Евразию до р.Енисей ( $50^{\circ}$  з.д. –  $90^{\circ}$  в.д.), второй состоит из Восточной Сибири, Приморья и западной половины Тихого океана ( $90^{\circ}$  в.д. –  $165^{\circ}$  з.д.), третий захватывает восточную часть Тихого океана и Северную Америку ( $165^{\circ}$  з.д. –  $50^{\circ}$  з.д.). Однако последние исследования показали, что синоптические процессы редко бывают так строго локализованы, чаще наблюдается их глобальное взаимодействие и сопряженность особенностей циркуляции на пространстве всего северного полушария и даже земного шара.

Тем не менее деление на ЕСР имеет физический смысл и применяется в некоторых методах прогноза. С.Т.Пагава обосновал деление северного полушария на ЕСР с позиций сезонного изменения теплообмена между океанами и континентами. Для этого он построил карты изаномал приземной температуры воздуха в северном

полушарии, используя отклонения температуры от средних широтных ее значений. Получилось, что на полушарии действительно существуют три температурных диполя (три пары положительных и отрицательных очагов изаномал), совпадающие с границами ранее выделенных ЕСР. Так, зимой в первом ЕСР существует очаг положительных изаномал в Норвежском море и отрицательных – в Казахстане. Во втором ЕСР отрицательный очаг находится в Восточной Сибири, а положительный – над северо-западом Тихого океана. Третий ЕСР характеризуется положительным очагом над Тихим океаном и отрицательным – над Северной Америкой. Таким образом, в умеренных широтах северного полушария существуют три достаточно автономных тепловых машины, осуществляющие теплообмен между океанами и континентами и формирующие тем самым длинные волны в западно-восточном переносе. На основании климатического анализа изаномал С.Т.Пагава существенно уточнил понятие естественного синоптического сезона (ЕСС), введенное ранее Б.П.Мультиановским.

*Естественный синоптический сезон* – промежуток времени, в течение которого сохраняется определенный характер теплообмена между океаном и континентом на пространстве естественного синоптического района (ЕСР). С точки зрения циркуляции атмосферы это означает, что в течение одного естественного синоптического сезона (ЕСС) сохраняется однотипная структура длинных волн в западно-восточном переносе, а следовательно, сохраняется определенное положение высотной фронтальной зоны, управляющей движением приземных барических образований и расположением фронтов.

Это свойство естественного синоптического сезона порождает два важных прогностических следствия:

1. В течение одного ЕСС отмечается аналогичное развитие синоптических процессов внутри подавляющего большинства (не менее 75 %) синоптических периодов, входящих в этот сезон.

2. В течение одного ЕСС действует определенный комплекс осей, по которым антициклоны из центров действия вторгаются в умеренные широты.

В климатическом среднем в первом ЕСР можно выделить шесть ЕСС, даты их начала следующие:

зима – 24 декабря, весна – 12 марта, первая половина лета – 7 мая, вторая половина лета – 1 июля, осень – 24 августа, предзимье – 17 октября.

Даты начала и продолжительность ЕСС существенно колеблются от года к году. Наибольшие колебания испытывают характеристики сезона зимы: он может начаться в конце ноября, а может и в первой декаде января. В теплом полугодии изменчивость характеристик сезонов меньше. Так, самая ранняя дата наступления сезона второй половины лета отмечалась 22 июня, а самая поздняя – 15 июля.

Во втором ЕСР (Восточная Сибирь, Дальний Восток) деление года на сезоны иное: там на две половины делится ЕСС зимы, а лето является единым сезоном; остальные ЕСС – такие же, как в первом районе, но имеют иные средние даты начала и продолжительность.

**Метод месячных прогнозов Гидрометцентра России.** Метод разработан и внедрен в практику прогнозов Б.П.Мультановским в 1930-х годах. В дальнейшем он неоднократно совершенствовался в связи с общим развитием метеорологии, особенно большой вклад в модернизацию метода внесли С.Т.Пагава и его ученики. Однако принципиальные основы метода со времен Мультановского мало изменились: главной операцией при составлении месячного прогноза погоды является поиск аналога к текущему развитию синоптических процессов в архиве синоптических ситуаций. Принцип аналогичности в данном методе подразумевает следующее. Если синоптические процессы текущего года в течение пяти месяцев, предшествовавших прогнозируемому месяцу, были похожи на синоптические процессы этого же интервала времени в каком-либо из прошедших лет (год-аналог), то можно полагать, что развитие процессов и погода в прогнозируемом месяце будут такими же, как и в год-аналоге. Таким образом, известная погода в год-аналоге является «готовым прогнозом» для нашего прогнозируемого месяца.

Поиск аналога в архиве синоптических ситуаций является сложной многоступенчатой операцией. Прежде всего определяются так называемые *реперные синоптические процессы* – вторжения в умеренные широты антициклонов из полярного и азорского ЦДА, имеющие выраженную 3–5-месячную ритмичность. Если в текущем году обнаруживается такой процесс, уже можно с вероятностью

70–75 % предсказать появление определенного синоптического процесса в будущем. Так, появление в текущем году стационарного (малоподвижного) антициклона, блокирующего западно-восточный перенос, означает, что через 4 месяца на том же меридиане возникнет новый блокирующий антициклон или глубокая ложбина, что именно позволяет установить анализ реперных процессов еще за 4 месяца до наблюдавшегося в текущем году вторжения антициклона? Таким образом, первым признаком для выбора года-аналога является наличие в нем таких же реперных процессов, которые наблюдаются в текущем году. Как правило, выбранных по этому признаку годов-аналогов оказывается несколько. Какому же из них отдать предпочтение?

Для этого проводится анализ аналогичности истории развития синоптических процессов за 5 месяцев до прогнозируемого – в текущем году и в потенциальных годах-аналогах. Оценивается степень аналогичности следующих параметров состояния атмосферы в каждом месяце:

- временной ход индексов зональности и меридиональности, описывающих степень возмущенности западно-восточного переноса;
- расположение гребней и ложбин в тропосфере, т.е. фаза длинных волн и положение высотной фронтальной зоны (на уровне 500 гПа);
- географическая локализация и интенсивность полей аномалий приземной температуры воздуха и осадков.

После завершения всех этих операций все равно остается 2–3 потенциальных года-аналога. Окончательный выбор одного года-аналога производится путем оценки аналогичности процессов по *дополнительным признакам*:

- по особенности стратосферной циркуляции (сроки весенней перестройки, положение центра циркумполярного циклона);
- по аномалии температуры воды в океане;
- по положению южной границы снежного покрова и морских льдов;
- по дате вскрытия и замерзания рек.

По окончательно выбранному году-аналогу даются ожидаемые характеристики погоды в прогнозируемом месяце:

- распределение положительных и отрицательных очагов аномалии температуры воздуха по территории прогноза;

- распределение по территории областей дефицита (менее 80 % от климатической нормы) и избытка (более 120 % от нормы) количества осадков;
- основные волны тепла и холода в течение месяца (рассчитываются на основании анализа реперных процессов).

Оценка оправдываемости месячных прогнозов в течение многих лет показала, что их успешность от года к году колеблется незначительно и в среднем составляет 65 %, что, конечно, мало для эффективного хозяйственного использования этих прогнозов. Но данный вывод не означает бесперспективности месячных прогнозов по изложенной методике. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что основными характеристиками, по которым производится оценка аналогичности, являются параметры внутреннего состояния атмосферы (индексы, аномалии метеовеличин, положение фронтальной зоны), т.е. то, что называется адиабатическими факторами изменчивости атмосферных процессов или как бы растянутыми во времени начальными условиями. А для долгосрочных прогнозов нужно, как мы знаем, исследовать влияние неадиабатических факторов, притоков и стоков тепла и других видов энергии. Эти факторы в методе присутствуют, но в виде дополнительных признаков аналогичности, а они должны бы быть основными. Таким образом, пересмотр приоритетов параметров аналогичности, физический анализ воздействия на атмосферу, прежде всего внешних факторов, – один из возможных путей повышения качества месячных прогнозов погоды.

#### *Метод сезонных прогнозов погоды Гидрометцентра России.*

Основные положения метода предложены С.Т.Пагавой в конце 1940-х годов, технология составления прогнозов непрерывно совершенствовалась, и сейчас он является официальным методом сезонных прогнозов Росгидромета.

Основное понятие метода – *предвестник наступающего синоптического сезона*. Как указывалось выше, сезоны достаточно однородны по характеру циркуляции атмосферы, а именно: более 75 % ЕСП, входящих в сезон, имеют более или менее аналогичное распределение областей высокого и низкого давления, а следовательно, и аномалий погоды. В оставшихся 20–25 % ЕСП циркуляция и погода не аналогичны доминирующим процессам сезона. Та-

кие ЕСП называются *нарушениями*, и часть из них, по исследованиям авторов метода, может служить указанием на характер циркуляции и погоды в наступающем сезоне, для которого и составляется прогноз. Нарушение, имеющее прогностическое значение, называется предвестником наступающего синоптического сезона.

Методическая основа сезонных прогнозов опирается на главное свойство предвестника, которое заключается в том, что характер циркуляции атмосферы в предвестнике, не типичный для текущего сезона, станет преобладающим в следующем прогностическом сезоне. Феномен предвестника с научной точки зрения очень интересен. Действительно, каковы причины возникновения этого «сигнала», почему атмосфера с заблаговременностью иногда до двух месяцев «знает», что с ней будет происходить в следующем сезоне?

Автор метода сезонных прогнозов С.Т.Пагава дал возникновению предвестника только гипотетическое объяснение, которое еще требует количественного обоснования, но сама его идея очень хорошо согласуется с современными представлениями о происхождении длительных аномалий циркуляции и погоды под влиянием внешних по отношению к атмосфере источников и стоков тепла. Как было указано выше, в течение одного ЕСС сохраняется определенный характер теплообмена между океаном и континентом. Однако картина теплообмена не может быть абсолютно статичной, в ней наблюдаются направленные изменения, связанные с изменениями состояния подстилающей поверхности. Особенно хорошо заметны эти изменения в океане, где модели распределения аномалий температуры воды постепенно сменяют одна другую с характерным временем 4–5 месяцев. С.Т.Пагава полагал, что в текущем сезоне в океане уже начинают складываться условия для перестройки поля аномалии температуры воды (а значит, и теплообмена океана с атмосферой), появляются его новые черты, которые будут преобладать в следующем сезоне. Предвестник как бы опережает события, его циркуляция отражает новые черты теплообмена, и если для текущего сезона он является нарушением, то в следующем сезоне циркуляция предвестника станет доминирующей. Таким образом, атмосфера как малоинерционная среда не может «знать» своего будущего состояния, определяющая роль здесь принадлежит термике океана – ее медленные направленные изменения по масштабу времени соответствуют сезонным аномалиям погоды.

На главном свойстве предвестника строится вся процедура составления сезонных прогнозов:

1. Определение нарушений в текущем сезоне.
2. Выявление среди нарушений предвестника следующего сезона.
3. Расчет по предвестнику ожидаемого в следующем сезоне поля  $H_{500}$  (будущая циркуляция атмосферы).
4. Расчет по прогностическому полю  $H_{500}$  пространственного распределения средних сезонных аномалий температуры воздуха и осадков (будущая погода).
5. Вычисление даты начала и продолжительности нового сезона (необходимость этой процедуры следует из того факта, что данные характеристики сезонов обладают значительной изменчивостью).

Рассмотрим теперь кратко каждый из этапов составления сезонного прогноза:

1. Определение нарушений в текущем сезоне проводится путем количественной оценки сходства карты средних значений  $H_{500}$  каждого ЕСП сезона и карты средних значений  $H_{500}$  предвестника текущего сезона. Если в каком-нибудь ЕСП показатели аналогичности сильно снижаются, а иногда показывают противоположную локализацию ложбин и гребней на карте  $H_{500}$ , то такой ЕСП считается нарушением.

2. Нарушений в ЕСС обычно бывает несколько, один из них следует принять в качестве предвестника. Какой? Это сложный вопрос, и здесь правильное решение зачастую зависит от опыта и компетенции составителей прогноза. Но все-таки авторам метода удалось показать, что первое по времени нарушение в текущем сезоне, как правило, и является предвестником следующего, прогностического сезона. Определение предвестника – самое «узкое» место в методе сезонных прогнозов, поскольку все остальные расчеты параметров будущего сезона базируются на средних значениях  $H_{500}$  предвестника. Если он определен неверно, прогноз погоды по нему уже не имеет смысла.

3. Расчет карты средних значений  $H_{500}$  прогностического сезона. Проводится по несложной формуле, связывающей значения  $H_{500}$  предвестника и климатические значения  $H_{500}$  прогностического сезона.

4. Расчет будущих аномалий температуры воздуха и количества осадков. Проводится на основании сравнения нормального (климатического) положения высотной фронтальной зоны (ВФЗ) в данном сезоне и положения ВФЗ на прогностической карте  $H_{500}$ . В районах, где прогностическая ВФЗ расположена севернее климатической, даются положительные аномалии температуры. Там, где прогностическая ВФЗ лежит южнее климатической, прогнозируется отрицательная аномалия. Таким образом, прогноз температуры связан с учетом адвекции тепла и холода в будущем сезоне. Для расчета положения очагов дефицита и избытка осадков используется не только прогностическая карта  $H_{500}$  сезона, но и сборно-кинематическая карта предвестника. Там, где в предвестнике отмечается циклоническая циркуляция и одновременно прогностические аномалии  $H_{500}$  отрицательные, прогнозируется избыток осадков (120 % нормы и более). Если отмечаются противоположные условия, прогнозируется дефицит осадков (80 % нормы и менее). Все отмеченные прогностические закономерности выражены в виде количественных соотношений.

5. Прогноз начала будущего сезона сводится к прогнозу продолжительности сезона текущего. Имеется количественная зависимость между временем появления предвестника нового сезона и продолжительностью текущего. Смысл ее таков: чем раньше появился предвестник следующего сезона, тем продолжительнее будет текущий сезон. Абсолютная ошибка такого прогноза не превышает 2–3 дня. Продолжительность нового сезона прогнозировать труднее, обычно для этого просто используется его климатическая продолжительность.

Сезонные прогнозы погоды в среднем оправдываются лучше месячных, на 70–75 %. Теоретически это можно объяснить тем, что данный метод основан, пусть и косвенно, на закономерностях теплообмена между океаном и континентом, т.е. на учете внешних притоков тепла к атмосфере. Есть и другая, методическая, причина: при увеличении временного осреднения процессов (в данном случае – два месяца против одного) их долгосрочный прогноз в целом удаётся лучше. Однако метод имеет и два недостатка: отсутствие четких количественных способов выбора предвестника и невозможность уверенного прогноза степени однородности сезона по цирку-



ляции и погоде (достаточно часто сезон состоит из двух частей, отличающихся по этим показателям). В целом метод сезонных прогнозов Гидрометцентра России заслуживает дальнейшего развития, при этом следует уделить основное внимание поиску прямых связей между тепловым состоянием океана и характеристиками прогнозируемого сезона, особенно при определении предвестника.

**Прогноз сезонных явлений погоды.** В изложенном выше методе сезонных прогнозов погоды вычисление будущих аномалий температуры и осадков ведется по прогностической карте  $H_{500}$ , которая, в силу особенностей ее расчета, всегда является более сглаженной, чем природный процесс. Эта особенность является характерной не только для данного метода, но и для многих других методов долгосрочных и среднесрочных прогнозов. В результате вычисленные значения прогностических аномалий элементов погоды обычно оказываются невелики, по ним можно судить об ожидаемом знаке отклонения погоды от нормы, прогноз же величины этого отклонения удается хуже. Так, например, при прогнозе дождливого сезона указываются районы, где их количество будет более 120 % от нормы; уточнения – насколько больше, метод дать не позволяет. Вместе с тем известно, что при катастрофических паводках на реках месячная норма осадков может выпасть за 2–3 дня, а аномалия количества осадков в такие сезоны зачастую превышает 200 % нормы. Таким образом, возникает необходимость прогноза экстремальных погодных условий в будущем сезоне, которые называются *сезонными явлениями погоды*.

К сезонным явлениям погоды относятся: зимой – сильные продолжительные морозы, длительные оттепели, обилие снега; летом – аномальная и продолжительная жара, сопровождаемая резким дефицитом осадков (засуха), и периоды избыточного увлажнения, как правило, на фоне аномально низкой температуры воздуха.

Для анализа и прогноза экстремальных условий летней погоды Д.А. Педь предложил параметр атмосферной засушливости, который, однако, характеризует и условия избыточного увлажнения:

$$S = \frac{\Delta T}{\sigma_T} - \frac{\Delta R}{\sigma_R};$$

где  $\Delta T$  и  $\Delta R$  – аномалии (отклонения от многолетней нормы) температуры и количества осадков;  $\sigma_T$  и  $\sigma_R$  – средние квадратические

отклонения указанных величин от нормы за длительный ряд наблюдений. Расчет параметра  $S$  можно проводить для полей температуры и осадков с разным временным осреднением (декада, месяц, сезон).

Явление засухи констатируется при  $S \geq 2$ , избыточное увлажнение – при  $S \leq -2$ .

Если параметр  $S$  по абсолютной величине больше или равен 3, констатируется очень сильная фаза развития явления. При  $|S| < 2$  условия погоды считаются слабо аномальными или нормальными.

Для прогноза сезонных значений параметра  $S$  были найдены статистические связи между  $S$  и  $\Delta \bar{H}_{500}$  – прогнозируемой аномалией  $H_{500}$  сезона. Расчет параметра осуществляется отдельно для каждой станции, на которой аномалия  $H_{500}$  по абсолютной величине оказалась больше 4 дам. Таким образом, получают прогностический ареал распространения явления в будущем сезоне. Близкие по смыслу методики разработаны и для прогноза зимних сезонных явлений.

**Метод школы Г.Я. Вангенгейма – А.А. Гирса.** В 1940-х годах Г.Я. Вангенгейм заложил основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов. Главной особенностью метода является анализ крупномасштабных, планетарных форм атмосферной циркуляции и закономерностей их непрерывного преобразования во времени. В дальнейшем А.А. Гирс с группой ученых ААНИИ существенно развил макроциркуляционный метод на основе использования новой информации, особенно высотных карт. Первоначально метод разрабатывался для долгосрочного прогноза погоды в Арктике, что было связано с необходимостью обслуживания навигации по Северному морскому пути.

Фоновые долгосрочные прогнозы температуры и давления по макроциркуляционному методу даются на 10 месяцев вперед (январь–октябрь) и несколько раз в течение этого периода уточняются. Определенная успешность метода позволила развить работы по распространению его закономерностей и на умеренные широты северного и южного полушарий. В частности, для прогноза погоды в Северной Атлантике разработаны несколько методов под руководством К.В. Кондратовича.

*Основные понятия.* Относятся к закономерностям макромасштабной структуры атмосферной циркуляции и ее изменений во времени. Циркуляция атмосферы рассматривается как непрерывный процесс, состоящий из ряда стадий возрастающего временного масштаба.

*Элементарный синоптический процесс* – период времени продолжительностью 3–4 дня, в течение которого на пространстве атлантико-европейского сектора северного полушария сохраняется географическое распределение знака барического поля и направление основных переносов воздуха. Всего выделяется 26 типов элементарных синоптических процессов (ЭСП). Это первичная стадия развития циркуляции во времени.

*Формы атмосферной циркуляции* – типовые состояния поля давления на полушарии, различающиеся по положению ложбин и гребней длинных волн в тропосфере. В каждую форму входят несколько ЭСП, близких по структуре метеорологических полей; таким образом, форма циркуляции является укрупненным аналогом ЭСП. На пространстве северного полушария выделяются 9 основных форм циркуляции, которые перечислены в части 1, п.1.3.

*Однородный циркуляционный период* – период времени продолжительностью 8–12 дней, в течение которого отмечается преобладание определенных форм атмосферной циркуляции. Однородный циркуляционный период (ОЦП) представляет собой вторую стадию развития циркуляции.

*Внутригодовые стадии* – период времени продолжительностью 1–5 мес., в течение которого отмечается повышенная повторяемость определенных ОЦП. Внутригодовые стадии выделяются с учетом их сезонной специфики.

*Циркуляционная эпоха* – период времени продолжительностью 10–30 лет, в течение которого получают аномальное развитие определенные макросиноптические процессы (формы циркуляции, внутригодовые стадии) на пространстве северного полушария. Эпохи делятся на стадии продолжительностью от 2 до 6 лет.

*Гомологи циркуляции* – 15-месячные цепочки последовательно преобразования (смены во времени) внутригодовых стадий развития циркуляции. Называются также *группами однородного развития*. Типовые гомологи в виде 15-месячных цепочек однородного развития были получены на основании анализа синоптических ма-

териалов за весь XX век. Для составления фонового долгосрочного прогноза по Арктике на 10 месяцев вперед выделено 7 групп однородного развития (гомологов), при этом каждый из них начинается в августе предшествующего прогнозу года и кончается октябрём прогностического года.

**Последовательность составления прогноза.** В соответствии с теоретическими основами метода прогноз составляется путем последовательного анализа стадий развития макропроцессов, начиная с самых длительных – эпох атмосферной циркуляции:

1. Определяется характер текущей циркуляционной эпохи и ее стадии, к которой относится прогнозируемый год. В результате формируется предварительное представление о том, какие формы циркуляции и с какой примерной вероятностью будут преобладать в прогнозируемом году в целом. На этом этапе прогноза можно получить лишь самые общие указания о характере циркуляции (например, о роли зональных и меридиональных процессов в наступающем году).

2. Чтобы определить внутригодовые стадии развития процессов и ожидаемую последовательность их смены, а это необходимо для расписания будущей погоды по месяцам с января по октябрь, обращаются к анализу процессов текущего года с августа по декабрь. Внутри этого периода по фактическим материалам, включающим карты аномалий средней месячной температуры и давления, графики повторяемости форм атмосферной циркуляции и некоторые другие показатели, определяют последовательность смены ОЦП и внутригодовых стадий циркуляции. В результате получают 5-месячную цепочку преобладающих форм циркуляции, например, следующего вида:

Месяц август–сентябрь октябрь–декабрь

Форма циркуляции  $C_{M1} \rightarrow (W + C)_{M1}$

Далее эту цепочку сравнивают с гомологами циркуляции и выбирают тот из них, у которого развитие процессов в августе – декабре было аналогичным. В данном случае – это гомолог номер VI. По нему и следует судить о будущих процессах января – октября прогностического года.

3. Характеристики гомолога в январе – октябре принимаются как прогностические для наступающего года, они дают представление об ожидаемой последовательности смены внутригодовых стадий:

Месяц январь – февраль март апрель – август сентябрь – октябрь

Форма циркуляции  $(W + C)_{M1} \rightarrow E_{(3+M1)} \rightarrow (E + C)_3 \rightarrow W_{(M1+M2)}$

4. Переход от повторяемости форм циркуляции к прогнозу аномалий давления и температуры для каждого месяца осуществляется путем сложения их типовых полей для каждой формы циркуляции с весом, пропорциональным прогностической повторяемости форм по месяцам.

5. Очевидно, что успешность такого прогноза будет уменьшаться по мере возрастания его заблаговременности (хорошие прогнозы для января–февраля вполне могут смениться менее удовлетворительными и даже плохими прогнозами для последующих месяцев). Это закономерно, так как переходные вероятности для каждой следующей внутригодовой стадии по законам статистики должны снижаться. Поэтому в данном методе существует процедура регулярного (для каждого сезона) уточнения первоначального прогноза. Для уточнений также определены гомологи, но более короткие.

Опыт показал, что оправдываемость фоновых прогнозов ААНИИ для Арктики – около 70 %, для умеренной зоны России – около 65 %. Таким образом, видно, что прогнозы по макроциркуляционному методу близки по уровню успешности к прогнозам Гидрометцентра России и в целом эта успешность оказывается довольно низкой. Преимуществом метода ААНИИ является большая заблаговременность прогнозов, но необходимость его уточнения каждый сезон сводит это преимущество почти на нет.

Недостатком макроциркуляционного метода, так же как и метода месячных прогнозов Гидрометцентра России, является использование закономерностей внутренней динамики атмосферы для суждения о будущем развитии циркуляции. Первая часть гомолога (август–декабрь) есть не что иное, как растянутые во времени начальные условия, внешние источники и стоки тепла в методе в явном виде не присутствуют.

**Метод 30-дневных прогнозов США.** Разработан под руководством крупного американского специалиста в области долгосрочных прогнозов Дж.Немайеса. В основу метода положен анализ поведения длинных волн в нижней тропосфере за длительные периоды времени. Прогноз элементов погоды является производным от прогноза барического поля на уровне 700 гПа. Таким образом, как и в методе сезонных прогнозов Гидрометцентра России, главным является прогноз циркуляции атмосферы.

*Теоретические основы.* Климатической причиной формирования длинных волн в западно-восточном переносе умеренных широт является тепловое воздействие подстилающей поверхности на атмосферу. Зимой, вследствие усиленного прогрева воздуха над океанами, в восточных их частях, прилегающих к континентам, создаются мощные гребни давления; над холодными континентами, напротив, формируются ложбины. Летом распределение климатических гребней и ложбин обратное. В синоптических масштабах времени (от одного до десяти дней) поведение длинных волн подчиняется законам волновой динамики, и поэтому далеко не всегда синоптические ложбины и гребни локализируются вблизи их климатического положения. Однако было замечено, что длинные волны в своем развитии и движении чаще всего смещаются в направлении именно этих районов, где и останавливаются. Такие районы американские синоптики называли «якорными стоянками». Их существование было принято за основу при разработке метода 30-дневных прогнозов погоды.

Существенным моментом метода является использование информации о тепловом состоянии Тихого океана. Оказалось, что дополнительными «якорными стоянками» для гребней давления выступают положительные очаги аномалии температуры воды в океане, а для ложбин – очаги отрицательных аномалий. Этот эмпирический вывод хорошо подтверждается результатами современного численного моделирования крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы.

*Технология прогнозов.* Анализируется развитие длинных волн в поле  $H_{700}$  за 1–2 месяца, предшествующих прогнозируемому. Для этого рассматривается среднее положение ложбин и гребней на 10-и 30-дневных картах  $H_{700}$ , а также тенденция изменения геопотенциала от периода к периоду. Анализируется, кроме того, влияние

на смещение длинных волн: циклов индекса Россби, смещения очагов вихря скорости, существования очагов аномалий температуры воды в океане. Все это делается для того, чтобы обнаружить и подтвердить тенденцию постепенного смещения гребней и ложбин к их «якорным стоянкам», где они должны стационарироваться. Если такой процесс обнаруживается, нетрудно рассчитать, где в среднем будут находиться ложбины и гребни в прогнозируемом 30-дневном периоде. Так составляется прогностическая карта  $H_{700}$ .

Переход от 30-дневной карты  $H_{700}$  к прогнозу аномалий приземной температуры воздуха и осадков осуществляется исходя из синоптических соображений. В передней части высотных ложбин, где формируются серии циклонов, смещающихся в северо-восточном направлении, отмечается обычно адвекция тепла и усиление осадков по сравнению с нормой. В тыловой части ложбин формируется заток воздушных масс с севера, оформленный в виде холодного низкого антициклона, в котором осадки отсутствуют. Существуют расчетные методы, позволяющие дать прогноз температуры и осадков по градациям относительно нормы. Так, для температуры выделено 5 градаций: «значительно ниже нормы», «ниже нормы», «норма», «выше нормы», «значительно выше нормы». Для прогноза количества осадков употребляются 3 градации.

В целях повышения оправдываемости 30-дневных прогнозов они составляются для перекрывающихся интервалов времени, т.е. выпускаются 1-го и 15-го числа каждого месяца. В целом прогнозы температуры по этому методу оправдывались примерно на 70 %, при этом несколько лучшие результаты получались для теплого периода года.

Метод 30-дневных прогнозов погоды, так же как и многие синоптические методы, широко использует предысторию синоптических процессов, т.е. внутреннюю динамику атмосферы. Одним из несомненных его достоинств, с точки зрения современных представлений о генезисе длительных аномалий погоды, является введение в метод закономерностей взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью. Это выражается в использовании понятия «якорных стоянок» (климатическое взаимодействие) и аномалий температуры воды в океане (синоптическое взаимодействие).

## 2.2. Физико-статистические методы

К этому направлению относятся самые первые попытки разработки научных методов долгосрочных прогнозов, когда еще не было солидных архивов синоптических карт и синоптические методы развиваться не могли. Однако со временем физико-статистический подход не устарел и сейчас является главным направлением привлечения новых предикторов для долгосрочных прогнозов, связанных с влиянием внешних факторов на циркуляцию атмосферы и формирование длительных аномалий погоды. Примечательно, что и в самом начале развития долгосрочных прогнозов физико-статистическими методами часто исследовалось влияние именно внешних по отношению к атмосфере источников и стоков тепла.

Одной из первых была работа русского географа Э.Ф.Лесгафта (1902 г.), в которой оцениваются статистические связи между колебаниями температурного режима Атлантического океана и положением траекторий циклонов в Европе. Оказалось, что при аномально теплой Атлантике траектории циклонов проходят севернее их климатического положения, а при аномально холодной – южнее. Этот вывод впоследствии был неоднократно подтвержден не только физико-статистическими исследованиями, выполненными на гораздо более богатой информационной базе, но и в процессе современных численных экспериментов с гидродинамическими моделями.

За прошедшие десятилетия было предложено огромное число физико-статистических методов прогноза. В первом приближении их можно разделить на две большие группы, о чем уже упоминалось в начале данного раздела. В первой группе предикторы длительных аномалий погоды выбираются исходя из общих физических соображений и окончательно определяются путем оценки их статистической значимости, полезности для прогноза. Во второй группе выбор предикторов опирается на результаты гидродинамического моделирования долгопериодных процессов в атмосфере. Приведем теперь примеры, иллюстрирующие этих два подхода.

**Физико-статистический метод ГГО.** Разрабатывался под руководством М.И.Юдина и неоднократно затем модифицировался, применяется для прогноза средних месячных значений температуры и количества осадков.



Потенциальные предикторы можно разбить на две принципиально различные группы. Первая из них характеризует исходное (предыдущее по отношению к прогнозу) состояние атмосферы и включает в себя приземное давление, температуру воздуха, геопотенциал  $H_{500}$ , количество осадков, облачность, число дней с формами циркуляции по Вангенгейму-Гирсу, индексы циркуляции атмосферы. Вторая группа предикторов относится к внешним источникам и стокам тепла: температура воды в Северной Атлантике, теплосодержание верхнего 100-метрового слоя океана, ледовитость арктических морей, положение границы снежного покрова, индекс геомагнитной возмущенности, характеризующий солнечную активность.

Все исходные данные (предикторы и предиктанты), если они заданы в виде полей, подвергаются процедуре разложения по естественным ортогональным составляющим. Для прогноза используются лишь несколько первых коэффициентов разложения, описывающих значительную часть дисперсии предикторов и вместе с тем не содержащих их мелких, случайных колебаний. Таким образом, в методе учитываются наиболее крупные особенности рассматриваемых полей.

Далее рассчитывается ряд коэффициентов линейной корреляции между коэффициентами разложения полей предикторов и предиктантов и определяются наиболее значимые связи. Известно, однако, что статистические связи, используемые для долгосрочных прогнозов, неустойчивы во времени. Поэтому в данном методе предусмотрен их ежегодный пересчет с учетом вновь поступившей информации за прошедший год.

На основании отбора наиболее значимых и независимых друг от друга предикторов составляются прогностические уравнения множественной регрессии. Результатом расчета по данным уравнениям являются коэффициенты разложения будущих полей температуры и осадков. Наконец, производится восстановление этих полей, что и является прогностической продукцией данного метода.

*Метод прогноза сезонной аномалии температуры воздуха по данным об облачности в Северной Атлантике.* Разработан в Гидрометцентре России под руководством Ш.А.Мусаеляна в результате поиска возможностей параметризации облачности над океаном для гидродинамической модели длительных изменений в системе океан-атмосфера. Данная модель развивается школой академика

Г.И. Марчука и имеет в своей основе сопряженные уравнения гидродинамики, а также разработанную этой школой теорию возмущений. Одно из главных положений теории Г.И. Марчука заключается в том, что облачность является регулятором притока солнечного тепла к деятельному слою океана – главному аккумулятору энергии в системе подстилающая поверхность–атмосфера. В зависимости от аномалий облачности формируются соответствующие аномалии температуры воды в океане, которые затем влияют на возникновение аномалий атмосферной циркуляции и погоды. Таким образом, возможность использования облачности в качестве предиктора в физико-статистических схемах долгосрочного прогноза погоды в данном случае вытекает из результатов гидродинамического моделирования геофизических процессов.

Метод прогноза сезонной аномалии температуры воздуха на Европейской территории России (ЕТР) с заблаговременностью до полугода основан на исследовании асинхронных статистических связей между аномалиями общего количества облачности над умеренными широтами Атлантического океана и последующими аномалиями температуры на ЕТР. Для характеристики облачности (предиктор) использовались данные наблюдений метеорологических спутников, а также атлантических кораблей погоды. Суммарный ряд этих наблюдений составил около 30 лет, что позволяло получить достаточно надежную оценку статистических связей.

Расчет и анализ асинхронных связей привел к интересному выводу, имеющему не только четкое физическое объяснение, но и определенную практическую значимость. Оказалось, что на формирование полей аномалии температуры воздуха на ЕТР ( $\Delta T_a$ ) оказывают влияние только летние аномалии облачности над океаном ( $\Delta S$ ). Наибольшая отрицательная связь между  $\Delta T_a$  и  $\Delta S$  отмечается, если значения  $\Delta S$  берутся в июне–августе, а значения  $T_a$  – в последующих зимних месяцах, в декабре–феврале. Линейный коэффициент корреляции, оценивающий эту связь, достигает  $-0,8$ .

Теплосодержание деятельного слоя океана в умеренных широтах формируется именно летом, когда приток солнечной энергии максимален. При этом уменьшенное по отношению к норме количество облачности над океаном неизбежно приводит к положительным аномалиям его теплосодержания; увеличенное количество облачности ведет к отрицательным аномалиям. В последующие меся-

цы, особенно зимой, океаническое тепло расходуется на прогрев атмосферы. Ясно, что при пониженном теплосодержании океана воздух будет нагреваться меньше нормы и возникнут отрицательные аномалии его температуры. Повышенное теплосодержание океана приведет, напротив, к положительным зимним аномалиям температуры воздуха. В этом заключается физическое объяснение обнаруженных статистических связей. И отрицательный знак связи между  $\Delta T_a$  и  $\Delta S$ , и существенное запаздывание реакции атмосферы на океанические аномалии облачности свидетельствуют о том, что обнаруженная связь действительно описывает процесс накопления и дальнейшего расхода тепла деятельным слоем океана.

Большие значения коэффициентов корреляции позволили разработать метод прогноза сезонной аномалии температуры воздуха на ЕТР в холодной части года (октябрь–апрель) с заблаговременностью от 2 до 4 мес. Знак сезонных аномалий температуры правильно предсказывается в 73 % случаев, однако в ряду лет, на которые составлялись прогнозы, бывали годы с относительно высокой (82 %) и низкой (60 %) оправдываемостью прогнозов. Это свидетельствует о том, что облачность над океаном и его теплосодержание пусть важный, но не единственный фактор формирования зимнего фона погоды на континенте. Необходим поиск предикторов, характеризующих иные внешние воздействия на атмосферу.

Физико-статистические методы следует признать одним из перспективных направлений исследований формирования длительных аномалий погоды и их прогноза. Эти методы дают возможность количественно оценить влияние самых разнообразных факторов на поведение атмосферы и получить физическую интерпретацию обнаруженных связей. Данное направление исследований в области долгосрочных прогнозов вполне можно назвать физико-статистическим моделированием атмосферных процессов (по аналогии с гидродинамическим моделированием). Вместе с тем, наряду с синоптическими методами, только физико-статистический подход позволяет разрабатывать действующие методы долгосрочного прогноза. Как будет показано далее, наиболее совершенное с физической точки зрения гидродинамическое моделирование атмосферных процессов в области больших сроков находится пока на стадии численных экспериментов.

### 2.3. Статистические методы

Методические подходы к решению задачи долгосрочного прогноза погоды в первом приближении можно разбить на два класса. В первый класс входят схемы и методы, авторы которых ставят целью установить причинно-следственные связи между аномалиями погоды и влияющими на их возникновение факторами, т.е. пытаются построить физически обусловленную модель длительных колебаний погоды. Это могут быть простые однофакторные модели (предвестник в сезонных прогнозах Гидрометцентра России; связь облачности над Атлантикой с температурой на ЕТР), многофакторные статистические модели (метод ГГО, разработанный М.И.Юдиным), наконец, максимально адекватные реальной атмосфере гидродинамические модели. Ко второму классу относятся схемы и методы, в которых не ставится задача физического, причинно-следственного описания процессов, но максимально используются прогностические возможности различных циклов, периодичностей, проявлений инерционности во временных рядах самих метеорологических величин. Разработанные на такой основе методы представляют собой формальные модели длительных колебаний погоды, их можно назвать также чисто статистическими методами.

На заре развития долгосрочных прогнозов, наряду с синоптическими (Б.П. Мультиановский) и физико-статистическими (Э.Ф. Лесгафт) методами, появились и чисто статистические. Так, А.И. Воейков установил двухлетнюю цикличность чередования теплых и холодных зим на Европейской территории России. При этом температурные аномалии зимы на северо-западе (Санкт-Петербург) и юго-востоке (Астрахань) ЕТР, как правило, были противоположны по знаку. Наличие двухлетней цикличности зим вместе с противофазностью условий погоды на пространстве ЕТР сулило неплохие перспективы для долгосрочного прогноза характера зимы, детализированного к тому же и по территории. Однако последующие исследования показали, что чисто двухлетняя периодичность соблюдается лишь в 60 % случаев, часто наблюдаются ее нарушения, когда за холодной зимой вновь следует холодная. Поэтому от прогностического использования двухлетней цикличности (вернее, периодичности) на уровне простого статистического обобщения пришлось отказаться.

Это достаточно характерный момент для всех методов, использующих циклические процессы в атмосфере. Они потому и называются циклическими, что период колебаний, а также их амплитуда, довольно значительно меняются во времени, и предсказать эти изменения очень сложно. Данное свойство временных рядов метеорологических величин называется статистической нестационарностью и существенно затрудняет использование чисто статистических методов в долгосрочных прогнозах. Тем не менее такие методы разрабатываются, поскольку сама идея использования циклов, пусть и без физического анализа их происхождения, обладает большой привлекательностью. Приведем теперь пример двух таких методов.

**Метод месячных прогнозов, принятый в Японии.** Главным прогностическим продуктом, как и в методе сезонных прогнозов Гидрометцентра России, является карта средних значений  $H_{500}$  наступающего месяца. Прогноз элементов погоды (температура воздуха и осадки) осуществляется на основе прогностической карты  $H_{500}$ .

Будущая карта  $H_{500}$  прогнозируется для всего северного полушария, особое внимание уделяется, естественно, району Дальнего Востока и Японии. Для этого значения  $H_{500}$  последней пятидневки истекающего месяца для каждой из выбранных на пространстве северного полушария станций подвергаются гармоническому анализу. Определяются гармоники, имеющие наибольшую амплитуду, и далее они экстраполируются на следующие несколько пятидневок, что дает возможность построить прогностическую карту  $H_{500}$  для всего наступающего месяца. В ходе экстраполяции учитываются также корреляционные связи между значениями  $H_{500}$  в различных районах полушария.

Рассчитанную прогностическую карту  $H_{500}$  относят к одному из 16 типов циркуляции. Для каждого типа циркуляции и месяца года существует набор корреляционных связей между структурой поля  $H_{500}$  и ожидаемым распределением по территории Японии температуры воздуха и осадков.

**Прогноз сезонной аномалии температуры воздуха по методу Н.А. Багрова и Н.Н. Мякишевой (Гидрометцентр России).** В качестве исходной информации, т.е. предиктора будущей температуры, были рассмотрены только сами температурные поля прошедших сезонов за 73 года; никакие иные предикторы не привлекались,

так как авторы считали их временные ряды недостаточно длинными. Для построения метода прогноза использовалось разложение полей температуры по эмпирическим ортогональным составляющим. Было установлено, что первые 14 собственных векторов (составляющих) описывают 91–96 % суммарной дисперсии поля сезонной температуры воздуха. В прогностическую схему включались из них только первые 5 векторов, чтобы учесть в прогнозе лишь крупномасштабные элементы поля температуры (практика долгосрочных прогнозов показала, что мелкомасштабные черты полей во многом возникают случайно и представляют собой статистический шум).

Схема прогноза на один сезон представляет собой 20 уравнений множественной регрессии (по одному на каждую прогностическую станцию), связывающих будущую температуру с коэффициентами разложения исходного поля (весовыми коэффициентами при собственных векторах). Прогноз может даваться для всех сезонов года с различной заблаговременностью: 0, 1, 2 и 3 сезона; при этом каждому сезону года и заблаговременности соответствуют свои влияющие собственные векторы исходного поля температуры и соответственно, свои уравнения регрессии.

Анализ оправдываемости прогнозов показал, что приемлемые результаты получаются для сезонов теплой половины года при заблаговременности 0–1 сезон. С дальнейшим увеличением заблаговременности влияние исходного поля температуры на последующие резко уменьшается, и прогнозы становятся неудовлетворительными.

Приведенные здесь чисто статистические методы при значительном различии способов построения прогностических схем обнаруживают одну общую черту: в них для прогноза метеорологической величины используются закономерности временной динамики самой этой величины. Либо это экстраполяция гармоник, т.е. каких-то циклических колебаний, либо автокорреляция поля температуры со сдвигом во времени, т.е. использование свойства инерционности метеорологических полей. Как уже упоминалось, причины возникновения цикличности и инерционности в данных методах принципиально не рассматриваются, внешние по отношению к атмосфере факторы не привлекаются.

Последнее обстоятельство можно считать определенным преимуществом чисто статистических методов (не надо строить сложной физической модели процесса, искать и оценивать влияющие

факторы). Однако, применяя такие методы, следует помнить, что с их помощью можно составлять прогнозы на один, максимум – на два шага по времени вперед. Это положение хорошо иллюстрируется анализом оправдываемости прогноза сезонной температуры, приведенным выше. Причина данного правила заключается в нестационарности и относительно малой инерционности временных рядов метеорологических величины.

#### **2.4. Гидродинамические методы**

Теоретически гидродинамические методы прогноза погоды должны быть самыми совершенными, потому что опираются на математические модели атмосферы, учитывающие полный спектр происходящих в ней физических процессов. Полная система гидродинамических уравнений обычно содержит три уравнения движения по осям координат, уравнение непрерывности, уравнения притока тепла и влаги, уравнение состояния. Аналитическое решение такой системы уравнений невозможно (в математике отсутствуют соответствующие методы), поэтому приходится прибегать к приближенному, численному, решению путем итерационного интегрирования уравнений с определенным шагом по времени. Очень большое значение при численном интегрировании уравнений имеет правильное задание начальных и граничных условий, т.е. адекватное описание исходного состояния атмосферы и потоков тепла, влаги, количества движения на ее верхней и нижней границах.

Задание начальных условий сейчас не представляет большой трудности, поскольку методы наблюдений все время совершенствуются, и количество оперативной информации о крупномасштабных (синоптических) особенностях состояния атмосферы растет. Другое дело – граничные условия, они формируются под влиянием большого числа мезо- и мелкомасштабных процессов, обладающих значительной изменчивостью по территории и во времени. Сейчас не существует оперативных методов измерения и, следовательно, адекватного описания потоков тепла и влаги между атмосферой и подстилающей поверхностью. Приходится прибегать к так называемой параметризации подсеточных процессов, т.е. к выражению потоков тепла и влаги через крупномасштабные характеристики атмосферы, что, конечно, приводит к большим погрешностям при решении гидродинамических уравнений.

При интегрировании численных моделей на небольшие сроки (от 1 до 5–7 дней), проблему задания граничных условий можно существенно упростить, если считать, что за это время потоки тепла и влаги остаются постоянными и равными своим климатическим значениям, а то и вообще отсутствуют. При такой постановке задачи, вполне допустимой для краткосрочных прогнозов, атмосфера, по существу, рассматривается как адиабатическая система, в которой все изменения совершаются под действием внутренних преобразований энергии. Это означает, что будущее ее состояние определяется только начальными условиями.

Прогресс в области краткосрочных численных прогнозов, несомненно, наблюдающийся в последние десятилетия, связан помимо совершенствования технологий именно с этим упрощающим допущением: в течение малых сроков атмосферу действительно можно считать адиабатической физической системой. В настоящее время все краткосрочные и среднесрочные прогнозы циркуляции атмосферы даются только на основании расчетов по численным гидродинамическим моделям; старые синоптические методы не способны с ними соревноваться.

Для долгосрочных прогнозов, как мы видим, классические гидродинамические схемы совершенно не годятся, так как при прогнозах на месяц и сезон влияние начальных условий исчезает, на первый план выходит энергообмен атмосферы с подстилающей поверхностью и космосом. Обойтись даже климатическими параметрами энергообмена здесь невозможно, потому что при длительных сроках интегрирования уравнений модели атмосферы решающее воздействие на ее состояние оказывают колебания внешних притоков и стоков энергии.

Есть и еще одно фундаментальное обстоятельство, препятствующее применению классических гидродинамических моделей атмосферы для долгосрочного прогноза. Речь идет о пределе предсказуемости индивидуальных синоптических объектов атмосферы. В гидродинамических схемах прогноза методом пошагового, итерационного интегрирования вычисляется будущее состояние (перемещение и эволюция) отдельных циклонов и антициклонов, как правило, уже имеющихся на исходной синоптической карте. Срок существования индивидуальных барических образований не превышает 7, редко 10 суток. Практика показала, что при прогнозах



именно на эти сроки современные численные схемы оказываются уже не состоятельными (ошибка методического прогноза начинает превышать ошибку климатического). Это эмпирический или модельный предел предсказуемости индивидуальных барических образований; его конкретное значение зависит от качества гидродинамических схем и применяемой исходной информации.

Многочисленные эксперименты с простыми и самыми полными гидродинамическими моделями атмосферы показали, что существует еще абсолютный, теоретический предел предсказуемости, равный примерно 14 суткам. Его существование обусловлено фундаментальными свойствами и характером уравнений гидродинамики, являющимися математическим выражением основных законов физики атмосферы. Иными словами, за две недели атмосфера успевает полностью «забыть» свое начальное состояние. Поэтому для использования гидродинамических методов в долгосрочных прогнозах погоды необходима совсем другая, не классическая формулировка уравнений развития атмосферных процессов.

В настоящее время в исследованиях по гидродинамическим долгосрочным прогнозам погоды можно выделить три главных направления:

*Гидродинамическая теория долгосрочного прогноза функций тока и давления на среднем уровне атмосферы 500 гПа, а также температуры воздуха у поверхности земли, разработанная Е.Н. Блиновой.* В начале исследования (1943 г.) было вычислено климатическое распределение давления на неоднородной (океан-континент) Земле, при этом получены все известные центры действия атмосферы. Затем построены прогностические формулы для расчета отклонений давления, функций тока и температуры воздуха от их климатических значений (незональные возмущения). В качестве нижнего граничного условия был использован баланс потоков тепла между атмосферой и подстилающей поверхностью. Таким образом, внешний теплообмен атмосферы стал в модели Е.Н. Блиновой одним из основных факторов длительных изменений циркуляции. В последующем модель была усовершенствована путем более полного учета ряда неадиабатических факторов.

С помощью данной модели в Гидрометцентре России в течение ряда лет составлялись прогнозы средних месячных аномалий высоты изобарической поверхности 500 гПа и температуры воздуха у

поверхности земли. Проверка оправдываемости методических прогнозов показала определенное превосходство их над климатическими прогнозами, но метод все-таки не мог использоваться как основной, прогнозы по нему считались вспомогательным материалом при подготовке месячного прогноза синоптическими методами.

*Численные эксперименты с многоуровненными математическими моделями планетарной циркуляции атмосферы.* Данное направление берет начало с работ Н.Филлипса и Дж.Смагоринского (США, конец 1950-х – начало 1960-х годов), когда появилась возможность строить планетарные модели циркуляции с большим пространственным разрешением по вертикали (до 20 уровней) и горизонтали (менее 100 км). Позднее, в начале 80-х годов, появились первые совмещенные гидродинамические модели циркуляции океана и атмосферы. Все глобальные модели (тем более совмещенные модели океана и атмосферы) очень сложные, с параметризацией всех основных источников теплообмена в системе океан–атмосфера требуют для своей работы колоссальные объемы информации и максимально мощные по вычислительным возможностям компьютеры.

Именно такие сложные гидродинамические модели являются сейчас основным инструментом для расчета численных краткосрочных и среднесрочных прогнозов погоды. В области долгосрочных прогнозов использование многоуровневных моделей ограничивается пока численными экспериментами, позволяющими оценить роль того или иного внешнего фактора в формировании длительных аномалий циркуляции атмосферы, и здесь их вклад в решение данной задачи трудно переоценить. Получены выводы о влиянии рельефа земной поверхности на формирование в атмосфере центров действия и струйных течений, оценено влияние концентрации парниковых газов на тепловой баланс атмосферы, подсчитаны скорости различных преобразований энергии в атмосфере и многое другое.

Особенно важны выводы, связанные с колебаниями циркуляции атмосферы и океана в совмещенных моделях. Так, бесспорно подтверждено влияние аномалий температуры поверхности океана на возникновение аномально развитых ложбин и гребней в атмосфере, вызывающих крупные аномалии погоды; оценен временной масштаб такого влияния – от двух недель до сезона. Оказалось, что при возрастании срока прогноза свыше сезона необходимо включать в прогно-

стическую схему не только поверхностную, но и глубинную циркуляцию и термику океана. Вряд ли станет возможным интегрирование полных совмещенных гидродинамических моделей на долгие сроки в том виде, в котором они разрабатываются – существует предел предсказуемости. Однако численные эксперименты позволяют уже сейчас определять важнейшие предикторы длительных аномалий погоды и включать их в физико-статистические схемы прогноза.

*Теория долгосрочного прогноза погоды, основанная на решении сопряженных уравнений гидротермодинамики.* В конце 1970-х годов академик Г.И.Марчук предложил новый метод интегрирования уравнений гидродинамики на долгие сроки, свободный от недостатков, присущих традиционным схемам численного прогноза. Прежде всего предлагалось отказаться от использования начальных условий (вернее, положить исходные аномалии метеорологических величин равными нулю), поскольку их влияние на длительные аномалии погоды ничтожно. Таким образом, в новой схеме прогноза начальные условия заменяются климатическими данными, которые все-таки необходимы для расчета, например, адвекции поля температуры на интервале прогноза.

Для учета притоков тепла рассчитываются так называемые сопряженные функции, связывающие предыдущее состояние источников тепла на земной поверхности и будущие (на интервал прогноза) аномалии притока тепла к атмосфере. Само существование сопряженных функций авторы метода предвидели исходя из инерционности тепловых процессов в главном источнике тепла для атмосферы – в океане. Введение в схему прогноза сопряженных функций позволяет избежать пошагового интегрирования уравнений модели от начального момента до срока действия прогноза, которое, как мы знаем, из-за наличия предела предсказуемости не имеет смысла уже на срок более двух недель.

Вычисление сопряженных функций для Европы и Европейской территории России показало, что они действительно имеют максимум в Атлантическом океане, причем максимумов несколько, и все они привязаны к теплым течениям в океане. Такие районы были названы *энергоактивными зонами*. Для изучения процессов взаимодействия океана и атмосферы в энергоактивных зонах в течение нескольких лет действовала научная программа «Разрезы», включающая обширные экспедиционные исследования.

Наличие сопряженных функций отражает медленные процессы формирования теплосодержания деятельного слоя океана. В летние месяцы, когда прогрев деятельного слоя максимален, на формирование аномалий его теплосодержания влияют аномалии облачности над энергоактивными зонами (много облаков – отрицательные аномалии теплосодержания, мало облаков – положительные). В течение осени и начала зимы сформировавшиеся летом аномалии теплосодержания океана переносятся течениями к берегам Европы и далее реализуются в атмосфере в виде потоков явного и скрытого тепла, влияя тем самым на возникновение аномалий атмосферной циркуляции и погоды. Результаты этого влияния рассчитываются по сравнительно простой численной модели только на срок действия прогноза. Заблаговременность такого прогноза, исходя из характеристик сопряженных функций, составляет 6–7 мес.

*Динамико-стохастический подход к долгосрочным прогнозам погоды.* Представляет собой приложение выводов математической теории динамических систем к движению атмосферы. Общая циркуляция атмосферы представляется как сложная суперпозиция волн различных пространственно-временных масштабов, испытывающих нелинейные взаимодействия между собой. Первоначальной задачей динамико-стохастического анализа является определение тех волновых компонентов (мод), для которых в принципе возможно установить определенные закономерности продолжительных во времени изменений фазы и амплитуды. Таковыми оказались ультрадлинные волны Россби в западно-восточном переносе (зональное волновое число не более 4). Все остальные движения рассматриваются как проявление «хаоса», который не подлежит долгосрочному прогнозу. Соответственно исходные данные для прогноза подвергаются фильтрации на предмет исключения хаотических компонентов. Таким образом, динамико-стохастические модели долгосрочного прогноза описывают лишь часть суммарной дисперсии колебаний метеорологических величин, зато для этой части предел предсказуемости существенно возрастает по сравнению с возможностями классических гидродинамических моделей.

В нашей стране динамико-статистический подход развивается в Гидрометцентре России группой под руководством Д.М. Сонечкина. На базе баротропного уравнения вихря скорости для уровня 500 гПа предложена так называемая квазисинхронная гидродинамическая

модель месячного прогноза циркуляции атмосферы (вернее, одной из ее крупномасштабных мод) на пространстве северного полушария. Прогнозы поля  $H_{500}$  рассчитываются для каждой пятидневки месяца, возможна интерпретация этих прогнозов в терминах максимальной и минимальной температуры воздуха у поверхности земли. Оценка качества прогнозов за три года показала, что уровень их успешности часто выше, чем у прогнозов не методических, но в целом лежит в диапазоне успешности других существующих схем долгосрочных прогнозов.

Несомненным достоинством динамико-стохастического подхода является наличие математического инструмента для выделения в сложном ансамбле атмосферных движений таких составляющих, для которых теоретический предел предсказуемости значительно больше двух недель. Основной недостаток – ориентация исследователей исключительно на закономерности внутренней динамики атмосферы, внешние энергетические воздействия на нее не рассматриваются совсем.

На пути реализации гидродинамических моделей атмосферы для целей долгосрочного прогноза погоды лежит, как мы видели, немало трудностей. Однако эти модели заслуживают развития, так как являются наиболее полным и адекватным научным обобщением физических процессов в атмосфере. Опираясь на результаты гидродинамического моделирования, легче выявлять предикторы для синоптических и физико-статистических схем прогноза, которые пока являются основными в прогностической практике.

## Часть 3

### ФАКТОРЫ ДЛИТЕЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ПОГОДЫ

Анализ существующих методов долгосрочного прогноза погоды показал, что значительная их часть построена по принципу «атмосфера–атмосфера», т.е. предикторами будущей циркуляции и погоды выступают особенности развития атмосферных процессов в прошлом. Внешние факторы воздействия на атмосферу применяются зачастую в качестве вспомогательных предикторов, хотя, согласно современным представлениям, они должны быть основными. Ниже приводится описание возможных воздействий внешних факторов на возникновение длительных аномалий погоды. Однако нужно помнить, что каждый из них определяет будущее состояние атмосферы лишь на несколько десятков процентов, а иногда и на несколько единиц. Например, наиболее мощный и очевидный фактор, такой как тепловое влияние океана на атмосферу, обуславливает дисперсию метеорологических полей в масштабе сезона в среднем на 35–40 %. Следовательно, предстоят большие исследования по выявлению суммарного воздействия внешних факторов на атмосферу в различных географических зонах, в разные сезоны года и при разных типах атмосферной циркуляции.

#### 3.1. Солнечная активность

Анализ влияния космических источников и стоков тепла и иной энергии мы ограничим солнечной активностью. Другие вероятные космические воздействия либо очень малы по своему энергетическому потенциалу, либо их воздействие коррелирует с проявлениями солнечной активности. Поясним это на двух примерах.

В 1982–1984 гг. произошел так называемый «парад планет», который повторяется каждые 179 лет: все планеты Солнечной системы оказались одновременно в достаточно узком секторе пространства с угловыми размерами около  $60^\circ$ . На небе это красивое явление хорошо наблюдалось. В результате барицентр Солнечной системы (центр ее массы) вышел за пределы Солнца на расстояние 1,104 его радиуса, т.е. Солнце получило дополнительное вращательное движение не только вокруг своей оси, но и вокруг барицен-

тра. Предполагалось, что это вызовет бурное усиление конвекции солнечного вещества, драматическое возрастание всех видов его излучения, которое попросту сожжет жизнь на Земле или, по крайней мере, настолько изменит циркуляцию земной атмосферы, что произойдет ряд катастрофических событий, также очень опасных для нашей цивилизации. То, что мы до сих пор живы и не очень помним аномалии погоды 1982–1984 гг., свидетельствует о крайне незначительном приливном потенциале планет по отношению к Солнцу, да и к Земле тоже. Кроме того, огромный период повторения «парада планет» делает его неинтересным для долгосрочных прогнозов погоды на месяц, сезон и даже год, которыми мы занимаемся.

Другой пример космической энергии, достигающей Земли, – это галактические космические лучи (ГКЛ). Они являются потоком электромагнитного излучения и заряженных частиц, исходящих от так называемых новых и сверхновых звезд, т.е. звезд, взрывающихся в процессе своей эволюции. Энергия ГКЛ заметна и может регистрироваться, но проникает она в земную атмосферу только в периоды повышенной солнечной активности, когда возмущено магнитное поле Земли. Поэтому ГКЛ должны рассматриваться только вместе с солнечной активностью.

Для пояснения природы солнечной активности и дополнительного потока энергии во время ее проявлений рассмотрим внутреннее строение Солнца. Плазма Солнца в основном находится в состоянии лучистого равновесия; энергия, выделяющаяся в результате ядерного синтеза, передается во внешние слои светила только путем переизлучения. Зона лучистого равновесия, по современным представлениям, охватывает недра Солнца на расстоянии до 80 % его радиуса, считая от центра. Далее и до поверхности (20 % радиуса) простирается зона конвекции, где большую роль играют процессы переноса вещества; энергия выносится к поверхности динамическим путем вместе с нагретой солнечной плазмой. Именно здесь, в конвективном слое, формируются все процессы, обуславливающие нестационарность солнечного излучения, и носят они общее название – солнечная активность.

Самый верхний слой конвективной зоны толщиной около 400 км называется фотосферой. Это видимая поверхность Солнца, именно она испускает электромагнитное излучение: УФР, видимое, инфракрасное (ИК). Выше расположены два слоя солнечной атмосферы: хромосфера (5–10 тыс. км) и корона (до нескольких десятков тысяч

километров в зависимости от состояния солнечной активности). Хромосфера и, особенно корона, являются источником другого вида солнечного излучения – корпускулярного, потока элементарных частиц (протонов, электронов, альфа-частиц). Этот поток называется *солнечным ветром* и имеет следующие характеристики: скорость вытекания частиц – от 200 до 1000 км в секунду, концентрация – от 1 до 100 частиц на см<sup>3</sup>. При этом статистическое распределение данных параметров резко асимметрично. Такое распределение означает, что наряду со спокойными условиями истекания частиц солнечного ветра возникают достаточно редкие, но интенсивные высокоскоростные потоки взрывного характера. Происхождение этих потоков прямо связано с усилением солнечной активности.

Традиционно показателем солнечной активности является количество солнечных пятен – участков фотосферы с пониженной температурой (4000 К против 6000 К обычной температуры фотосферы). Размеры молодых пятен в среднем составляют 1500–3000 км, старые могут простираться на 40 000 км. Среднее время существования пятен – 15 суток, но встречаются и «долгожители», существующие до 50 суток. Очень часто пятна объединяются в группы.

Для численной характеристики солнечной активности еще в XVIII в. был предложен показатель под названием числа Вольфа:

$$W = R(10g + f),$$

где  $R$  – множитель, нормирующий отсчеты разных обсерваторий при осреднении по всему земному шару;  $f$  – полное число пятен;  $g$  – число групп пятен. Наблюдения показали, что числа Вольфа испытывают ярко выраженную цикличность со средним периодом 11 лет, при этом периоды отдельных циклов колеблются от 7 до 14 лет.

Успехи астрофизики за последние десятилетия позволили установить, что среди групп пятен чаще всего встречаются двойные – бинарные (91 %). При этом магнитные поля пятен в бинарных группах противоположные и очень сильные – 1000–5000 эрстед при средней напряженности магнитного поля Солнца около 20–40 эрстед. Стало ясно, почему температура пятен относительно низкая: их магнитные поля подавляют конвекцию солнечного вещества и вынос энергии из недр Солнца на поверхность.

Уплотнение плазмы в магнитных полях пятен приводит к взрывным процессам в солнечной атмосфере – хромосферным



вспышкам. Это – внезапные усиления яркости Солнца в активных областях над пятнами, длящиеся примерно 20 мин. и приводящие к выделению дополнительной энергии в виде усиления УФР в диапазоне длин волн от 0,18 до 0,30 мкм и солнечного ветра. Так была открыта энергетическая природа солнечной активности. Оказалось, что в годы повышенного пятнообразования Солнце действительно выделяет дополнительную энергию. Этот вывод является убедительным физическим доводом для исследования влияния солнечной активности на энергетику атмосферы, а значит, и на погоду.

Реакция атмосферы Земли на дополнительный поток энергии в период солнечных вспышек должна зависеть от носителя этой энергии. Наиболее физически понятен механизм воздействия дополнительного количества УФР на циркуляцию атмосферы. В разделе о формировании общей циркуляции установлено, что практически вся УФР с длинами волн от 0,18 до 0,30 мкм поглощается озоном в стратомезосфере и формирует здесь циркуляцию с циркумполярными вихрями: циклоном зимой и антициклоном летом. Очевидно, что дополнительный приток этой УФР должен влиять на температурное поле стратомезосферы и как-то изменять циркуляцию в ней.

Численные эксперименты с моделями стратомезосферы показали, что в летний период усиление солнечной активности действительно приводит к интенсификации циркумполярного антициклона и восточно-западного переноса. Так, расчетная скорость восточного струйного течения, огибающего антициклон, в годы максимума солнечной активности оказалась на 2,5 м/с больше, чем в годы минимума. Статистика скоростей ветра по аэрологическим наблюдениям подтверждает этот модельный результат.

Таким образом, проявление солнечной активности в стратомезосфере несомненно. Но может ли изменяющийся режим стратомезосферной циркуляции влиять на тропосферную циркуляцию и погоду? Исследования связей между верхней и нижней циркуляционными системами атмосферы показали, что такое влияние не исключено. Например, в годы максимума солнечной активности весенние перестройки стратосферной циркуляции могут осуществляться в более ранние сроки, чем обычно, вследствие дополнительного прогрева полярных районов. В целом ряде работ были установлены статистические связи между сроками весенних стратосферных перестроек (ранние и поздние) и характером погоды в сезонах весны и первой

половины лета в умеренных широтах Евразии. Физический механизм таких связей пока не разработан, но они реально существуют.

Влияние высокоскоростных потоков солнечной плазмы (солнечного ветра) на магнитное поле Земли установлено давно и с высокой степенью достоверности. Солнечный ветер несет в себе так называемое «вмороженное» магнитное поле из активных областей Солнца. Как мы уже знаем, напряженность этого магнитного поля весьма велика. Поэтому, встречаясь с магнитным полем Земли, потоки солнечной плазмы существенно искажают его, создавая уплотнение магнитных силовых линий на дневной стороне и растянутый «хвост» магнитосферы на ночной.

Возмущения геомагнитного поля солнечными корпускулярными потоками называются *магнитными бурями*. Они приводят к значительным нарушениям радиосвязи; установлено также влияние магнитных бурь на состояние здоровья человека. Повторяемость магнитных бурь четко связана с солнечной активностью: в годы максимума чисел Вольфа (повышенная активность Солнца) число бурь в 7,5 раза больше, чем в годы минимума.

Интенсивность магнитных бурь оценивается специальным индексом  $K_p$ . Это – средняя напряженность магнитного поля у поверхности земли в течение 3-часового интервала, выраженная в баллах: 0 – совершенно спокойные условия, 9 – очень сильное возмущение. Индекс  $K_p$  рассчитывается обычно по данным нескольких геомагнитных станций, равномерно расположенных по земному шару, и часто используется в качестве показателя уровня солнечной активности наряду с числами Вольфа.

Проникновение частиц солнечного ветра в атмосферу может происходить только вдоль силовых линий геомагнитного поля, т.е. в полярных областях, где эти линии входят в поверхность земли (северный полюс) и выходят из нее (южный полюс), образуя воронки – каспы. Именно здесь, в так называемых авроральных овалах, расположенных полярнее широты  $60^\circ$ , наблюдается подавляющая часть полярных сияний, возникающих вследствие возбуждения атомов кислорода и азота высокоэнергичными частицами солнечного ветра.

Полярные сияния являются доказательством энергетического влияния солнечной активности на процессы в верхней атмосфере (80–120 км, слой ионосферы  $D$ ). Однако данные о проникновении солнечной плазмы в более низкие слои атмосферы, а следовательно,

и о ее влиянии на процессы в стратомезосфере и тропосфере, носят противоречивый характер. Высказываются гипотезы, подтвержденные отдельными фактами, что высокоэнергичные протоны солнечного ветра могут проникать до высот 40–30 и даже 20 км, но сколько-нибудь удовлетворительной физической модели влияния этих частиц на энергетику атмосферы не имеется.

Тем не менее поиски статистических связей между уровнем солнечной активности и процессами в тропосфере, в том числе с погодой, ведутся очень давно. Ряд из них получен на основании обработки очень большого фактического материала и имеет высокую степень статистической надежности, что позволяет рассматривать такие связи как возможную основу для долгосрочных прогнозов погоды, несмотря на отсутствие физических механизмов, которые могли бы их объяснить.

Наиболее интересные работы в этом направлении выполнены Э.Р. Мустелем и его сотрудниками, которые исследовали изменения приземного давления в северном полушарии после хромосферных вспышек. Число привлеченных для исследования вспышек очень велико – до 2000 случаев, так что полученные выводы обладают высоким уровнем достоверности.

Оказалось, что на четвертый день после хромосферной вспышки (время достижения частицами солнечного ветра окрестностей Земли) в поле давления воздуха у поверхности земли происходят вполне определенные и заметные по величине изменения, а именно: в области климатических ложбин давление падает на 3–4 гПа, а в области климатических гребней – растет на 2–4 гПа. Таким образом, после хромосферной вспышки в атмосфере возрастает меридиональность циркуляции.

Данная закономерность была открыта еще в 20-х годах XX столетия и получила название закона акцентации барического поля. Но тогда сопоставлялись колебания давления в годы максимумов и минимумов чисел Вольфа, т.е. рассматривался многолетний результат воздействия солнечной активности на атмосферу. Здесь же закон акцентации подтвержден путем анализа элементарного события солнечной активности – хромосферной вспышки, что создает определенную базу для дальнейшей разработки физической модели закона акцентации и вообще влияния солнечной активности на атмосферу.

Связь с солнечной активностью имеет не только приземное давление, но и интегральные характеристики общей циркуляции

атмосферы. А.А. Гирс и М.Ш. Болотинская показали, что на подъеме четных по номеру 11-летних циклов чисел Вольфа увеличивается повторяемость зональной формы циркуляции в тропосфере, а на подъеме нечетных циклов увеличивается число дней с меридиональными формами циркуляции.

Использование солнечной активности в долгосрочных прогнозах погоды только на основе статистических зависимостей без их физического осмысления в целом проблематично. Дело в том, что статистические связи между показателями солнечной активности, атмосферной циркуляцией и погодой часто бывают недостаточно тесными – коэффициенты корреляции  $r$  не превышают 0,3 – 0,4. Это означает, что солнечная активность определяет колебания погоды в среднем на 10–20 %. Кроме того, даже тесные статистические связи имеют тенденцию со временем ослабевать, а иногда и менять знак. Так, количество осадков в зоне 50–60° с.ш. с 1890 по 1913 г. имело отрицательную корреляцию с числами Вольфа ( $r = -0,67$ ), но позднее знак связи резко изменился: с 1914 по 1960 г.  $r = 0,74$ .

Построение физической модели влияния солнечной активности на атмосферную циркуляцию и погоду существенно затрудняется тем, что дополнительная энергия, приходящая к Земле в периоды повышенной солнечной активности, намного меньше энергетических запасов самой атмосферы. Энергия хромосферной вспышки, попадающая на Землю, оценивается в среднем в  $10^{11}$ – $10^{12}$  Вт. Энергия одного хорошо развитого циклона –  $10^{13}$  Вт, а энергия общей циркуляции атмосферы равна примерно  $10^{15}$  Вт, т.е. в 1000–10 000 раз больше энергии хромосферной вспышки. Таким образом, прямое энергетическое воздействие солнечной активности на погоду невозможно.

Необходимо искать такие механизмы воздействия, в которых малые энергетические влияния были бы способны породить большие последствия, так называемые триггерные механизмы. Главным требованием к атмосфере, в которой возможно существование триггерных механизмов, является ее энергетическая неустойчивость. Только при таком условии малое воздействие может привести к развитию крупномасштабных процессов в том или ином направлении. Рассмотрим энергетическую устойчивость атмосферы.

Вертикальная устойчивость обусловлена вертикальной стратификацией температуры и влажности воздуха. В атмосфере возмож-

ны три типа вертикальной стратификации: сухонеустойчивая, влажнеустойчивая и влажноустойчивая.

Сухонеустойчивая стратификация, при которой  $dT/dz$  больше 1 град./100 м, формируется, главным образом, в мезометеорологических условиях (мощная кучевая облачность, грозовая деятельность). Единственным местом на земном шаре, где такая стратификация преобладает на больших пространствах в течение всего года, является пассатная зона. Здесь воздух под пассатной инверсией почти всегда сухонеустойчив. При разрушении пассатной инверсии у экватора весь запас неустойчивости реализуется в виде мощных восходящих движений и образования кучево-дождевых облаков ВЗК.

Влажнеустойчивая стратификация, при которой  $dT/dz = 0,6-0,7$  град./100 м, характерна для некоторых воздушных масс умеренных широт. При наличии такой неустойчивости зимой образуются облака слоистообразных форм на фронтах, а летом – кучево-дождевые внутримассовые.

Влажноустойчивая стратификация, при которой  $dT/dz$  менее 0,5 град./100 м, формируется, как правило, в холодных антициклонах, а они образуются в высоких широтах либо на севере умеренных.

Таким образом, именно в полярных районах, где влияние корпускулярных потоков солнечного ветра может быть максимальным (проникновение в атмосферу заряженных частиц в каспах), атмосфера обладает наибольшей вертикальной устойчивостью. Там, где атмосфера максимально неустойчива (внутритропическая зона конвергенции), влияние солнечного ветра в принципе исключено. Триггерные механизмы, реализующиеся через вертикальную неустойчивость воздушных масс, если и существуют, то, по-видимому, имеют локальный, мезомасштабный характер.

Влияние солнечной активности может осуществляться в виде разрешения горизонтальной неустойчивости зональных воздушных течений, которая имеет бароклинный характер. Одним из показателей бароклинной неустойчивости крупномасштабных течений являются значения вертикального сдвига ветра. Изучение данного параметра в глобальном масштабе показало, что весь западно-восточный перенос в тропосфере, особенно летом, находится на грани бароклинной неустойчивости. Следовательно, под влиянием малых энергетических возмущений в принципе не исключено обра-

зование крупных аномалий циркуляции. Возможно, именно этот факт послужит основой для разработки физической модели влияния солнечной активности на атмосферную циркуляцию и погоду. Это необходимый этап в исследовании и применении солнечно-земных связей для долгосрочных прогнозов погоды.

### 3.2. Геофизические факторы

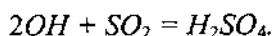
**Вулканические извержения.** Солнечная активность изменяет количество энергии, приходящей от Солнца на верхнюю границу атмосферы. Но даже если Солнце находится в спокойном состоянии, в минимуме своей активности, это еще не означает, что до поверхности земли доходит одно и то же количество энергии в единицу времени. Дело в том, что содержащийся в атмосфере аэрозоль испытывает природные и антропогенные колебания концентрации, что, конечно, отражается на поступлении солнечной радиации к поверхности земли.

Применительно к электромагнитному излучению Солнца можно говорить об астрономической и метеорологической солнечных постоянных. Астрономическая солнечная постоянная – количество энергии, приходящей на верхнюю границу атмосферы равна  $1,325 \text{ Вт/м}^2$ . Метеорологическая солнечная постоянная – количество солнечной энергии, достигающей поверхности земли. С учетом планетарного альбедо нашей планеты (36 %) она равняется  $0,848 \text{ Вт/м}^2$ . К изменениям метеорологической солнечной постоянной приводят колебания содержания аэрозоля в атмосфере.

Самым мощным источником неперiodического поступления аэрозоля являются извержения вулканов. Так, среднее по масштабам извержение вулкана Святой Августин (1976 г.) дало 6 млн. т твердого вещества и сернистого газа. Выброс катастрофического извержения вулкана Кракатау (1883 г.) оценивается в 50–100 млн. т. Если считать, что доля мелкодисперсных частиц менее 5 мкм, которые могут надолго задерживаться в атмосфере, составляет 5 % от суммарного выброса, то извержение Кракатау «доставило» в атмосферу 2,5–5,0 млн. т долгоживущего аэрозоля. Для сравнения укажем, что нормальное содержание аэрозолей в атмосфере Земли составляет около 2 млн. т. Очевидно, что крупные вулканические извержения могут в значительной степени понижать метеорологическую солнечную постоянную.

Большие извержения происходят, как правило, в тропическом поясе, однако мелкодисперсный аэрозоль (пепел) и сернистый газ  $SO_2$  выбрасываются вулканами на высоту 18–20 км, сохраняются там длительное время и распространяются до высоких широт обоих полушарий Земли меридиональными составляющими циркуляции атмосферы. Например, после извержения вулкана Агунг в Индонезии (1963 г.) прозрачность воздуха над Ленинградом снизилась на 20 %.

Рассмотрим теперь временную динамику запыления атмосферы вулканическим аэрозолем на примере хорошо документированного извержения вулкана Фуэго (Гватемала) в 1974 г. В первые один-два месяца после извержения в атмосфере преобладали мелкодисперсные силикаты (пепел). Через 4 месяца их концентрация упала до нуля, зато в атмосфере согласно химической реакции стал образовываться другой вид аэрозоля – кристаллическая серная кислота:



Максимум концентрации кристаллов серной кислоты наблюдался через 5 месяцев после извержения, а еще через 5 месяцев она в атмосфере уже не отмечалась.

Таким образом, временные и пространственные масштабы сохранения в атмосфере вулканического аэрозоля, а также степень его влияния на метеорологическую солнечную постоянную таковы, что позволяют ставить вопрос об исследовании связей крупных извержений с долговременными аномалиями погоды.

Этот вывод хорошо подтверждают численные эксперименты с моделями общей циркуляции атмосферы. В одном из них исследовалось влияние сильного извержения «типа Кракатау» на температуру атмосферы. Оказалось, что на 60-й день после извержения продукты его распространились до 70° с.ш., потеплела нижняя стратосфера на высоте 18–20 км за счет поглощения аэрозолем солнечной радиации, а в тропосфере температура воздуха, наоборот, понизилась вследствие уменьшения метеорологической солнечной постоянной. На широте 50° с.ш. это понижение достигло 4 °С. К результатам эксперимента следует добавить, что потепление в верхней атмосфере и похолодание в ее нижних слоях увеличивают вертикальную устойчивость атмосферы в целом, приводят к угасанию восходящих движений воздуха и, следовательно, к уменьшению количества осадков, т.е. к засухе.

*Колебания параметров вращения Земли.* Среди колебаний параметров вращения Земли, которые по временному масштабу наиболее близки к долговременным аномалиям погоды, следует назвать изменения скорости ее вращения и свободную нутацию земной оси.

Согласно современным представлениям, колебания скорости вращения Земли вокруг своей оси являются порождением перераспределения воздушных масс в процессе флуктуаций общей циркуляции атмосферы, т.е. выступают в качестве следствия, а не причины долговременных аномалий циркуляции и погоды, но в этом смысле они нам пока не интересны. Однако колебания скорости вращения нашей планеты могут быть хорошим интегральным показателем длительных отклонений от нормы режима циркуляции атмосферы, что можно использовать при анализе изменений погоды и климата.

Свободная нутация земной оси представляет собой ее вращение в теле Земли. Возникает она вследствие того, что Земля является эллипсоидом, а не шаром. Центром вращения является центр Земли; в процессе вращения ось, как образующая, описывает два конуса с вершинами в центре планеты и основаниями на поверхности Земли в полярных районах. В результате истинные полюса вращаются вокруг теоретических, описывая спиралеобразные окружности. Период вращения составляет 14 мес., средний диаметр окружностей на уровне моря равен 25 м.

Несмотря на малую амплитуду нутаций, они вызывают в океане и атмосфере приливы, подобные лунным, которые называются полюсными приливами. Амплитуда полюсного прилива в атмосфере очень невелика, примерно 0,8 гПа, и вряд ли может быть причиной возникновения крупных аномалий циркуляции и погоды. Однако в океане действие полюсного прилива более ощутимо: он вызывает повышение уровня океана в районе Саргассова моря на 25 мм. Как известно, подъем уровня океана здесь, достигающий в среднем климатическом 1000 мм, порождает главные геострофические течения Северной Атлантики: Гольфстрим, Северо-Атлантическое, Канарское и Северное пассатное. Подсчитано, что упомянутое выше повышение уровня океана в Саргассовом море за счет полюсного прилива приводит к усилению скорости этих течений на 10–15 см/с. Для сравнения укажем, что скорость Гольфстрима равна 100 см/с, а



скорость Северо-Атлантического течения вообще не более 20 см/с. Таким образом, полюсный прилив может увеличить скорость Гольфстрима на 10–15 %, а скорость Северо-Атлантического течения – вдвое.

Такое увеличение скоростей основных течений океана с неизбежностью приведет к образованию адвективных аномалий температуры составляющих их водных масс и к последующему влиянию аномалий температуры океана на атмосферную циркуляцию и погоду. Временные масштабы полюсного прилива соответствуют масштабу долгосрочных аномалий погоды.

### **3.3. Квазидвухлетняя цикличность атмосферной циркуляции**

В 1896 г. русский климатолог А.И.Воейков обратил внимание на чередование теплых и холодных зим на Европейской территории России с периодичностью два года. Позже Т.В.Покровская обработала ряды наблюдений за температурой зимних сезонов и пришла к выводу, что чистая двухлетняя периодичность (за холодной зимой следует теплая) соблюдается только в 60 % случаев, часто случаются нарушения двухлетней периодичности, когда за холодной зимой вновь следует холодная (а за теплой – теплая). После этих подсчетов двухлетняя периодичность как возможная основа для долгосрочных прогнозов погоды была надолго забыта.

Только в конце 60-х годов XX в. о ней вспомнили вновь в связи с открытием квазидвухлетнего цикла стратосферных ветров в экваториальной стратосфере. Это явление состоит в следующем. На высотах 20–40 км в широтной зоне 8°с.ш. – 8°ю.ш. существует чередование во времени западных и восточных зональных ветров так, что примерно один год здесь господствуют ветры западные, а в следующем году – восточные. При этом смена ветрового режима осуществляется путем постепенного опускания противоположной системы ветров из средней стратосферы (40 км) в нижнюю (20 км) со средней скоростью примерно 1 км/мес. Средний период смены ветров составляет примерно 26 мес. Именно это обстоятельство приводит здесь к нарушениям четкой двухлетней периодичности: годы с одноименным направлением ветра иногда могут идти один за другим.

Анализ стратосферной циркуляции над северным полушарием в периоды разных фаз квазидвухлетнего цикла показал, что в пери-

од западной фазы в стратосфере повышена меридиональность циркуляции, и весенние перестройки на летний антициклонический режим осуществляются в ранние сроки (вторая половина марта). В этом случае весенний прогрев полярной стратосферы происходит за счет радиационных факторов (поглощение УФР озоном) и за счет динамических (адвекция тепла из южных районов).

При восточной фазе квазидвухлетнего цикла циркуляция в стратосфере полушария носит зональный характер, и весенний прогрев полярных районов происходит только за счет радиационных факторов. Весенние перестройки циркуляции при этом осуществляются поздно (первая половина мая). Оказалось, что сроки весенних перестроек стратосферной циркуляции довольно тесно связаны с характером летней погоды в умеренных широтах полушария, в частности, на Европейской территории России (ЕТР) и в Западной Сибири. После ранних перестроек в тропосфере на ЕТР отмечается высотный гребень и сопутствующие ему положительная аномалия температуры в приземном слое и дефицит осадков. После поздних стратосферных перестроек на ЕТР преобладает высотная ложбина, отрицательная аномалия температуры и избыток осадков. В Западной Сибири картина циркуляции и погоды имеет обратный характер.

Эмпирическая модель распространения квазидвухлетних колебаний как основа для долгосрочных прогнозов погоды имеет свои плюсы и минусы. Положительным ее результатом является то, что она объясняет нарушения четкой двухлетней периодичности в погоде умеренных широт, открытой А.И.Воейковым. На основе предложенной модели эти нарушения можно предвидеть и объяснить. Неопределенность модели («минусы») заключается в том, что неясен физический механизм передачи квазидвухлетних колебаний из стратосферы в тропосферу. Возможно, срок установления летней циркуляции в стратосфере влияет на энергетику тропосферы, так как возникающий при этом большой сдвиг ветра на уровне 20 км, согласно гидродинамическим расчетам, является задерживающим слоем для крупномасштабных тропосферных волн ( волн Россби) – они не могут распространяться выше этого слоя. Раннее или позднее установление такого режима, по-видимому, определенным образом влияет на развитие циркуляции в тропосфере.

### 3.4. Взаимодействие океана и атмосферы

Нижняя циркуляционная система атмосферы (тропосфера) получает тепловую энергию от подстилающей поверхности, которая *очень разнообразна по своим природным свойствам*. Значительную часть Мирового океана составляют открытые воды, однако его полярные районы покрываются льдами, площадь и граница которых подвержены сезонным и межгодовым колебаниям. Поверхность суши существенно неоднородна: степи, леса и горы создают очень сложную картину теплообмена суши с атмосферой, адекватное описание которой пока невозможно. Поэтому для выявления наиболее важных источников тепла рассмотрим сначала роль океана и поверхности суши в процессе теплообмена «подстилающая поверхность-атмосфера» в общем (таблица).

Поток тепла от подстилающей поверхности в атмосферу			
Широтная зона	Поток тепла (Дж/год)		Вклад океана, %
	океан	суша	
30–60° с.ш.	15,55	8,30	65
0–30° с.ш.	41,17	9,58	81

Из данных таблицы видно, что вклад океана больше, чем суши, особенно в тропиках. Если учесть площади, занимаемые широтными зонами, то вклад океана на всем северном полушарии в теплообмен океан–атмосфера окажется равным 75 %. В южном полушарии, вследствие малой площади, занятой материками, вклад океана приближается к 100 %. Таким образом, аномалии теплосодержания атмосферы, а следовательно, и ее циркуляции обусловлены, главным образом, особенностями теплообмена ее с океаном. Рассмотрим поэтому виды теплового взаимодействия океана и атмосферы.

**Турбулентный теплообмен (синонимы – явный и контактный)** обусловлен разностью температуры воды и воздуха:

$$P = a(t_w - t_a)u,$$

где  $a$  – коэффициент пропорциональности;  $t_w$  – температура поверхности воды;  $t_a$  – температура воздуха,  $u$  – скорость ветра.

**Теплообмен за счет испарения влаги (синоним – скрытый теплообмен)** определяется количеством влаги, испаряющейся с поверхности воды, по соотношению:

$$E = b(e_w - e_a)u,$$

где  $b$  – коэффициент пропорциональности;  $e_w$  – упругость насыщения водяного пара при данной температуре воды;  $e_a$  – упругость водяного пара в приводном слое воздуха. Этот вид теплообмена называется скрытым, потому что само по себе испарение влаги в атмосферу еще не увеличивает ее теплосодержания, но если испарившаяся влага конденсируется в атмосфере, то в воздух выделяется тепло конденсации, равное  $LE$ , где  $L$  – удельная теплота парообразования.

В среднем по Мировому океану явный теплообмен дает 25–30 % от общего потока тепла в атмосферу, остальная часть приходится на долю скрытого теплообмена, который поэтому следует признать главным видом теплового взаимодействия океана и атмосферы. Основной поток скрытого тепла устремляется в атмосферу в тропических районах океана, в зоне внутритропической конвергенции, именно здесь расположен глобальный источник теплосодержания атмосферы.

Существует еще один механизм скрытого теплообмена, который действует только в штормовых условиях, при развитом волнении в океане и скорости ветра более 15–20 м/с. Это – испарение в воздухе брызг воды, срываемых ветром с гребней волн. Подсчитано, что за 2–3 штормовых дня атмосфера может получить такое же количество влаги (скрытого тепла), какое она получает в спокойных, маловетренных условиях. Данный механизм действует, главным образом, в умеренных и высоких широтах, где велика повторяемость штормовой погоды.

Реализация в атмосфере океанического тепла зависит от ее температурной стратификации. Для турбулентного теплообмена это следует из формулы: тем больше, чем больше положительная разность  $t_w - t_a$ , т.е. чем больше вертикальная неустойчивость воздуха в приводном слое. Поток влаги зависит от разности упругости водяного пара  $e_w - e_a$  и напрямую с температурной стратификацией не связан. Однако чтобы произошла конденсация водяного пара в атмосфере, т.е. выделение скрытого тепла, неустойчивая стратификация и возни-

кающие вследствие этого восходящие движения также необходимы. Следовательно, разность  $t_w - t_a$  является фундаментальной характеристикой теплового взаимодействия океана и атмосферы.

В умеренных и высоких широтах земного шара существуют два основных типа теплового взаимодействия в зависимости от знака разности  $t_w - t_a$ . При положительном знаке, особенно если абсолютная величина разности значительна, в атмосфере над океаном развиваются сильные восходящие движения, образуется мощная слоисто-дождевая или кучево-дождевая облачность, выпадают интенсивные осадки, в атмосферу выделяется большое количество скрытого тепла. Примерами погоды, связанной с этим типом взаимодействия океана и атмосферы, могут быть синоптические процессы зимой на восточных побережьях континентов в умеренных широтах. На Дальнем Востоке зимний континентальный муссон, имеющий температуру у поверхности земли  $-20, -25$  °С, вторгается на относительно теплое Японское море ( $5-10$  °С), что порождает бурную конвекцию, прогревание нижней тропосферы и образование здесь циклонов. В средней и верхней тропосфере на востоке Тихого океана образуется теплый высотный гребень.

Совсем другая погода формируется при отрицательной разности  $t_w - t_a$ , которая обычно отмечается в этих же районах летом. Так, у восточного побережья Северной Америки теплый континентальный воздух, поступающий с западно-восточным переносом на относительно холодную поверхность Атлантического океана, приобретает устойчивую температурную стратификацию. Охлаждающее влияние океана распространяется только на нижний слой атмосферы толщиной  $800-1000$  м, в котором образуются температурные инверсии, низкая слоистообразная облачность и туманы. Общеизвестно выражение «туманы Ньюфаундленда». Очевидно, что первый тип взаимодействия океана и атмосферы является активным, при нем атмосфера приобретает основные запасы содержащегося в ней тепла.

**Энергоактивные зоны океана.** Рассмотрим теперь географическое распространение первого типа взаимодействия. Области его максимального развития носят название энергоактивных зон Мирового океана (ЭАЗО). В северном полушарии выделяют четыре ЭАЗО: зона Гольфстрима, ньюфаундлендская и норвежская в Атлантическом океане, зона Куроисио в Тихом океане. Все они приурочены к теплым океаническим течениям: Гольфстриму, Северо-

Атлантическому, Норвежскому и Куроисио, где разность  $t_w - t_a$  максимальна вследствие повышенной температуры воды.

Наличие трех ЭАЗО в Северной Атлантике и всего одной в Тихом океане объясняется относительно небольшой шириной Атлантического океана в сравнении с Тихим, а также особенностями циркуляции атмосферы. Изменение температуры воздушной массы над океаном, ее трансформация в условиях западно-восточного переноса отмечается практически на всем ее пути через океан. Поэтому и области поступления тепла в атмосферу (ЭАЗО) существуют в Северной Атлантике как на западе, так и на востоке. При этом ЭАЗО в Гольфстриме и ньюфаундлендская прогревают воздушные массы, поступающие на океан по югу умеренных широт, а норвежская ЭАЗО – воздух арктических вторжений. В Тихом океане трансформация континентального воздуха начинается и заканчивается в ЭАЗО Куроисио, занимающей почти половину его акватории; на западе температурные контрасты между водой и воздухом уже отсутствуют.

В тропических и экваториальных районах Земли тепловое взаимодействие океана и атмосферы имеет иной характер. Воздушные массы пассатов северного и южного полушарий, относительно сухие в начале своих траекторий, насыщаются над океанами колоссальным количеством влаги, однако ее реализация в атмосфере (превращение скрытого тепла в явное) затруднена из-за наличия пассатной инверсии температуры в нижнем, примерно километровом слое воздуха: нет конвекции, нет мощной облачности, нет поэтому и прогревания атмосферы за счет освобождения скрытого тепла. Только вблизи экватора, где встречаются пассаты обоих полушарий и разрушается пассатная инверсия, вся влага, запасенная пассатами, поднимается *вверх в процессе вынужденной (конвергенция ветра) и свободной конвекции*, формируя мощные скопления кучево-дождевых облаков. Эти скопления, называемые кластерами, образуют крупномасштабную линейную облачную структуру, вытянутую вдоль экватора и являющуюся видимым на спутниковых фотографиях проявлением внутритропической зоны конвергенции (ВЗК). Именно здесь, за счет тепловых ресурсов тропической зоны океанов, формируется экваториальное звено первой ячейки меридиональной циркуляции атмосферы – ячейки Гадлея, внутри которой полученное атмосферой океаническое тепло переносится в более высокие широты. На этом основании выделяют еще одну ЭАЗО – экваториальную – как главный нагреватель

планетарной тепловой машины, в результате работы которой образуется глобальный западно-восточный перенос атмосферы.

Знак разности температуры  $t_w - t_a$  на экваторе не имеет такого решающего влияния на процессы теплового взаимодействия океана и атмосферы, как это наблюдается в умеренных и высоких широтах, но тем не менее также создает здесь два типа взаимодействия, возникающих при положительной и отрицательной аномалии температуры воды океана. Установлено, что при положительной аномалии конвекция в ВЗК развита хорошо, а при отрицательной – в определенной мере подавлена. Нетрудно понять, что два разных состояния ВЗК должны влиять по-разному и на формирование циркуляции атмосферы в масштабе всей планеты.

**Взаимодействие океана и атмосферы в тропиках.** Рассмотрим теперь крупномасштабные особенности теплового влияния океана на атмосферную циркуляцию и формирование длительных аномалий погоды. Для этого разделим процессы взаимодействия на два масштаба: глобальный, где главную роль играет экваториальная ЭАЗО, и региональный, в котором тепловое взаимодействие осуществляется в ЭАЗО умеренных и высоких широт.

Наиболее современной и развитой моделью глобального взаимодействия океана и атмосферы является модель, первоначально предложенная Я.Бьеркнесом для тихоокеанского сектора северного полушария. В настоящее время она известна под названием модель «Эль-Ниньо – Ла-Нинья». Этими испанскими терминами обозначаются две фазы температурного режима Перуанского течения у западных берегов Южной Америки. Давно было отмечено, что с периодичностью 4–5 лет воды этого течения становятся холоднее, а затем теплее нормы. В годы холодной воды у берегов Перу и Чили интенсивно развивается планктон, вследствие подъема биогенных веществ со дна океана, и активно размножается анчоус – главный объект рыболовного промысла, от успеха которого зависит благосостояние этих стран (фаза «Ла-Нинья»). Когда Перуанское течение теплеет, подъем на поверхность придонных вод и соответственно биогенных веществ резко ослабляется, что вызывает значительное падение продуктивности анчоуса и его уловов (фаза «Эль-Ниньо»). Понятно, что для жителей прибрежных районов наступление условий «Эль-Ниньо» является настоящей трагедией, и своевременный их прогноз мог бы смягчить негативные экономические последствия.

В процессе поиска прогностических решений было обнаружено, что потепление «Эль-Ниньо» не ограничивается Перуанским течением, а постепенно распространяется на экваториальные воды всего Тихого океана. На этом феномене Бьеркнес и построил свою модель. Он пришел к выводу, что температура воды на экваторе и интенсивность пассатов северного и южного полушарий изменяются в режиме автоколебаний. В годы «Эль-Ниньо», когда океан на экваторе аномально прогрет, конвекция в ВЗК усилена, увеличен, следовательно, поток скрытого тепла в атмосферу, интенсифицирована вся ячейка Гадлея. Это приводит к усилению субтропических антициклонов и пассатов.

Однако в процессе «Эль-Ниньо» заложены причины его самоликвидации. Усиление пассатов приводит к активизации дрейфовых течений в тропических районах океана, т.е. течений, вызванных ветром. Дрейфовый перенос вод подчиняется закону Экмана, согласно которому суммарный поток в слое океана, подверженном действию ветра, направлен перпендикулярно к вектору ветра, вправо от него в северном полушарии и влево – в южном. Таким образом, в области усиленных пассатов создаются условия дивергенции теплых поверхностных вод и подъема глубинных холодных вод. Этот процесс наблюдается во всей приэкваториальной зоне и в районе Перуанского течения, где теплая вода сгоняется пассатом в открытый океан, а на ее место вновь поднимаются глубинные воды, богатые биогенными веществами. Наступают условия «Ла-Нинья».

Нетрудно догадаться, что и в условиях «Ла-Нинья» содержатся предпосылки их исчезновения: постепенное ослабление ВЗК над холодной водой, ослабление субтропических антициклонов, пассатов и дрейфовой дивергенции вод. Последнее приводит к радиационному нагреванию экваториальных водных масс и восстановлению режима «Эль-Ниньо». Имеются многочисленные данные наблюдений, подтверждающие данную модель автоколебаний в тропической части Тихого океана.

Связь процессов в тропическом поясе Тихого океана с внетропической циркуляцией атмосферы осуществляется через субтропические антициклоны. При их усилении в периоды «Эль-Ниньо» интенсифицируются не только пассаты, но и ветры полярной периферии субтропических антициклонов – западно-восточный перенос.



*Региональное взаимодействие океана и атмосферы.* Данное взаимодействие осуществляется в ЭАЗО, связанных с теплыми течениями. В многочисленных физико-статистических работах, посвященных анализу этого процесса, в качестве показателя теплового влияния океана обычно используются данные по аномалиям температуры поверхности воды. При этом авторы работ стараются найти асинхронные статистические связи, в которых океан «опережает» атмосферу, чтобы эти связи можно было бы использовать в долгосрочных прогнозах. Однако следует учесть, что время реакции атмосферы на температурные аномалии океана достаточно небольшое, потому что тепловая трансформация воздушных масс над океаном в умеренных широтах занимает всего несколько суток. В долгосрочных же прогнозах погоды используются в основном месячный и сезонный масштабы осреднения данных. Отсюда следует, что статистические связи между тепловым состоянием океана и атмосферной циркуляцией в масштабах месяца и сезона будут наиболее тесными и физически объяснимыми, если они рассчитаны как синхронные. Как же такие связи использовать для долгосрочных прогнозов?

Решающим обстоятельством здесь является большая тепловая инерция океана. Анализ автокорреляционных и спектральных функций средних месячных аномалий температуры воды в главных течениях Северной Атлантики и соответствующих им ЭАЗО показывает, что среднее время сохранения аномалий одного знака – около 3–4 месяцев. Известны случаи существования однородных аномалий в течение 10 месяцев и более.

Таким образом, для использования синхронных статистических связей между тепловым состоянием океана и атмосферной циркуляцией в целях долгосрочного прогноза погоды необходимо и вполне возможно дать предварительный прогноз температуры воды в океане с достаточной точностью. Тепловая инерция океана позволяет рассчитать аномалии температуры воды на сроки до 3 месяцев вперед.

Если такой прогноз имеется, используются синхронные статистические связи между аномалиями температуры воды в ЭАЗО Северной Атлантики  $\Delta t_w$  и одним из важнейших показателей циркуляции атмосферы –  $\Delta H_{500}$  в Евразии. Анализ корреляции между этими величинами показал, что вблизи ЭАЗО отмечается положи-

тельный очаг корреляции, т.е. положительные аномалии  $\Delta I_w$  приводят к возрастанию потока тепла в атмосферу и общему росту давления в нижних ее пяти километрах, к формированию высотного гребня. Восточнее положительной области корреляции расположена отрицательная, отражающая процесс формирования длинных волн в атмосфере: гребень через 2–3 тыс. км вдоль западно-восточного переноса сменяется ложбиной.

Данная физико-статистическая модель полностью подтверждается результатами гидродинамического моделирования взаимодействия океана и атмосферы. Таким образом, располагая прогнозом температуры воды в океане, мы можем дать прогноз поля давления в атмосфере, т.е. преобладающего в будущем типа атмосферной циркуляции. Расчет характеристик погоды, по данным о прогностической циркуляции, не представляет труда; методы такого расчета были предложены во многих синоптических работах по долгосрочному прогнозу.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Багров Н.А., Кондратович К.В., Педь Д.А., Угрюмов А.И.* Долгосрочные метеорологические прогнозы. – Л.: Гидрометеиздат, 1985.
2. *Бауман И.А., Кондратович К.В., Савичев А.И.* Практикум по долгосрочным прогнозам погоды. – Л.: Гидрометеиздат, 1979.
3. *Гирс А.А., Кондратович К.В.* Методы долгосрочных прогнозов погоды. – Л.: Гидрометеиздат, 1978.
4. *Мочин А.С.* Прогноз погоды как задача физики. – М.: Наука, 1974.
5. *Мусаелян Ш.А.* Проблемы предсказуемости состояния атмосферы и гидродинамический долгосрочный прогноз погоды. – Л.: Гидрометеиздат, 1984.
6. *Русин И.Н.* Гидродинамические методы долгосрочных прогнозов погоды. – Л., изд. ЛПИ, 1984 (ЛГМИ).
7. *Сидоренков Н.С.* Атмосферные процессы и вращение Земли. – СПб: Гидрометеиздат, 2002.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие .....	3
Часть 1. Научные основы долгосрочных метеорологических прогнозов .....	5
1.1. Физические особенности долговременных изменений погоды .....	5
1.2. Общая циркуляция атмосферы .....	9
1.3. Интегральные характеристики циркуляции атмосферы .....	17
Часть 2. Методы долгосрочных метеорологических прогнозов .....	28
2.1. Синоптические методы .....	29
2.2. Физико-статистические методы .....	47
2.3. Статистические методы .....	51
2.4. Гидродинамические методы .....	54
Часть 3. Факторы длительных изменений погоды .....	61
3.1. Солнечная активность .....	61
3.2. Геофизические факторы .....	69
3.3. Квазидвухлетняя цикличность атмосферной циркуляции .....	72
3.4. Взаимодействие океана и атмосферы .....	74
Литература .....	82

Учебное издание

Угрюмов Александр Иванович

ДОЛГОСРОЧНЫЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ

Учебное пособие

*Редакторы* Л.В. Ковель

ЛР № 020309 от 30.12.96.

---

Подписано в печать 16.05.06. Формат 60х90 1/16. Гарнитура Times New Roman.  
Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл.-печ.л. 5,25. Уч.-изд.л. 5,25. Тираж 300 экз. Заказ № 37  
РГТМУ, 195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98.  
ЗАО «НПП «Система», 195112, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 80/2.

---