

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНСТВО ПО ОБРАЗОВАНИЮ  
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ  
УНИВЕРСИТЕТ (РГГМУ)

Филиал в г. Ростове-на-Дону

АНДРЕЕВА Е.С.

**МЕТЕОРОЛОГИЯ С ОСНОВАМИ  
СИНОПТИЧЕСКОЙ МЕТЕОРОЛОГИИ**

*КУРС ЛЕКЦИЙ*

гг. САНКТ- ПЕТЕРБУРГ –  
РОСТОВ – НА – ДОНУ,



2007 год

## Содержание

Введение	3
1 Предмет синоптической метеорологии	4
1.1 Основные понятия синоптической метеорологии	4
1.2 История развития синоптической метеорологии	5
1.3 Карты погоды. Принципы составления	8
1.4 Метеорологическая информация	10
2 Поля метеорологических величин и обработка карт погоды	21
2.1 Поле атмосферного давления и ветра	21
2.2 Поле температуры	24
2.3 Поле облачности, осадков и влажности	26
2.4 Подходы к анализу карт погоды	32
2.5 Обработка карт барической топографии	35
2.6 Выявление и исправление ошибок на картах погоды	39
3 Воздушные массы и атмосферные фронты	41
3.1 Воздушные массы и их классификации	41
3.2 Атмосферные фронты	56
3.3 Высотные фронтальные зоны и струйные течения	69
4 Барические системы: циклоны и антициклоны	75
4.1 Стадии развития циклонов и антициклонов	75
4.2 Условия возникновения и свойства циклонов	85
4.3 Условия возникновения и свойства антициклонов	90
4.4 Возможности регенерации циклонов и антициклонов	94
5 Прогноз синоптического положения	97
5.1 Последовательность построения карты будущего синоптического положения	99
5.2 Прогноз географического положения барических образований	100
5.3 Прогноз эволюции барических образований	104
5.4 Прогноз возникновения новых барических образований	106
5.5 Прогноз перемещения и эволюции атмосферных фронтов	111
5.6 Расчёт давления в точках поля	111
5.7 Оценка приземной прогностической карты	117
Заключение	118
Список использованной литературы	122

## Введение

*“...На том самом небосводе, на котором как символ неизменной закономерности природы странствуют вечные звезды, словно представители противоположной крайности, появляются облака, льет дождь, сменяются ветры; среди всех явлений природы именно те, которые наиболее капризно меняются, быстро и неуловимо ускользают от всякой попытки поместить их за ограду закона...”*

*Г. Гельмгольц*

Курс синоптической метеорологии является основным при подготовке метеорологов, агрометеорологов, гидрологов, а также других специалистов географических направлений.

Предлагаемый курс лекций должен ознакомить студентов с основными понятиями синоптической метеорологии, а также с задачами прогноза таких синоптических объектов как циклоны и антициклоны.

Современное развитие синоптической метеорологии, появление новых методов прогноза погоды, использование новейших компьютерных технологий и космических средств предполагает изменение взгляда на проблему предсказания явлений и условий погоды и должно учитываться при чтении лекций.

В рамках данного курса лекций изложен адаптированный научный материал по указанной проблеме, что позволит студентам успешно подготовиться к сдаче экзаменов и зачетов.

## 1. Предмет синоптической метеорологии

### 1.1. Основные понятия синоптической метеорологии

**Синоптическая метеорология** (от греч. *synoptikós* — способный всё обозреть), раздел *метеорологии*, изучающий атмосферные процессы, определяющие условия *погоды* и их изменения с целью разработки методов *прогноза погоды*.

Синоптическая метеорология изучает те атмосферные процессы, которые развиваются на обширных территориях и по масштабам относятся к звеньям *общей циркуляции атмосферы* (циркуляционные системы).

Исследования этих процессов опираются на физические законы, определяющие изменения свойств воздуха и его движение; при этом учитываются широта места, с которой связано количество притекающей солнечной энергии, а также характер и свойства подстилающей поверхности (суша, характер её рельефа, море), реализующей эту энергию. Между подстилающей поверхностью и атмосферой существует непрерывный обмен теплом, влагой и примесями разного рода.

В различных областях Земли под влиянием теплообмена с земной поверхностью формируются *воздушные массы* тропосферы с разными свойствами; пограничные зоны между ними при определённых условиях превращаются в резкие атмосферные фронты. На этих фронтах возникают атмосферные волны с длинами в сотни и тысячи км, которые в дальнейшем развиваются в вихри с пониженным и повышенным атмосферным давлением — *циклоны и антициклоны*.

Возникновение, развитие и перемещение циклонов и антициклонов, или так называемая циклоническая деятельность, определяет собой изменения в распределении воздушных масс и трансформацию последних, а тем самым и перемещение и эволюцию фронтов. Вместе с циклонами, антициклонами, воздушными массами и фронтами перемещаются связанные с ними области облаков и осадков и происходят локальные (местные) изменения ветра, температуры и влажности воздуха и других свойств атмосферы.

Таким образом, прогноз циклонической деятельности, определяющей непрерывные изменения в характере общей циркуляции атмосферы и в распределении погоды, открыл путь к прогнозу погоды, по крайней мере на

период до нескольких суток. Изучение последовательной смены типов общей циркуляции атмосферы лежит в основе большинства современных попыток решения задачи и долгосрочных прогнозов погоды.

Рабочий метод синоптической метеорологии — одновременный пространственный анализ развития атмосферных процессов и связанных с ним условий погоды при помощи *синоптических карт*, или карт погоды, которые подразделяются на приземные (по наблюдениям у поверхности Земли) и высотные (для разных уровней в атмосфере).

Представление о состоянии атмосферы на различных высотах (главным образом о распределении давления, температуры и влажности воздуха, а также ветра) получают с помощью карт барической топографии. Карты погоды позволяют установить структуру, эволюцию и движение воздушных масс, атмосферных фронтов, циклонов, антициклонов, *струйных течений* и других образований.

Помимо карт погоды, в синоптическом анализе используются и другие материалы: фотографии облачности, получаемые при телевизионной съёмке Земли с метеорологических спутников, данные наблюдений за облаками, осадками и другими явлениями погоды с помощью метеорологических радиолокаторов и т. п. На основе закономерностей, выявленных при изучении всего этого эмпирического материала, на базе гидродинамической теории, преимущественно численными методами, составляются прогнозы погоды.

## **1.2. История развития синоптической метеорологии**

Первые попытки предвидения погоды, основанные на местных признаках, относятся к глубокой древности. Наблюдения за погодой можно встретить у многих древних авторов. Летописи, исторические свидетельства, саги, легенды помогают восстанавливать климат прошлого. Например, в "Одиссее" Гомера встречается наблюдение, что Причерноморье — страна, "окутанная мглой и тучами", по которому позднее профессор Мультиановский Б.П. пришел к выводу, позже подтвержденному многими исследователями о похолодании около 1000 лет до нашей эры в этом районе. В книгах Борисенкова Е.П. и Пасецкого собраны имеющиеся с древних времен сведения о погоде и связанных с ней событиях на территории нашего государства

После изобретения в 17 веке барометра делались попытки предсказания погоды по изменению атмосферного давления в данном пункте.

Первая сеть метеорологических станций была создана в Италии сразу после изобретения ртутного барометра (1654 г.).

В России первые регулярные инструментальные метеорологические наблюдения были начаты в Петербурге в 1725 г. по инициативе учрежденной указом Петра I “Академии наук и всяческих искусств”. Первые наблюдения вел академик Майер. В 1725 г. Великая Северная экспедиция, под руководством Витуса Беринга, снаряженная по указу Петра I, организовала около 20 метеорологических станций по пути следования.

Первая метеорологическая сеть в России из 24 метеорологических станций возникла в 1733-1744 гг. также благодаря деятельности Великой Северной экспедиции, но обмен информацией осуществился только через 100 лет. В 1835 г. выпущена первая (в 1837 г. – вторая) инструкция “Руководство к деланию метеорологических и магнитных наблюдений”.

Первую попытку построения прогнозных карт предпринял в 1826 году немецкий учёный Г. В. Брандес. Но только изобретение телеграфа создало предпосылки для широкого развития синоптического метода и позволило создать *службу погоды*. Практическим толчком к этому послужила буря 14 февраля 1854, во время которой в Балаклавской бухте погибло много кораблей англо-французского флота, действовавшего на Чёрном море в период Крымской войны (1853—56). Французский учёный У. Леверье проследил перемещение этой бури в Европе по данным имевшихся наблюдений и пришёл к выводу, что её можно было своевременно предсказать при условии обмена данными наблюдений между разными странами. В Главную физическую обсерваторию в Петербурге метеорологические телеграммы начали поступать в 1856, а в 1872 в России под руководством М. А. Рыкачёва начато издание ежедневного бюллетеня погоды. Первое штормовое предупреждение по Балтийскому морю было дано 10 октября 1874.

Ещё до организации службы погоды Г. В. Дове (1837) в Германии пришёл к выводу, что изменения погоды в умеренных широтах объясняются последовательной сменой полярных и экваториальных потоков воздуха и что все атмосферные движения имеют вихревой характер.

В 60-х гг. английский учёный Р. Фицрой, развивая воззрения Дове, доказал, что в атмосфере умеренных широт всегда обнаруживаются перемежающиеся течения полярного и тропического воздуха, на границах между которыми возникают циклоны.

Эти взгляды при редкой в то время сети метеорологических станций не могли быть подтверждены и поэтому не получили развития; по этой же причине в последующие годы исследования ограничивались преимущественно изучением особенностей *барического поля* у земной поверхности.

В 20-е годы 20 в. норвежские учёные В. Бьеркнес, Я. Бьеркнес, Т. Бержерон и другие более точно сформулировали представления о воздушных массах и атмосферных фронтах, предложили схемы эволюции циклонов и антициклонов и развили волновую теорию циклогенеза.

Советская школа С. м. создавалась трудами А. И. Аскназия, С. П. Хромова, А. Ф. Дюбюка и др.

Дальнейшее развитие синоптической метеорологии происходило под знаком внедрения в синоптический анализ аэрологических наблюдений, ставших возможными после изобретения радиозонда, первая конструкция которого была предложена П. А. *Молчановым*.

В конце 40 — начале 50-х гг. рост аэрологической сети и увеличение высоты подъёма радиозондов позволили обогатить синоптическую метеорологию новыми представлениями, в частности, о струйных течениях. С 50-х гг. также интенсивно развивались методы описания и прогноза атмосферных процессов с помощью составления и численного решения уравнений атмосферной гидротермодинамики.

Основополагающее значение для развития численных методов прогноза имели работы советского учёного И. А. *Кибеля* и его последователей. Основы численного долгосрочного прогноза погоды были заложены Е. Н. *Блиновой*. За рубежом в этой области работали К. *Росби*, норвежский учёный Р. *Фьорфорт*, американские учёные И. *Мицц*, Дж. *Чарни* и др.

1957 год ознаменовался подлинной революцией в службе погоды – 4 октября 1957 г. на околоземную орбиту впервые в мире выведен искусственный спутник, а уже с 1958 г. на ИСЗ устанавливается метеорологическая аппаратура.

Спутники, с точки зрения возможностей наблюдения за погодой, можно сравнить с первыми термометрами и барометрами Эпохи Возрождения. Аппаратура, установленная на спутниках, позволяет получать информацию о состоянии погоды на всем Земном шаре, со спутников видны суша и океаны, промышленные районы и шапки полярных льдов. Спутниковая информация позволила более объективно проводить синоптический анализ, своевременно выявлять возникновение опасных и стихийных явлений погоды, в частности, там, где полностью отсутствует обычная метеорологическая информация.

В 60-е гг. начался новый этап развития синоптической метеорологии. На базе гидродинамической теории и численных методов анализа, прогноза полей давления, температуры и ветра оказалось возможным перейти к рассмотрению атмосферных процессов в целом, в масштабе всей планеты (Дж. Смагоринский и др., США) и численному краткосрочному прогнозу общего характера погоды для больших территорий.

Уточнённый локальный прогноз погоды на основе этого общего прогноза по-прежнему требует детального анализа синоптических карт на местах. Международная *программа исследования глобальных атмосферных процессов* (ПИГАП) предусматривает решение принципиальных вопросов создания надёжного численного метода долгосрочных прогнозов погоды.

Большой вклад в развитие синоптической метеорологии внесли отечественные ученые – С.И. Троицкий, В.М. Михель, Х.П. Погосян, Н.Л. Таборовский, С.П. Хромов, А.С. Зверев, Б.Л. Держзеевский, В.А. Джорджио, В.А. Бугаев, Б.Д. Успенский, Н.Е. Кочин, А.М. Обухов, А.С. Монин, Д.А. Педь, А.Л. Кац, Л.Т. Матвеев.

### **1.3. Карты погоды. Принципы составления**

Для анализа атмосферных процессов и прогноза погоды используются различные средства. Среди них: *приземные и высотные карты погоды; диаграммы и графики*, в том числе аэрологические диаграммы, вертикальные разрезы, вспомогательные номограммы.

*Приземные карты погоды* составляются путем нанесения данных, содержащихся в метеорологических телеграммах. Порядок нанесения данных и

применяемые условные знаки (символы) определяются соответствующими Наставлениями по службе погоды. На приземные карты погоды наносится большой комплекс метеорологических величин и явлений погоды, поэтому они являются наиболее информативными.

В зависимости от назначения составляются приземные карты погоды различных территорий: полушарий, части континентов или океанов, нескольких административных районов.

Для анализа состояния полей метеорологических величин на различных высотах по данным вертикального зондирования атмосферы составляются *высотные карты погоды*: карты барической топографии и изэнтропические карты.

*Изэнтропическая карта* – карта топографии (высот над уровнем моря) поверхности равной потенциальной температуры и, следовательно, поверхности равной энтропии сухого воздуха.

*Изэнтропические карты* составляются для исследовательских целей. На них наносят сведения о влажности воздуха и ветре на уровне изэнтропической поверхности. Толщина слоя между двумя изэнтропическими поверхностями характеризует вертикальный градиент температуры воздуха. Однако высоты одной и той же изэнтропической поверхности в низких и высоких широтах существенно различаются (иногда на несколько километров). Кроме того, при переходе от сезона к сезону необходимо менять набор стандартных изэнтропических поверхностей, что связано с определенными трудностями. Поэтому изэнтропические карты были вытеснены более удобными картами барической топографии.

*Карты барической топографии* подразделяются на карты абсолютной топографии (АТ) и относительной топографии (ОТ).

*Карты абсолютной топографии (АТ)* представляют собой карту высот данной изобарической поверхности над уровнем моря. При этом, областям с наиболее высоким положением изобарических поверхностей соответствует более высокое давление, а с наиболее низким – более низкое давление. Тем самым карта абсолютной топографии изобарической поверхности характеризует состояние барического поля. Кроме геопотенциальных высот, на

карту АТ наносят температуру, дефицит точки росы, скорость и направление ветра на данной изобарической поверхности.

В настоящее время в оперативной работе службы погоды используют карты АТ<sub>850</sub>, АТ<sub>700</sub>, АТ<sub>500</sub>, АТ<sub>400</sub>, АТ<sub>300</sub>, АТ<sub>200</sub>, АТ<sub>100</sub>, АТ<sub>50</sub>.

*Карта относительной топографии (ОТ)* представляет собой карту высот некоторой изобарической поверхности с высотой  $p_2$  над поверхностью  $p_1$ . Чаще всего в оперативной работе используют  $ОТ_{1000}^{500}$ .

В холодной, более плотной воздушной массе давление с высотой понижается быстрее, чем в теплой. Соответственно в холодной массе толщина слоя  $H_{p_1}^{p_2}$  меньше, чем в теплой. То есть, величина  $H_{p_1}^{p_2}$  прямо пропорциональна средней температуре слоя  $T$ . Поэтому карта относительной топографии эквивалентна карте распределения средней температуры слоя между изобарическими поверхностями  $p_1$  и  $p_2$ . Поскольку средней температуре слоя  $T$  при заданных величинах  $p_1$  и  $p_2$  соответствуют определенные значения средней плотности  $\rho$  и среднего удельного объема  $V$ , то по карте  $ОТ_{p_1}^{p_2}$  можно судить и о распределении этих величин.

Высоты изобарических поверхностей вычисляются по барометрической формуле геопотенциала.

#### 1.4. Метеорологическая информация

Метеорологической информацией называется совокупность сведений о состоянии атмосферы или о состоянии отдельных метеорологических величин.

Различают следующие виды метеорологической информации:

1. Первичную информацию о текущей погоде, непосредственно получаемую в результате метеорологических наблюдений;
2. Вторичную информацию – информацию о наблюдавшейся погоде в виде различных сводок, синоптических карт, аэрологических диаграмм, вертикальных разрезов, карт облачности, полученных по спутниковым наблюдениям и прочее.

Правильность анализа атмосферных процессов и успешность составляемых прогнозов в значительной степени зависят от качества и своевременности поступления первичной метеорологической информации.

При решении задач составления метеорологических прогнозов атмосфера должна рассматриваться как сложная система, состояние которой характеризуется рядом параметров, рассматриваемых в комплексе. В этот комплекс включаются атмосферное давление, температура и влажность воздуха, скорость и направление ветра, продукты конденсации (облачность, осадки, туманы и прочее), различные атмосферные явления (грозы, пыльные бури и тому подобное). Большинство этих параметров измеряется непосредственно или определяется визуально (например, количество облаков и их форма). Некоторые из них можно получить только путем расчетов.

Комплекс измеряемых или наблюдаемых параметров определяется двумя обстоятельствами: оптимальностью числа параметров, необходимых для обоснованного анализа состояния атмосферы и особенностями потребителя.

Первичная метеорологическая информация, используемая в службе погоды, должна отвечать некоторым общим требованиям к ней. Эти требования обосновываются, с одной стороны, внутренней структурой и закономерностями развития атмосферных процессов, методами их анализа и прогноза и, с другой стороны, запросами потребителя метеорологической информации. В соответствии с этими требованиями первичная метеорологическая информация должна быть *глобальной, комплексной, синхронной, регулярной и оперативной*. Причем все эти требования должны выполняться в совокупности.

*Глобальность* означает, что метеорологическая информация должна поступать в прогностические центры с прилегающей территории, по размерам соизмеримой с территорией континентов или океанов, а в ряде случаев – с территории всего полушария. Это определяется масштабностью и скоротечностью развития атмосферных процессов.

*Трехмерность* метеорологической информации означает, что данные наблюдений должны характеризовать состояние атмосферы не только по площади над большими географическими районами, но и по высотам, то есть в трехмерном пространстве. Такие требования к метеорологической информации диктуются тем, что атмосферные процессы развиваются в

значительной толще воздуха, взаимодействие между процессами на различных высотах оказывается очень тесным.

*Комплексность* первичной информации определяется необходимостью комплексного анализа в первую очередь полей давления, ветра, температуры и влажность в целях наиболее полного выявления закономерностей развития атмосферных процессов, особенно с учетом взаимосвязи в развитии этих полей и различных атмосферных явлений.

*Синхронность* означает проведение метеорологических наблюдений в единые физические моменты времени на всей территории, охватываемой наблюдениями, например, на полушарии. Это позволяет проводить для единого срока сравнительный, объективный анализ временной изменчивости полей метеорологических величин и явлений, синоптических объектов, с которыми они связаны.

*Регулярность* первичной метеорологической информации означает систематическое проведение метеорологических наблюдений в установленные сроки.

*Оперативность* означает, что информация должна поступать потребителю в минимально допустимые сроки. Это также неотъемлемое требование к первичной метеорологической информации.

Можно выделить следующие основные системы получения метеорологической информации:

1. Наземная сеть синоптических и аэрологических станций.
2. Судовые, стационарные и дрейфующие автоматические буйковые морские гидрометеорологические станции.
3. Метеорологические радиолокационные станции.
4. Метеорологическая космическая система.
5. Авиационная разведка погоды.

*Синоптическими станциями* принято называть те станции, которые непосредственно и регулярно используются в службе погоды. На синоптических станциях проводятся наблюдения за атмосферным давлением, температурой и влажностью воздуха, скоростью и направлением ветра, количеством, формой и высотой нижней границы

облаков, дальностью видимости в горизонтальном направлении, видом и количеством атмосферных осадков, особыми атмосферными явлениями (туман, гроза, пыльная буря, гололед и другие).

*Аэрологические станции* осуществляют вертикальное зондирование атмосферы с помощью телеметрических приборов – радиозондов. В результате этого получают данные о давлении, температуре, влажности, скорости и направлении ветра на различных высотах.

Синоптические станции должны отвечать определенным условиям:

1. Точное определение географических широты и долготы, а также высоты станции над уровнем моря.
2. Обслуживание станции квалифицированным персоналом.
3. Оснащение станции необходимым минимумом стандартных поверенных приборов.
4. Проведение наблюдений по однотипной программе и в определенном порядке, согласованном с международными метеорологическими организациями.
5. Оснащение станций современными средствами связи для мгновенной передачи результатов наблюдений в установленные адреса.
6. Репрезентативность станции, результаты наблюдений которой должны быть характерными для данного района.

Синоптические станции наземной сети проводят синхронные метеорологические наблюдения в 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 час московского декретного времени. Сроки 03, 09, 15 и 21 час называются *основными синоптическими сроками*. Остальные сроки называются *дополнительными*.

Аэрологические станции, входящие в состав наземной сети, производят зондирование атмосферы в 03, 09, 15 и 21 час московского декретного времени. Основными в данном случае являются сроки 03 и 15 часов.

Каждая синоптическая и аэрологическая станции имеют пятизначный номер, называемый *индексом станции*. Первые две цифры означают номер большого географического района, в котором

расположена станция. Последние три цифры – это порядковый номер станции в пределах данного района.

Результаты наблюдений синоптических и аэрологических станций кодируются цифрами и отправляются в установленные адреса в виде телеграмм, состоящих из нескольких пятизначных групп. Кодирование результатов наблюдений осуществляется в соответствии с существующими документами – международными метеорологическими кодами.

Серьезными недостатками сети наземных станций являются недостаточная плотность сети станций в ряде районов и дискретность наблюдений.

Постоянно действующая система получения информации в Мировом океане включает в себя в качестве основных элементов *островные гидрометеорологические станции и суда погоды*.

*Островные гидрометеорологические станции* в основном не отличаются от синоптических станций наземной сети. Они осуществляют ту же программу наблюдений и обладают теми же достоинствами и недостатками. Однако совершенно очевидно, что островные гидрометеорологические станции не могут решить задачу освещения метеорологическими данными акватории Мирового океана из-за их малочисленности и большой удаленности друг от друга.

*Суда погоды* – постоянно действующие объекты, оснащенные всей необходимой специальной гидрометеорологической аппаратурой и надлежащими средствами связи. Программа метеорологических наблюдений на судах погоды та же, что и на сухопутных станциях. С судов погоды производится регулярное радиозондирование атмосферы, а с некоторых из них и ракетное зондирование. Кроме того, на судах погоды проводятся комплексные гидрологические наблюдения.

Результаты наблюдений немедленно передаются по радио в закодированном виде. Код для передачи судовых метеорологических наблюдений в основном такой же, как и для передачи наземных данных.

*Радиолокационные станции* позволяют осуществлять непрерывный обзор состояния атмосферы как во времени, так и в пространстве. Вследствие этого в поле их обзора попадают такие явления, которые невозможно зафиксировать достаточно полно при дискретных по времени и пространству наблюдениях традиционной наземной сети синоптических станций. Это в первую очередь относится к кучево – дождевым облакам, ливням, грозам и некоторым другим атмосферным явлениям. Существенную роль метеорологические радиолокационные станции играют в обнаружении и прогнозе опасных атмосферных явлений, в обнаружении тропических циклонов и изучении их структуры.

*Метеорологическая космическая система (МКС)* состоит из двух подсистем: космической и наземной. Космическая подсистема включает находящиеся на орбите специализированные ИСЗ (искусственные спутники Земли), а наземная подсистема – наземный комплекс приема, обработки и распространения информации.

Специализированные метеорологические ИСЗ оснащены аппаратурой двух типов: обеспечивающей и специальной. Обеспечивающая аппаратура удерживает спутник в определенном положении на орбите, а также обеспечивает энергетические потребности, кондиционирование условий на спутнике, контроль за работой всех систем спутника, определение положения спутника на орбите. Специальная научная аппаратура – это та аппаратура, с помощью которой определяются непосредственно или опосредованно соответствующие метеорологические параметры. Эта аппаратура работает как обзорно – измерительная, действующая на принципе активного или пассивного зондирования атмосферы в различных участках электромагнитного спектра (оптический видимый и инфракрасный, радиодиапазон и т.д.). Спутники могут работать в двух режимах: запоминания и непосредственной передачи.

В последние два десятилетия большой объем спутниковой информации стал доступным широкому кругу пользователей благодаря глобальной компьютеризации. Данные о состоянии атмосферы и океанов поступают с космической подсистемы в главные наземные центры приема информации (рис.1). Координирующую роль в

международном обмене информацией выполняет Всемирная метеорологическая организация (ВМО).

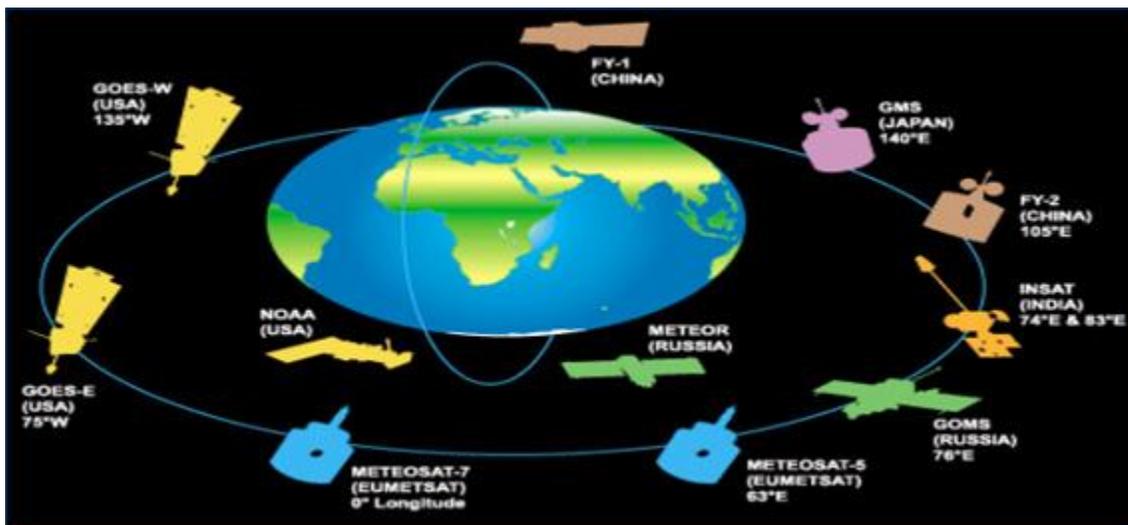


Рисунок 1 - Сеть космических наблюдений за атмосферой и Земной поверхностью.

Из рисунка 1 видно, что наблюдения в глобальном масштабе ведутся с полярно-орбитальных и геостационарных метеорологических искусственных спутников Земли (МИСЗ). В оперативном режиме международный обмен осуществляется с МИСЗ серии NOAA (на орбите функционирует уже NOAA-17) и с МИСЗ Метеосат-7. В настоящее время в обмен включаются данные 5 геостационарных МИСЗ – МЕТЕОСАТ-5,7, GMS-5 (заменен на GOES-9), GOES-EAST, GOES-WEST).

Уникальность метеорологических ИСЗ заключается в том, что, производя обзор с больших высот, они дают возможность: - проводить наблюдения одновременно в глобальном масштабе в непрерывном режиме;

- наблюдать крупно- и мезомасштабные системы погоды с одной и той же точки обзора;
- проводить мониторинг и своевременное оповещение о зарождении и приближении коротко живущих опасных циклонов макро- и мезомасштаба, создающих штормовые условия;
- практически мгновенно проводить измерения, сканирование, частичную обработку больших объемов информации.

Новейшие системы коммуникаций (связи), интегрированные в новые серии спутников, позволяют автоматически передавать данные измерений как с МИСЗ, так и через МИСЗ непосредственно потребителям в оперативном режиме.

Регулярные наблюдения с помощью приборов, установленных на МИСЗ, объединяются в Глобальную систему наблюдений (GOS – Global Observing System), которая является частью Глобальной Системы слежения за погодой (World Weather Watch). Основная цель оперативной сети МИСЗ – оценка кинематики и динамики атмосферной циркуляции в реальном режиме времени на регулярной основе. В оперативном режиме информацию МИСЗ принимают в 125 странах мира на более чем 1000 приемных станций.

*Авиационная (или самолетная) разведка погоды* получила широкое распространение как вспомогательная система получения метеорологической информации. Основная ее задача – проведение инструментальных и визуальных наблюдений за условиями погоды с самолета в заданный момент в определенном пункте. Авиационная разведка погоды может производиться в оперативных целях, главным образом для обеспечения полетов самолетов, или в научных целях. Разновидностями авиационной разведки погоды являются:

1. Аэродромное зондирование атмосферы – наблюдения за условиями погоды до заданной высоты в районе аэродрома.
2. Маршрутное зондирование атмосферы – наблюдения за условиями погоды по выбранному маршруту.
3. Попутные визуальные наблюдения за условиями погоды на рейсовых самолетах.

При авиационной разведке погоды получают сведения об облачности (о нижней и верхней границах, прослойках в облаках, турбулентности, обледенении, фазовом состоянии), наклонной и полетной дальности видимости и т.д.

Всемирная служба погоды - система, состоящая из трёх мировых и более двадцати региональных метеорологических центров, соединённых между собой каналами быстрогодействующей связи. Мировые центры находятся в Москве, Вашингтоне и Мельбурне. Основная цель Всемирной службы погоды — централизовать сбор и обработку сведений о состоянии погоды на всём земном шаре для улучшения и облегчения работы национальных метеорологических служб. Мировые и региональные центры распространяют готовые карты и сводки текущей и будущей погоды и состояния океанов, которые используются национальными и местными метеорологическими службами. Сбор, обработка и обмен информацией по каналам связи автоматизированы.

Одним из важнейших центров мировых метеорологических данных является Всемирная метеорологическая организация (ВМО) - международная межправительственная организация, специализированное учреждение ООН (с 1947); начала деятельность с 1951 (в 1873-1951 - Международная метеорологическая организация) для сотрудничества в области метеорологических наблюдений и исследований, обмена информацией и др. Местопребывание — Женева. На 1 января 1992 членами ВМО состояли 159 государств (в т. ч. Россия).

В настоящее время Гидрометеослужба России функционирует как самостоятельная Федеральная служба России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды ее состав в настоящее время входит 22 территориальных управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (УГМС), при этом большинство УГМС имеют в своем составе региональные центры по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (ЦГМС), расположенные в крупных городах. В составе Росгидромета работают 18 научно-исследовательских институтов, из них два имеют статус Государственного научного центра

(Гидрометцентр России и ААНИИ). В состав Росгидромета входят также такие оперативно-производственные подразделения, как Главный радиометеорологический центр (ГРМЦ), Главный авиаметеорологический центр (ГАМЦ), Главный вычислительный центр (ГВЦ), три военизированных службы активных воздействий на гидрометеорологические процессы. Начиная с 1999 г. создано более 20 метеорологических агентств для организации специализированного гидрометеорологического обеспечения. При службе функционирует пять техникумов, а также ряд других вспомогательных организаций (рис.2). Служба по-прежнему является одной из влиятельных в международных кругах и во Всемирной метеорологической организации. А ее руководитель, впервые после Г. И. Вильда, в 2003 г. избран Президентом Всемирной метеорологической организации.

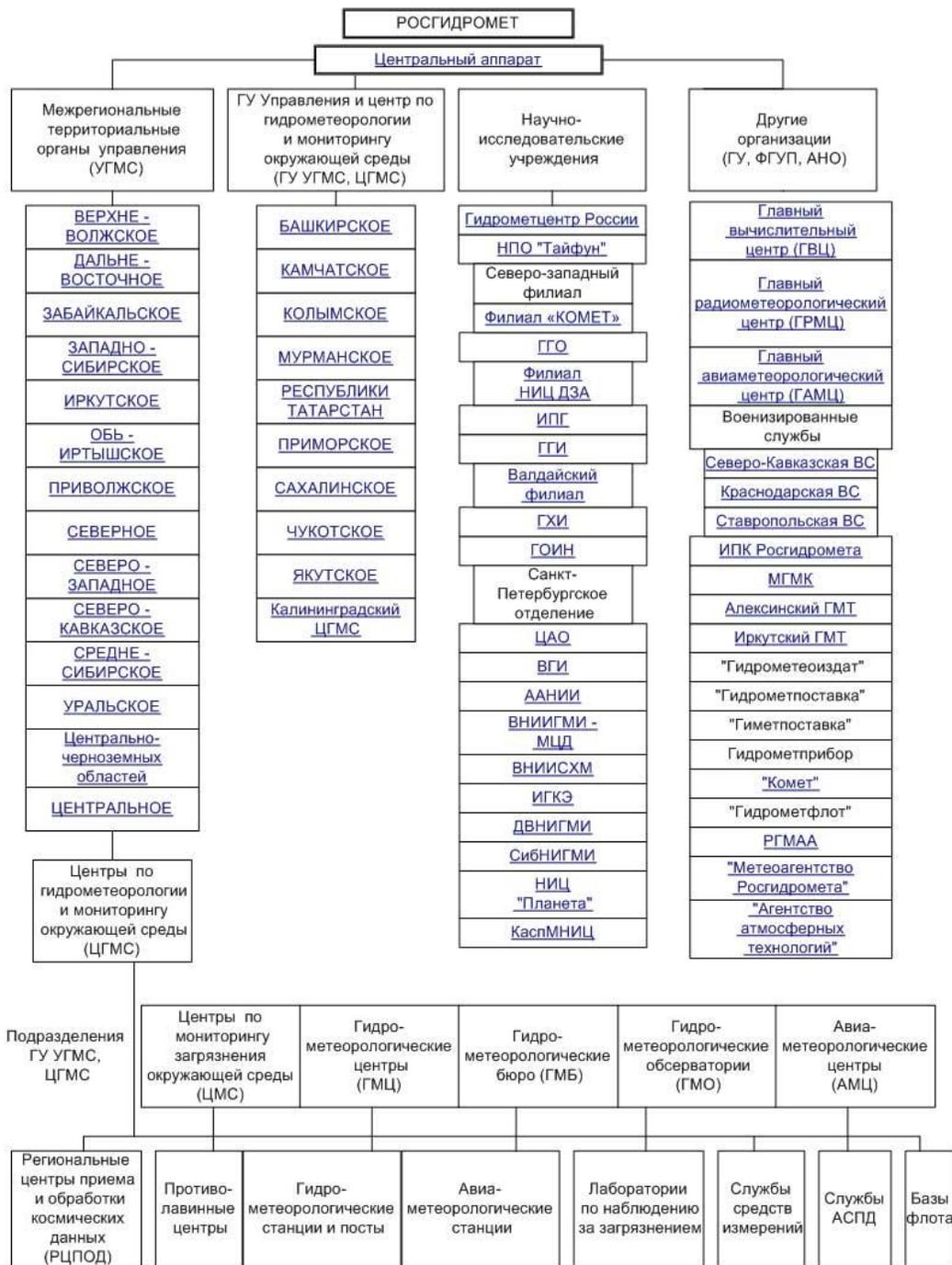


Рисунок 2 – Структура Федеральной службы России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет)

## 2. Поля метеорологических величин и обработка карт погоды

### 2.1. Поле атмосферного давления и ветра

Поля метеорологических величин, таких как давление, температура и влажность воздуха, ветер, облачность и осадки, являются сложными полями с присущими каждому из них особенностями. Анализ состояния полей этих величин является основной задачей синоптического анализа, результаты которого с учетом закономерностей развития атмосферных процессов являются исходным материалом для прогноза погоды.

*Поле атмосферного давления* является скалярным непрерывным (при диапазоне скоростей движения в атмосфере) полем. Поле является трехмерным, то есть имеет ширину, длину и высоту. Поле давления на уровне поверхности удобно описывать изобарами – линиями, представляющими собой след пересечения изобарической поверхности с уровненой поверхностью.

Для характеристики давления на различных высотах используется метод барической топографии, основанный на различии высот изобарической поверхности в областях повышенного и пониженного давления. Описывается это поле с помощью *изогипс* – линий равных высот какой-либо изобарической поверхности.

Важной характеристикой поля давления является барический градиент, который направлен по нормали к изобарической поверхности в сторону убывания давления.

Причинами изменения давления являются локальные изменения плотности воздуха различного происхождения.

Абсолютная величина междусуточной изменчивости давления с высотой уменьшается. Характерно, что знак изменения давления определенным образом связан со знаком изменения температуры. В нижней тропосфере знаки изменения температуры и геопотенциала противоположны, а в средней и верхней тропосфере – совпадают. Смена знака происходит около поверхности 700 гПа.

В развитии атмосферных процессов существенная роль принадлежит изменению давления со временем.

Ветер характеризует движение воздуха, которое является турбулентным (неупорядоченным). Однако можно определить (измерить) некоторое осредненное значение ветра, поскольку неупорядоченные мелкомасштабные колебания нивелируются. Именно этот осредненный ветер определяется на метеорологических станциях и при температурно – ветровом зондировании.

*Поле ветра* – векторное поле, характеризуется в каждой точке направлением и скоростью. Важными характеристиками поля ветра являются вертикальные градиенты модуля и вектора скорости.

Вертикальный градиент модуля определяется как разность значений скорости ветра на границах слоя единичной толщины. Эта величина часто называется градиентом скорости.

Вертикальный градиент вектора скорости определяется как разность векторов скорости на границах того же единичного слоя. Эту величину часто называют сдвигом ветра.

В среднем изменение скорости ветра с высотой значительно больше изменения направления, поэтому часто эти две характеристики численно мало отличаются.

У земной поверхности поле ветра отличается значительной сложностью, так как даже небольшие неоднородности подстилающей поверхности оказывают существенное влияние и на скорость, и на направление ветра. В свободной атмосфере поле ветра более сглаженное.

Ветер является сильно изменчивым метеорологическим параметром. Определяющей характеристикой для изменения направления ветра является скорость ветра: направление приобретает большую устойчивость при больших скоростях ветра. Изменчивость направления при данной скорости остается практически одинаковой для всей тропосферы, но резко уменьшается при переходе в стратосферу, что объясняется большей устойчивостью направления градиентов температуры и давления в стратосфере по сравнению с тропосферой. Изменчивость скорости имеет максимум в районе тропопаузы. Изменчивость скорости в тропосфере близка к изменчивости скорости в стратосфере. Изменчивость скорости

ветра мало зависит от времени года, однако большая повторяемость сильных ветров зимой приводит к некоторому ее увеличению.

Данные о пространственной изменчивости широко используются для определения радиуса действия аэрологической станции, густоты аэрологической сети и экстраполяции данных о ветре на неосвещенную территорию.

Особенно заметны временная и пространственная изменчивости ветра у земной поверхности, где существенную роль играет трение.

Известно, что у земли (на уровне флюгера) ветер отклонен от изобары в среднем на  $15^{\circ}$  над морем и  $40^{\circ}$  над сушей, а его скорость в среднем составляет соответственно 70 и 40% от скорости геострофического ветра. Кроме того, деформацию воздушного потока вызывают даже незначительные детали естественного и искусственного рельефа, растительность и т.д.

Поле ветра тесно связано с полем давления. Наличие такой связи проявляется в соответствии барических систем определенным системам синоптического масштаба.

Связь между полями давления и ветра широко используется в практике синоптического анализа. Так, при проведении изобар (изогипс АТ) на картах погоды, помимо значений давления (геопотенциала), обязательно учитываются сведения о скорости и направлении ветра, несущие дополнительную информацию о густоте и направлении изобар (изогипс). С другой стороны, при определении ветра в пунктах, где отсутствуют данные измерений, обычно предварительно путем интерполяции находится распределение давления (геопотенциала) в окрестностях этого пункта, а затем с использованием градиентных моделей или моделей, учитывающих трение, восстанавливаются скорость и направление ветра.

Согласование полей давления и ветра является обязательным элементом выполняемого объективного анализа метеорологической информации. В процессе такого анализа должно быть учтено, что поле ветра, особенно в слое трения, значительно больше, чем поле давления, подвержено влиянию сравнительно мелкомасштабных возмущений.

Основной причиной этих возмущений является неоднородность подстилающей поверхности, под влиянием которой формируются так называемые местные системы ветра (бризы, горно – долинные и другие).

## 2.2. Поле температуры

Поле температуры значительно сложнее поля давления. По горизонтали температура нередко изменяется скачкообразно. Такое изменение температуры свойственно атмосферным фронтам. Оно наблюдается также у кромки льда в морях и океанах, у границ снежного покрова, теплых и холодных океанических течений, зимой у береговой линии и т.д. Существенную роль в значительной пространственной изменчивости температуры играют неоднородности подстилающей поверхности.

В свободной атмосфере поле температуры более сглаженное, чем у земной поверхности. На изобарических поверхностях (картах  $AT_p$ ) можно выделить очаги тепла и холода, хотя и здесь еще проявляются зоны скачкообразного изменения температуры.

Поле температуры описывается с помощью изотерм, а ее изменение со временем – с помощью изаллотерм (линий равного изменения температуры).

Важными характеристиками поля температуры являются вертикальная и горизонтальная составляющие ее градиента, которые обычно называют вертикальным и горизонтальным градиентами температуры. По вертикали температура меняется значительно быстрее, чем по горизонтали. Вертикальный градиент температуры в  $10^3$  раз больше горизонтального.

В синоптическом анализе часто используется средняя температура какого-либо слоя. В этом случае удобно воспользоваться относительным геопотенциалом слоя между соответствующими изобарическими поверхностями, который является функцией только средней температуры этого слоя. Для описания поля средней температуры составляют и анализируют карты относительной топографии ( $OT_{1000}^{500}$ ,  $OT_{500}^{300}$  и т.д.).

Локальное изменение температуры складывается из трех основных составляющих: *адвективного, вертикального и индивидуального изменения температуры.*

При этом *адвективное изменение температуры* – это изменение, которое вызвано горизонтальным переносом воздушных частиц, в предположении, что на пути переноса температура самих воздушных частиц не меняется. Положительное адвективное изменение температуры обусловлено адвекцией тепла; а отрицательное – адвекцией холода. Адвективное изменение температуры в среднем составляет несколько градусов за 12 часов; однако при прохождении атмосферных фронтов оно может составить  $10^{\circ}\text{C}$  и более за меньший промежуток времени, особенно у земной поверхности.

*Изменения температуры, связанные с вертикальными движениями воздуха,* зависят от стратификации воздушных масс. При устойчивой стратификации восходящие движения приводят к понижению температуры на уровне, а при неустойчивой стратификации – к повышению. Нисходящие движения воздуха при устойчивой стратификации приводят к повышению температуры, а при неустойчивой – к понижению. Если существуют условия для сохранения знака вертикальной скорости в течение продолжительного времени (несколько суток), вертикальные движения воздуха могут привести к достаточно существенной перестройке поля температуры.

*Вклад индивидуального изменения температуры* связан с изменением температуры самой частицы. Это изменение связано в основном с притоком тепла, но может иметь и другой происхождение.

Оценка показывает, что приток тепла за счет турбулентного теплообмена значительно больше, чем за счет лучистого, и последним обычно пренебрегают.

Турбулентный теплообмен может существенно сказываться на изменении температуры в данном пункте и при практическом отсутствии адвекции за счет изменения теплового режима подстилающей поверхности в течение суток. Такое изменение температуры называют ее *суточным ходом*. Суточный ход температуры меняется в широких пределах, поскольку он зависит не только от постоянно действующих

факторов (географическая широта, время года), но и от сильно меняющихся факторов (альbedo подстилающей поверхности, прозрачность воздуха, температуропроводность и теплоемкость почвы, количество и характер облачности, скорость ветра). На амплитуду суточного хода существенное влияние оказывает облачность (ее количество и вертикальная мощность).

Кроме того, возникают *изменения температуры, обусловленные фазовыми превращениями воды в атмосфере*. Эти изменения имеют место как в приземном слое, так и в пределах почти всей тропосферы. Известно, что при конденсации и замерзании выделяется удельная теплота; при испарении и таянии тепло, наоборот, расходуется. Однако, при облакообразовании не повышается заметно температура в облаках, что, возможно, объясняется быстрым рассеиванием тепла. Несколько большую роль фазовые превращения воды играют в температурном режиме приземного слоя воздуха.

Таким образом, основной причиной изменения температуры является горизонтальный перенос воздушных масс. В свободной атмосфере при благоприятных условиях определенный вклад вносят вертикальные движения воздуха, а у земной поверхности – турбулентный обмен.

### **2.3. Поле облачности, осадков и влажности**

Поле облачности является чрезвычайно сложным дискретным полем, подверженным большой временной изменчивости. Оно описывается рядом характеристик, определяемых как инструментально (высота нижней и верхней границы), так и визуально (количество и форма облаков).

Для поля облачности характерно существование облачных систем в виде полос, ячеек, гряд, вихрей различного масштаба.

Облачность образуется практически в пределах всей тропосферы и располагается в больших диапазонах высот.

Горизонтальная протяженность облачных систем изменяется в крайне широких пределах: от 10 до  $10^4$  км.

При синоптическом анализе облачные системы подразделяются на фронтальные и внутримассовые, причем в основу положены факторы, приводящие в каждом случае к облакообразованию.

*Фронтальные облачные системы* обязаны своим происхождением обширным зонам восходящих вертикальных движений влажного воздуха у атмосферных фронтов, главным образом в областях пониженного давления (циклонах, ложбинах). Основную часть обширной фронтальной облачной системы составляет система высоко – слоистых и слоисто – дождевых облаков, а также часто перисто – слоистых и перистых. Горизонтальная протяженность такой системы составляет  $10^3$  км, а вертикальная мощность до 9 – 10 км. Фронтальные облачные системы имеют настолько характерные черты, что это позволило разработать типовые схемы фронтальной облачности, широко используемые в практике синоптического анализа и прогноза.

*Внутримассовые облачные системы* можно подразделить на два типа: слоистообразные и конвективные.

*Слоистообразные облачные системы* - это слоистые или слоисто – кучевые облака такого же горизонтального масштаба, как и фронтальные, но значительно меньшей вертикальной мощности. Образуются они чаще всего при перемещении относительно теплого, устойчиво стратифицированного влажного воздуха над холодной подстилающей поверхностью.

*Мезомасштабные слоистообразные облачные системы* (горизонтальная протяженность до  $10^2$  км) образуются под высотными инверсиями в антициклонах.

*Конвективные облачные системы* – это гряды или ячейки кучевых, мощных кучевых и кучево – дождевых облаков, которые образуются в неустойчиво стратифицированном влажном воздухе.

Более тщательным изучение облачных систем различного масштаба стало возможным после появления метеорологических искусственных

спутников Земли. Метеорологические космические системы (МКС), состоящие из нескольких спутников с телевизионной и инфракрасной аппаратурой, могут непосредственно обозревать облачные поля, имеющие размеры от 10 до  $10^4$  км. За сутки или за несколько часов они дают картину облачности в глобальном масштабе, а применение нефанализа позволяет более подробно изучить строение поля облачности, выявить структуру облаков и классифицировать облачные системы.

На основе обобщения и изучения полученной со спутников информации об облачных системах была предложена следующая их классификация:

1. Мезомасштабные облачные системы.
  2. Облачные системы субсиноптического масштаба.
  3. Облачные системы синоптического масштаба.
  4. Облачные системы планетарного масштаба.
1. *Мезомасштабные облачные системы* имеют размеры от 10 до 250 км. Они подразделяются на облачные гряды, облачные ячейки, волнистые облака и мезомасштабные вихри.

*Облачные гряды* – системы конвективных облаков, образующих группы в виде цепочек длиной от 30 до нескольких сотен километров.

*Облачные ячейки* – системы конвективных облаков ячеистой структуры. Ячейки имеют квазишестиугольную форму. Возникают при конвективном перемешивании в основном потоке воздуха. Горизонтальные размеры ячеек от 10 до 100 км. Различают открытые и закрытые ячейки. Открытые ячейки состоят из облаков кучевых форм, количество которых не превышает 5 баллов. Закрытые ячейки состоят из слоисто – кучевых облаков, часто в сочетании с кучевыми. Количество облачности 7 – 10 баллов.

*Волнистые облака* – система волнистых полос шириной от нескольких до десятков километров, которые разделены безоблачными прослойками такой же ширины. Образуются под

влиянием орографического эффекта, а также под высотными инверсиями.

*Мезомасштабные вихри* – облачные системы размером в основном от 50 до 200 км, состоящие из чередующихся спиралей. Эти системы представляют собой вихреобразные возмущения в поле слоисто – кучевой облачности. Возникают они под влиянием горизонтального сдвига ветра или орографического эффекта. С подветренной стороны высоких мысов, полуостровов, островов образуются цепочки мезомасштабных вихрей, длина которых может достигать 1 000 км.

2. *Облачные системы субсиноптического масштаба.* Различают вихри в слоистой и слоисто – кучевой облачности, вихри в кучево – дождевой облачности, линии шквалов и скопления кучево – дождевых облаков. Диаметр вихрей равен 200 – 500 км. Вихри часто образуются в тылу циклона при развитии конвекции.
3. *Облачные системы синоптического масштаба* подразделяются на облачные полосы и вихри.

*Облачные полосы* обычно связаны с облаками фронтального происхождения. Длина их от нескольких сотен до нескольких тысяч километров. Ширина полосы превышает 100 км.

*Облачные вихри* – облачные системы размером по диаметру 1 000 км и более. Обычно они связаны с хорошо развитыми циклонами умеренных широт или с тропическими циклонами.

4. *Облачные системы планетарного масштаба* подразделяются на планетарные облачные полосы внетропических широт, полосы облачности верхнего яруса субтропических широт и внутритропические облачные полосы.

*Планетарные облачные полосы внетропических широт* прослеживаются на глобальных фотомонтажах. Составными частями этих облачных планетарных систем являются полосы и спирали, связанные с перемещающимися группами циклонов и фронтов.

*Полосы облачности верхнего яруса в субтропиках* связаны со струйными течениями, простирающимися на тысячи километров в верхней тропосфере.

*Внутримассовые облачные полосы* – это системы конвективных облаков вблизи экватора, которые простираются с перерывами или без них на несколько тысяч километров.

*Поле осадков* значительно сложнее поля облачности. *Обложные осадки*, как правило, имеют фронтальное происхождение и формируются в системы, а *ливневые осадки* имеют очаговый характер. Существует достаточно четкий годовой ход количества обложных и ливневых осадков. При этом годовой количества ливневых осадков в общих чертах соответствует годовому ходу температуры.

*Обложные осадки* чаще всего выпадают из системы слоисто – дождевых облаков, имеющих фронтальное происхождение. Интенсивность этих осадков прямым образом связана с вертикальной мощностью облаков. Зона обложных осадков, выпадающих из системы слоисто – дождевых облаков может соединиться с зоной обложных осадков, выпадающих из достаточно мощных внутримассовых слоистообразных облаков, хотя для последних наиболее характерны морозящие осадки, отличающиеся от обложных значительно меньшей интенсивностью.

*Ливневые осадки* выпадают из кучево – дождевых облаков как внутримассового, так и фронтального происхождения.

*Поле влажности* является сложным дискретным полем, особенно у земной поверхности. Это объясняется большой изменчивостью влажности за счет различного рода факторов (изменение температурного режима, испарение, конденсация и т.д.).

*Влажность воздуха* описывается различными характеристиками. В синоптической практике чаще всего пользуются точкой росы и ее дефицитом, относительной и удельной влажностью.

Водяной пар поставляется в атмосферу путем испарения воды с водных поверхностей. Воздушные течения переносят водяной пар в различные районы земного шара, вследствие чего всегда существуют горизонтальные градиенты влагосодержания.

Так как упругость насыщения зависит от температуры, то и упругость водяного пара в своем среднем распределении соответствует распределению температуры, то есть максимум упругости приходится на низкие широты, минимум – на высокие.

Неоднородность подстилающей поверхности очень сильно сказывается на содержании водяного пара в атмосфере. Это определяет наличие больших зональных составляющих горизонтального градиента влагосодержания. В пределах одного и того же широтного пояса наибольшее содержание водяного пара отмечается над океанами.

Наличие значительных горизонтальных градиентов содержания водяного пара, которое можно охарактеризовать, например, удельной влажностью  $q$ , в сочетании с наличием переноса воздуха приводит к существенным адвективным изменениям удельной влажности (до нескольких г/кг в сутки).

В изменениях влагосодержания существенную роль играет вертикальный обмен, причем вертикальный поток удельной влажности определяется ее вертикальным градиентом и коэффициентом турбулентного обмена.

Чаще всего удельная влажность с высотой уменьшается, так как основным источником поступления водяного пара в воздух является подстилающая поверхность. В этом случае поток водяного пара направлен снизу вверх. Однако в конкретных условиях может наблюдаться инверсионное распределение влажности, например, за счет неравномерного ее адвективного изменения по высоте. В таких случаях поток водяного пара направлен сверху вниз. Эти обстоятельства имеют существенное значение при образовании облачности и туманов.

## 2.4. Подходы к анализу карт погоды

В основе синоптического метода лежит картографирование одновременных метеорологических наблюдений, то есть составление карт погоды, или синоптических карт. Эти карты характеризуют погоду географического района в единый физический момент времени.

Первое, что необходимо сделать при анализе карт, это придать им *наглядность*. В процессе решения этой задачи определяются закономерности распределения метеорологических величин и географического положения синоптических объектов, то есть циклонов и антициклонов, воздушных масс и фронтов, а также выявляются ошибки в нанесении данных и анализе предыдущих карт погоды. Решается эта задача в процессе обработки (первичного анализа) карт.

Вторая задача заключается в выявлении структуры синоптических объектов, их эволюции и перемещения, а также в выявлении тенденций в развитии синоптических процессов и в изменении условий погоды.

Третья задача – вычисление дополнительных характеристик, непосредственно не наблюдаемых (горизонтальные градиенты давления и температуры, вертикальная составляющая скорости ветра и др.).

Таким образом, *первичный анализ (обработка) приземных карт погоды* заключается в выполнении следующих операций:

1. Проводят и надписывают изобары в виде плавных непрерывных линий (в основном, через 5 гПа).
2. Проводят и надписывают изолинии тенденций в виде тонких прерывистых линий (равного изменения давления за 3 часа) (через 1 гПа). В центре области падения давления красным карандашом ставится буква «П», а рядом справа проставляется значение максимального понижения давления с точностью до десятых долей гПа. Аналогично в центре области роста давления синим карандашом ставится

буква «Р» и проставляется значение максимального повышения давления.

3. Выявляют и обозначают центры циклонов, антициклонов, областей падения и роста давления. При этом учитывают изобары, ветер: в центре циклона (антициклона) наблюдается штиль, в окрестностях центра направление должно соответствовать циклонической (антициклонической) циркуляции. Часто ограничиваются приближенным определением положения центра циклона или антициклона, полагая, что он совпадает с геометрическим центром области внутри первой замкнутой изобары, кратной 5. При отсутствии достаточных данных о распределении давления (например, над океанами) полезно учитывать, что центр барической системы обычно смещен относительно геометрического центра в сторону более сильных ветров. Наибольшее внимание необходимо уделять случаям, когда радиус первой замкнутой изобары, кратной 5, очень велик. В таких случаях более внимательный анализ позволяет часто обнаруживать несколько циклонических или антициклонических центров, объединенных общими изобарами. Такие центры называются сопряженными. При этом говорят о двух-, трехцентровой, или, более обще, о многоцентровой циклонической или антициклонической системе. В центре каждого циклона на карте погоды ставится простым черным карандашом буква «Н», а в центре антициклона – буква «В», что соответствует начальным буквам слов «низкое» и «высокое» давление. На основных картах погоды обычно отмечается положение центров циклонов и антициклонов в предыдущие сроки наблюдений, наносится траектория их перемещения и указывается ожидаемое их смещение. Для этого на анализируемую карту погоды с предыдущих карт переносят положение данного циклонического или антициклонического центра, причем положение центра циклона в предыдущие сроки отмечается зачерненными кружками, а антициклона – светлыми кружками. Соединив кружки отрезками прямой, получим приближенно траекторию смещения центра. Последний

отрезок изображается в виде стрелки, упирающейся острием в букву «Н» или в букву «В». Над кружками, обозначающими положение центра 12, 24, 36 часов назад и т.д., рекомендуется надписывать значение давления в центре в эти моменты времени в целых гПа, а под кружками - число и срок наблюдения. Ожидаемое перемещение центра через 12 или 24 часа отмечается прерывистой стрелкой, начинающейся у центра и заканчивающейся в точке, куда ожидается смещение данного центра.

4. Выявляют и выделяют цветными карандашами осадки и другие явления погоды, эти операции называют *подъемом карты*. Зона обложных осадков сплошь закрашивается зеленым карандашом, зона туманов – желтым. Остальные явления погоды отмечаются условными знаками.
5. Проводят линии атмосферных фронтов. При одноцветной печати и на картах факсимильных передач полукружки (условные обозначения для фронтов) обращают со стороны теплой воздушной массы в сторону холодной, треугольники – со стороны холодной воздушной массы в сторону теплой. Основные признаки фронта на приземных картах погоды следующие:
  - наиболее часто линия фронта проходит вдоль оси барической ложбины;
  - вдоль линии фронта наблюдается сходимость, или конвергенция, ветра;
  - при переходе через линию фронта обычно наблюдается скачкообразное изменение температуры воздуха (от 3 – 5 до 10<sup>0</sup>С), могут изменяться и другие метеорологические величины (точка росы, горизонтальная видимость);
  - барическая тенденция, как правило, различна по обе стороны фронта. Перед теплым фронтом обычно располагается хорошо выраженная область падения давления, за холодным – область роста давления; перед

фронтом окклюзии часто отмечается область падения, а за фронтом – область роста давления;

- вдоль линий фронта располагаются системы облаков и зоны осадков, характерные для каждого вида фронта. Перед теплым фронтом типична система слоисто – дождевых облаков и зона обложных осадков. Вдоль холодного фронта типичны кучевые облака и ливневые осадки. У фронтов окклюзии облака и осадки часто располагаются по обе стороны фронта, причем осадки могут быть как обложными, так и ливневыми.

Слабо выраженные (размытые) атмосферные фронты не всегда удается вывить на картах погоды или однозначно определить их свойства, что придает анализу таких фронтов характер некоторой субъективности.

Детальные указания по составлению и обработке карт погоды содержатся в Наставлении по службе прогнозов. При этом, обработка карт погоды не является чисто технической операцией. Она осуществляется с применением основных принципов синоптического анализа, что требует глубокого понимания физической сущности атмосферных процессов.

## **2.5. Обработка карт барической топографии**

При обработке карт абсолютной топографии (АТ) выполняют следующие операции:

1. Проводят и надписывают изогипсы черными линиями (кратные 4) параллельно к векторам ветра.
2. Выявляют и обозначают буквами центры высоких циклонов (Н) и антициклонов (В).
3. Проводят (без надписей) изотермы красными линиями через 2<sup>0</sup>С. Центр области тепла обозначают буквой «Т» (красным карандашом), центр области холода – буквой «Х» (синим карандашом).

4. Линии фронтов проводят только на картах АТ<sub>850</sub> с учетом условных знаков.
5. На карте АТ<sub>700</sub> проводят и надписывают изаллогипсы (кратные 4), то есть линии равных изменений геопотенциальных высот поверхности 700 гПа за последние 12 или 24 часа. Подобно изотенденциям, в центре области понижения поверхности ставится красным карандашом буква «П» со значением максимального понижения поверхности в индексе; в центре области повышения поверхности аналогично ставится синим карандашом буква «Р» со значением максимального повышения поверхности в индексе.
6. На карты поверхностей 850, 700, 500, 400, 300, 200, 100 гПа и т.д. условными знаками переносят положение основных барических образований с приземной карты погоды того же срока. При обозначении ложбин или гребней штрих ставят в направлении оси от центра циклона или антициклона соответственно, а при обозначении волнового возмущения штрихи ставят параллельно направлению перемещения возмущения.
7. В центрах высотных барических образований можно цифрами отмечать ожидаемое через 12 или 24 часа изменение высоты изобарической поверхности или отмечать только знак ожидаемого изменения высоты (без изменений «0»; понижение «-»; повышение «+»). Можно также отмечать ожидаемое перемещение высотного центра небольшой черной стрелкой, начинающейся у центра. Вдоль стрелки проставляется ожидаемая скорость перемещения в км/ч.
8. Проверяют все надписи, включая дату и срок наблюдения; карта подписывается синоптиком.

При обработке карт относительной топографии (ОТ) выполняются следующие операции:

1. Проводят и надписывают изогипсы черным карандашом (кратные 4). Области замкнутых изогипс с наименьшими значениями  $H_{1000}^{500}$  в центре называются областями холода,

и в их центрах черным карандашом надписывают «холод». Аналогично в центрах тепла (наибольших значений  $H^{500}_{1000}$ ) надписывают «тепло». При проведении изогипс на картах ОТ учитывается термический ветер, подобно тому, как при проведении изогипс на картах АТ учитывается обычный ветер.

2. Проводятся и надписываются изаллотермы (через  $2^{\circ}\text{C}$ ), точнее – изаллогипсы относительных высот, характеризующие изменения  $H^{500}_{1000}$  за поледние 12 или 24 часа. В центрах областей повышения температуры ставится буква «Т» с индексом, указывающим на максимальное повышение средней температуры слоя. В центрах областей понижения температуры ставится буква «Х» с индексом.
3. Переносят (копируют) линии фронтов с приземной карты погоды.
4. Проверяют все надписи, карта подписывается синоптиком.

Если составляются карты  $OT^{700}_{1000}$ ,  $OT^{300}_{1000}$  и т.д., то их анализ производится аналогично анализу карты  $OT^{500}_{1000}$ .

Если на один бланк карты нанести изогипсы карты  $AT_{700}$  и изогипсы карты  $OT^{500}_{1000}$ , то полученную карту называют *картой термобарического поля тропосферы* или, точнее, *нижней половины тропосферы*. Применяют также термин *термобарическая карта (карта ТБ)*. Аналогично может быть составлена карта ТБ любого другого слоя. Можно говорить также о карте ТБ любого уровня, например,  $TБ_{700}$ , если рассматривать системы изогипс и изотерм на этом уровне. В целом карта термобарического поля удобна для определения переносов тепла и холода, то есть адвекции тепла или холода в рассматриваемом слое. На карте термобарического поля изогипсы ОТ (изотермы) проводят красным карандашом ( в одноцветной печати – прерывистыми линиями), изогипсы АТ – черным карандашом.

Кроме того, в практике синоптического анализа обрабатываются и так называемые *вспомогательные карты*:

- карты опасных и неблагоприятных (особо опасных, стихийных в предыдущих названиях) явлений погоды, на которых проводят изохроны (изолинии равных моментов времени появления на станциях указанных явлений погоды);

- карты экстремальных значений температуры, осадков, снежного покрова и состояния почвы, на которых проводят изогиеты (линии равных количеств осадков за ночь или день) черным карандашом для значений осадков 1, 5, 10, 20, 30 и 50 мм и надписывают их. Площади между изогиетами можно слегка закрашивать в следующие цвета: 1 – 5 мм осадков – красный цвет; 5 – 9 мм – желтый; 9 – 20 мм – синий; 20 – 30 мм – сиреневый или коричневый; 30 – 50 мм – зеленый; >50 мм – черный. Границу снежного покрова показывают условными знаками. Границу заморозков в переходные сезоны (осенью и весной) также обозначают условными знаками;

- карты влажности, на которых проводят изолинии дефицита точки росы. По данным карты АТ<sub>850</sub> проводят изолинии 2, 4, 8 и 12<sup>0</sup>С; по данным карты АТ<sub>700</sub> – изолинии 2, 5, 10 и 15<sup>0</sup>С; по данным карты АТ<sub>500</sub> – изолинии 2, 7, 15 и 22<sup>0</sup>С. Изолинии 4, 5 и 7<sup>0</sup>С проводят красным карандашом. При таком дефиците точки росы на соответствующей изобарической поверхности для достижения состояния насыщения требуется подъем частицы воздуха на уровень, где давление примерно на 50 гПа ниже, чем на уровне данной изобарической поверхности. Область внутри изолинии 2<sup>0</sup>С выделяется горизонтальной штриховкой и делается надпись «влажно»; область за пределами изолиний соответственно 12, 15 и 22<sup>0</sup>С выделяется вертикальной штриховкой и надписью «сухо»;

- карты вертикальных движений, на которые наносят значения индивидуального изменения давления поднимающейся или опускающейся частицы воздуха за 12 или 24 часа. Изолинии проводят через 25 гПа, что примерно соответствует значению вертикальной составляющей скорости 0,5 м/с, если изменение давления составляет 1 гПа/12 ч; при вертикальной составляющей скорости 0,25 м/с - величина изменения давления равна 1 гПа/24 ч. Изолинии с величиной изменения давления менее 0 (восходящие

движения) проводят красным карандашом (или сплошными черными линиями), изолинии с изменением давления более 0 (нисходящие движения) – синим карандашом (или прерывистыми черными линиями). В центре области восходящих движений воздуха проставляют максимальное значение изменения давления с соответствующим знаком.

- карты тропопаузы, на которых проводят изолинии равных значений давления, обозначают области наибольших и наименьших высот, проводят изотермы, обозначают области тепла и холода;

- карты максимальных ветров, на которых затушевывают зеленым цветом области максимальных ветров, очерчиваемые изотахой 30 м/с (около 100 км/ч); проводят жирными длинными стрелками оси струйных течений; затушевывают центральные области максимальных ветров (красным цветом) и ставят красным карандашом скорость максимального ветра и высоту оси струйного течения; отмечают положение центров основных барических образований (переносят с приземной карты).

К *вспомогательным картам* можно отнести карты термобарического поля нижней половины тропосферы; карты, предназначенные для факсимильных передач, а также для издания в бюллетенях погоды.

## **2.6. Выявление и исправление ошибок на картах погоды**

При анализе карт погоды встречаются ошибки в нанесенных данных и предыдущего анализа карт погоды, которые необходимо выявить и исправить.

На приземных картах различают *систематические ошибки* (за счет неисправности прибора, неправильного определения высоты станции над уровнем моря и т.п.) и *случайные ошибки* (за счет неправильной записи показаний прибора, ошибок при кодировании, передаче данных и при их нанесении на карту).

Следует различать систематические ошибки и *систематические отклонения* тех или иных характеристик погоды на данной станции от показаний средних станций, когда такие отклонения являются результатом *нерепрезентативности станции*.

Основным приемом выявления ошибок на картах погоды является сопоставление сомнительных с точки зрения синоптика данных с аналогичными данными на соседних станциях на этой же карте или с данными этой же станции на предыдущей карте.

На картах барической топографии, как правило, наблюдаются лишь случайные ошибки, связанные с ошибками радиозондирования и вычисление высот изобарических поверхностей, а также кодирования, передачи и нанесения данных.

Одним из принципов синоптического анализа является историческая последовательность анализа. Это означает, что географическое положение центров циклонов и антициклонов, а также линий фронтов на данной карте погоды по сравнению с их положением на предыдущей карте не должно противоречить происходящим в атмосфере физическим процессам. Это же относится и к стадиям развития циклонов, а также к согласованности анализа приземных и высотных карт.

### 3. Воздушные массы и атмосферные фронты

#### 3.1. Воздушные массы и их классификации

В тропосфере формируются однородные по физическим свойствам *воздушные массы*, внутри которых наблюдаются небольшие горизонтальные градиенты температуры и ряда других метеорологических величин, а изменения этих величин с высотой имеют определенную закономерность, характерную для данной воздушной массы в целом.

*Горизонтальные размеры* воздушных масс составляют тысячи километров, а *вертикальные* – несколько километров.

В одних случаях воздушные массы простираются от поверхности земли до тропопаузы, а в других – наслаиваются друг на друга, причем, как правило, более теплая воздушная масса располагается над более холодной.

*Переходная зона* между соседними воздушными массами может быть достаточно широкой (200 – 500 км). Если в такой переходной зоне горизонтальные градиенты температуры велики, то она называется *фронтальной зоной*.

В ряде случаев граница между воздушными массами выражена весьма резко, так что на картах погоды можно провести четкую линию раздела двух воздушных масс, называемую *линией атмосферного фронта*, или сокращенно *линией фронта*.

В вертикальной плоскости переходной зоне соответствует *переходный слой*, который в случае атмосферного фронта располагается наклонно и называется *фронтальным слоем*.

*Длина* переходной (фронтальной зоны) измеряется тысячами километров в соответствии с горизонтальной протяженностью воздушных масс.

*Ширина* переходной (фронтальной зоны) измеряется сотнями километров. В приземном слое ширина зоны фронта составляет всего несколько десятков километров.

*Толщина* фронтального слоя измеряется сотнями метров (иногда до 1 – 2 км), так что при решении некоторых задач можно в целях упрощения рассматривать его как наклонную *фронтальную поверхность*.

Свойства воздушных масс связаны с географическим районом их формирования. При этом, когда температура воздушной массы перестает изменяться, считается, что такая масса полностью *сформировалась*. Речь в данном случае идет только о средней суточной температуре. В пределах суток температура в приземном слое может существенно меняться. Установившаяся температура, типичная для данного географического района и сезона, называется *температурой равновесия*.

Очевидно, что в различных очагах формирования воздушных масс, то есть в географических районах с устойчивыми условиями атмосферной циркуляции, может одновременно происходить формирование различных воздушных масс.

При изменении условий атмосферной циркуляции воздушная масса как целое смещается из очага своего формирования в соседние районы, соприкасаясь и взаимодействуя на пути перемещения с другими воздушными массами, которые по своим свойствам могут существенно отличаться от рассматриваемой массы.

При перемещении воздушная масса непрерывно изменяет свои свойства вследствие взаимодействия с подстилающей поверхностью и под влиянием изменившихся условий радиационного баланса. Этот процесс эволюции, называемый *трансформацией воздушной массы*, продолжается до тех пор, пока в новом районе не будет достигнута температура равновесия, то есть пока не сформируется новая воздушная масса. Под трансформацией воздушной массы в широком смысле понимают изменение всех ее важнейших свойств: температуры, влажности, устойчивости, систем конденсации (облака, осадки, туманы) и т.п. В таком широком смысле трансформация воздушных масс происходит практически всегда и никогда не заканчивается. Однако в процессе

трансформации можно выделить периоды быстрого изменения свойств воздуха и периоды, когда междусуточные изменения становятся незначительными.

Однако, в реальности воздушные массы формируются непрерывно в любом географическом районе при любых условиях циркуляции. Одновременно существует несколько воздушных масс, обладающих различными свойствами, то есть характеризующихся различными условиями погоды. При этом одни массы находятся в условиях равновесия, другие претерпевают трансформацию.

Задача синоптического анализа заключается в том, чтобы выявить физические свойства любой воздушной массы в любой стадии ее развития и определить последующие изменения погоды как результат перемещения и эволюции воздушных масс, а также их взаимодействие между собой.

Среди характеристик воздушных масс имеются *консервативные*, то есть такие, которые мало меняются в суточном ходе или при вертикальных перемещениях воздушных частиц. Наиболее консервативны псевдопотенциальная (или эквивалентнопотенциальная) температура и удельная влажность до начала конденсации водяного пара. Достаточно консервативны потенциальная температура и температура выше слоя трения (особенно изобарическая температура на картах АТ), абсолютная влажность и точка росы, дальность горизонтальной видимости до начала конденсации водяного пара. К малоконсервативным относятся температура и относительная влажность в приземном слое. Эти метеорологические величины имеют наиболее выраженный суточный ход.

Консервативные характеристики используются для оценки эволюции воздушной массы день за днем на разных уровнях, а также для объективного сопоставления свойств воздушной массы.

По термодинамической классификации различают следующие виды воздушных масс:

1. *Теплые* воздушные массы – устойчивые и неустойчивые.

2. *Холодные* воздушные массы – устойчивые и неустойчивые.
3. *Нейтральные* (местные) воздушные массы – устойчивые и неустойчивые.

*Теплой* называется такая воздушная масса, которая в данном районе постепенно охлаждается, поскольку ее температура выше температуры равновесия, то есть не соответствует условиям теплового и радиационного баланса.

Относительно теплой называется такая воздушная масса, которая теплее соседних воздушных масс, в том числе и такая, которая продолжает прогреваться.

*Холодной* называется такая воздушная масса, которая в данном районе постепенно прогревается.

Относительно холодной называется такая воздушная масса, которая холоднее соседних воздушных масс, в том числе и такая, которая продолжает охлаждаться.

*Нейтральной (местной)* называется воздушная масса, которая в данном районе день за днем сохраняет свои основные свойства без существенных изменений.

Нейтральная воздушная масса одновременно может быть относительно теплой или относительно холодной в зависимости от соотношения ее температуры и температуры соседних воздушных масс. Нейтральная по своим свойствам воздушная масса часто не является местной по происхождению и быстро смещается из одного района в другой.

*Устойчивой* называется воздушная масса, в основной толще которой вертикальный градиент температуры меньше влажноадиабатического, так что конвективные вертикальные движения даже в самые благоприятные часы суток активно не развиваются и облака кучевых форм не образуются.

*Неустойчивой* называется воздушная масса, в основной толщине которой вертикальный градиент температуры больше

влажноадиабатического, так что в наиболее благоприятные часы суток развиваются крупномасштабная турбулентность и конвективные движения, приводящие к образованию облаков кучевых форм, если воздушная масса не слишком сухая. При большой сухости воздуха уровень конденсации располагается очень высоко и восходящие конвективные движения могут не достигать этого уровня. В таких случаях о неустойчивости воздушной массы можно судить, например, по болтанке самолетов.

При одних и тех же условиях *более влажная воздушная масса относительно неустойчивее менее влажной воздушной массы*. Иными словами, чем ниже уровень конденсации в воздушной массе, тем она относительно неустойчивее при прочих равных условиях.

Однако наиболее ярко неустойчивость воздушной массы проявляется в образовании мощных кучевых облаков, в выпадении ливневых осадков, в развитии гроз и шквалов, что зависит не только от градиентов и влажности воздушной массы, но и от таких факторов, как состояние подстилающей поверхности и прилегающего к ней приземного слоя воздуха, рельеф местности, наличие сплошного слоя облаков, препятствующих прогреванию подстилающей поверхности и возникновению конвективных движений, характеристики ветра и т.д.

Особенно велико влияние на устойчивость воздушной массы подстилающей поверхности. Теплая воздушная масса постепенно охлаждается с высотой от подстилающей поверхности, поэтому теплая воздушная масса, как правило, является *устойчивой воздушной массой*. Холодная воздушная масса постепенно прогревается от подстилающей поверхности, и градиент температуры быстро возрастает, что создает условия для развития конвективных движений. Поэтому холодная воздушная масса, как правило, одновременно является *неустойчивой* воздушной массой.

Воздушная масса, являющаяся относительно теплой в нижних слоях тропосферы, в верхних ее слоях может быть относительно холодной.

Географическая классификация воздушных масс, предложенная в 20-х годах XX века Бергероном, основана на географическом положении очагов формирования воздушных масс. Для ряда районов земного шара, особенно для океанов, эта классификация не потеряла своего значения и в настоящее время.

Согласно этой классификации воздушные массы делят на 4 типа соответственно положению основных термических поясов земного шара:

1. *Арктический или антарктический воздух (АВ).*
2. *Воздух умеренных широт (УВ), называемый иногда полярным воздухом (ПВ).*
3. *Тропический воздух (ТВ).*
4. *Экваториальный воздух (ЭВ) или влажный тропический воздух (по мнению многих метеорологов).*

Каждая из этих воздушных масс, за исключением экваториального воздуха, делится в свою очередь на *морскую* или *континентальную* в зависимости от характера подстилающей поверхности очага его формирования. В ряде случаев дополнительно уточняется положение очага формирования, например: средиземноморский морской тропический воздух (СмТВ); иногда выделяют так называемый муссонный воздух (МВ).

В понятие «очаг формирования» воздушной массы часто включают не только *географический* район, но и барическую систему, с которой наиболее часто связано формирование типичной для этого района воздушной массы.

*Теплая устойчивая воздушная масса* над материками наблюдается, как правило, в холодную половину года. Обычно это воздушная масса, поступающая на материк после длительного перемещения над относительно теплым океаном (мТВ или мУВ). Над океаном и морями такая воздушная масса отмечается в основном в теплую половину года, когда теплый воздух с материка (кТВ или кУВ) смещается на относительно холодную водную поверхность. В любой сезон при смещении воздушной массы с теплой части океана на холодную (например, из области теплого

течения в область холодного течения) воздушная масса будет приобретать свойства теплой устойчивой массы.

*Синоптические (циркуляционные) условия*, при которых теплая устойчивая воздушная масса поступает в данный район, могут быть различными. Теплая устойчивая воздушная масса особенно характерна для теплых секторов циклонов и примыкающих к ним северных окраин антициклонов.

*Типичная погода* в теплой устойчивой воздушной массе: сплошная слоистая (St) или слоисто – кучевая (Sc) облачность, иногда сопровождающаяся выпадением морозящих осадков или образованием адвективных туманов.

*Суточный ход* метеорологических элементов в теплой устойчивой воздушной массе весьма мал. Более того, в связи со значительной адвекцией тепла, например, ночью вместо похолодания иногда отмечается потепление. Формирование слоя инверсии на некоторой высоте способствует обособлению от вышележащих слоев нижнего слоя воздушной массы, который наиболее сильно охлаждается от подстилающей поверхности. Причем слой инверсии является *задерживающим слоем* для частиц, перемещающихся по вертикали.

*Теплая неустойчивая воздушная масса* над материками наблюдается летом (мТВ, кТВ), а вблизи побережья морей может наблюдаться и зимой (мУВ). Над океанами и морями такая воздушная масса наблюдается, как правило, в холодную половину года, особенно при перемещении относительно теплого воздуха (мУВ) на еще более теплую водную поверхность. Поскольку прогрев воздуха происходит от водной поверхности, то зимой, когда с материков на океаны поступает холодный воздух, создаются все условия для формирования неустойчивых воздушных масс над водной поверхностью. В субтропиках и тропиках над водной поверхностью формируются наиболее теплые воздушные массы (мТВ), которые могут быть неустойчивы и летом. В приэкваториальных районах океанов в июле и августе наблюдалось абсолютное преобладание теплых неустойчивых воздушных масс.

*Стноптические условия*, при которых теплая воздушная масса может быть неустойчивой, достаточно разнообразны. Теплая воздушная масса может быть неустойчивой в теплых секторах циклонов и на западной периферии антициклонов. Как правило, неустойчива относительно теплая воздушная масса во вторичных теплых секторах циклонов.

*Типичная погода* в теплой неустойчивой воздушной массе: кучевая (Cu), а иногда кучево – дождевая (Cb) облачность с ливневыми осадками, часто с грозами, в том числе ночными, радиационные туманы (преимущественно после выпадения дождя и наступления прояснения).

*Суточный ход* метеорологических величин в теплой неустойчивой воздушной массе больше, чем в теплой устойчивой массе, но не слишком велик. Над материками летом теплая воздушная масса даже при перемещении к северу может с течением времени становиться более неустойчивой. Этому способствует продолжающийся дневной прогрев воздушной массы от земной поверхности и увлажнение ее за счет испарения с местных водоемов, рек и растительного покрова. Ночное радиационное охлаждение верхней границы влажного слоя может способствовать развитию конвекции в ночные часы, что в отдельных случаях может привести к образованию мощных кучево – дождевых облаков (Cb), выпадению ливневых осадков и к ночным грозам.

Однако *в целом теплая воздушная масса является преимущественно устойчивой воздушной массой*, особенно над сушей в холодное полугодие.

*Холодная неустойчивая воздушная масса* над материками наблюдается, как правило, в теплое полугодие, особенно при вторжениях на материк мУВ и мАВ. Над океанами и морями такая воздушная масса отмечается в основном в холодное полугодие, но может наблюдаться и летом при смещении относительно холодной воздушной массы (АВ или УВ) на более теплую водную поверхность.

*Синоптические условия*, наиболее благоприятные для вторжения холодных неустойчивых воздушных масс, - это прежде всего тыловые части циклонов за холодными фронтами и частично примыкающие к ним окраины антициклонов.

*Типичная погода* в холодных неустойчивых воздушных массах: кучевая и кучево – дождевая облачность, ливневые осадки, часто многократно повторяющиеся, иногда днем грозы, а ночью над материками радиационные туманы.

*Суточный ход* метеорологических величин в холодных неустойчивых воздушных массах особенно велик. Например, ночью может наблюдаться ясная холодная погода со слабыми ветрами, днем – значительная облачность, осадки, усиление ветра и повышение температуры на 10 – 15<sup>0</sup>С. Неустойчивость воздушной массы определяется не только соотношением температур между воздушной массой и подстилающей поверхностью, но и сильно зависит от влагосодержания воздуха. Рельеф также оказывает влияние на устойчивость воздушной массы.

*Холодные устойчивые воздушные массы* (кУВ и кАВ) над материками наблюдаются в основном зимой, однако над льдами Арктики и Антарктики они могут наблюдаться и летом. Над океанами и морями такие воздушные массы, как правило, не отмечаются.

*Синоптические условия*, наиболее благоприятные для холодных устойчивых воздушных масс, - антициклонические системы в целом, особенно центральные части и антициклонов.

*Типичная погода:* а) безоблачная морозная, иногда с радиационными туманами (основной тип); б) значительная и сплошная слоистая или слоисто – кучевая облачность, иногда слабые снегопады (дополнительный тип). Дополнительный тип погоды наблюдается преимущественно на западных и северных окраинах антициклонов при адвекции относительно теплого и влажного воздуха над нижним слоем холодного воздуха.

*Суточный ход* метеорологических величин в холодной устойчивой воздушной массе при ясной погоде существенно больше, чем в теплой устойчивой массе, но меньше, чем в неустойчивых воздушных массах. При неоднородном рельефе земной поверхности наиболее холодный и плотный воздух заполняет низины, образуя местные очаги низких температур. Первоначально холодный неустойчивый воздух (мАВ или мУВ) по мере продвижения вглубь материка превращается в устойчивый.

Однако *в целом холодная воздушная масса является преимущественно неустойчивой*, в отличие от теплой воздушной массы, особенно над сушей в теплое полугодие.

*Нейтральные (местные) воздушные массы* в любой сезон могут быть как устойчивыми, так и неустойчивыми в зависимости от начальных свойств и направления трансформации той воздушной массы, из которой образовалась данная воздушная масса.

Нейтральная воздушная масса, образовавшаяся из теплой путем ее охлаждения от подстилающей поверхности, приобретает обычно свойства устойчивой воздушной массы. Нейтральная масса, образовавшаяся из холодной путем ее прогрева от подстилающей поверхности, как правило, является неустойчивой воздушной массой. Над материками нейтральные массы летом, как правило, неустойчивы, зимой – устойчивы. Над океанами и морями такие массы летом чаще устойчивы, зимой – неустойчивы.

Рассмотрим основные характеристики географических типов воздушных масс северного полушария (таблица 1).

Таблица 1

Характеристики различных географических типов воздушных масс в центральных районах Европейской части России

Характеристика	Воздушная масса					
	кАВ	мАВ	кУВ	мУВ	кТВ	мТВ
Вертикальная протяженность, км	1 - 3	2 - 5	Обычно до тропопаузы			
Средняя температура в приземном слое, °С:						
январь					Не характерен	
июль	-20	-10	-8	-1	+25	+3
	+8	+10	+20	+15		Не характерен
Горизонтальная видимость, км	20-50	>50	4-10	10-20	2-6	2-6
Характерные системы конденсации:						
зима				Сб,Sc, ливни		St, морось, туманы
лето	Ясно	Sc	Ясно	Сб, ливни	-	Не характерен
	Сu	Сб, ливни	Ясно, Сu		Ясно, Сб, ливни	

*Арктический воздух (АВ)* зимой формируется практически во всей области за Полярным кругом, исключая Норвежское море и

незамерзающую часть Баренцева моря, летом – в основном надо льдами Арктики. Вторжения в умеренные широты арктического воздуха происходят преимущественно в тылу циклонов за холодными фронтами и при развитии антициклонов за этими фронтами. Различают траектории антициклонов, направленные с северо – запада на юго – восток, или *нормальные полярные оси*, по Б. П. Мультановскому, и с северо – востока на юго – запад, или *ультраполярные оси*. На Европейскую часть России (ЕЧР) с северо – запада через Норвежское море и незамерзающую часть Баренцева моря происходит вторжение мАВ, а с северо – востока через льды Карского моря и замерзающую часть Баренцева моря – вторжение кАВ.

В очагах формирования кАВ устойчиво стратифицирован. Для него типична малооблачная погода или тонкая подынверсионная облачность (St, Sc). Над ЕЧР он сохраняет свою устойчивость и также характеризуется малооблачной погодой с сильными морозами или тонкой слоистообразной облачностью.

В очагах формирования мАВ устойчиво стратифицирован, но при вторжении на ЕЧР с северо – запада приобретает значительную неустойчивость. Его прохождение над Западной Европой сопровождается появлением Сб и ливневыми осадками.

Для Западной Европы характерен лишь мАВ. Для Азии и Северной Америки характерен кАВ, так как до вторжения на эти материи АВ проходит над поверхностью, покрытой льдом или снегом. На юг Европы АВ проникает до Альп и Кавказа, а иногда и южнее.

*Морской умеренный воздух* вторгается на материи преимущественно в тылу циклонов за холодными фронтами. В зависимости от траектории циклона и широтной зоны океана, откуда вторгается мУВ, его свойства в одних случаях близки к свойствам мАВ, в других – к свойствам мТВ.

*Континентальный умеренный воздух* формируется в центральных и восточных районах материков в зоне умеренных широт, зимой это зона от 30 до 50<sup>0</sup> с.ш., а летом от 50 до 70<sup>0</sup> с.ш.

При ослаблении интенсивности атмосферной циркуляции эта масса становится преобладающей.

*Континентальный тропический воздух* летом может при длительной малооблачной погоде со слабыми ветрами (в антициклонах) формироваться непосредственно над материками в зоне от 15 до 50<sup>0</sup> с.ш. Зимой массы кТВ формируются над северной частью Африканского континента.

Основным очагом формирования *морского тропического воздуха*, поступающего в Европу зимой, является бассейн Средиземного моря, а летом – субтропические широты Атлантического океана. Вообще же мТВ формируется в тропических частях океанов, включая приэкваториальные области. Однако воздух, формирующийся в приэкваториальной полосе, в умеренные широты у поверхности земли не поступает.

*Муссонный воздух* зимой характерен для южных районов Азии и прилегающих областей Индийского океана, а летом, кроме того, он характерен для территории Китая и Российского Приморья.

*Воздушные массы стратосферы* недостаточно изучены, хотя имеются определенные указания на их различия. Например, обнаруживаются значительные колебания во времени температуры воздуха нижней стратосферы над одним и тем же пунктом, обычно сопровождающие колебания высоты тропопаузы. Имеется и определенное соотношение между температурами воздушных масс тропосферы и стратосферы: теплой воздушной массе тропосферы соответствует высокая тропопауза и низкая температура в стратосфере, холодной тропосферной воздушной массе – низкая тропопауза и относительно высокая температура в стратосфере. Существенное влияние на температурные условия в стратосфере оказывают вертикальные движения.

Воздушные массы могут задерживаться горами, изменять под их влиянием направление перемещения и могут переваливать через них. При этом происходит деформация воздушного потока по горизонтали и вертикали, что вызывает изменение свойств

воздушных масс и условий погоды в них. Наибольшее влияние на погоду оказывает развитие вертикальных движений воздуха.

Помимо общего изменения составляющих скорости воздушных масс, над горами часто возникают еще и интенсивные волновые движения. На подветренной стороне гор, помимо волновых движений, возникают вихри с горизонтальной осью. Эти вихри имеют диаметр в несколько сотен метров, часто достигают большой интенсивности и могут, оторвавшись от хребта, перемещаться в направлении воздушного течения.

М.А. Петросянц предложил подразделять тропосферу над горными районами на три слоя:

1. *Слой местных горных циркуляций*, простирающийся от подошвы горного хребта до его средней высоты. В этом слое наблюдаются горно – долинные ветры, фёны, стоковые ветры, ветры горных перевалов и другие местные ветры.

2. *Горный слой трения* – от средней высоты хребта до уровня выравнивания скоростей ветра над горами и соседними равнинами. Внутри горного слоя трения отмечается интенсивное турбулентное перемешивание и скорость ветра в среднем меньше, чем над соседними равнинами.

3. *Горная свободная атмосфера* – от верхней границы слоя трения до тропопаузы. В этом слое над горами ветер в среднем сильнее, чем над соседними равнинами.

*Горно – долинные ветры* хорошо выражены на фоне сравнительно небольших градиентов давления в малооблачную погоду. Долинный ветер (вверх по долине и вдоль склонов гор) возникает после восхода Солнца, наибольших значений скорости ветра достигают к 12 – 14 часам местного времени (4 – 7 м/с у поверхности земли), во вторую половину дня долинный ветер постепенно ослабевает. После захода Солнца возникает ветер, направленный вниз в долину (горный ветер). Такое изменение циркуляции воздуха связано с ночным охлаждением склонов. Горные ветры летом обычно слабее долинных (у поверхности земли

1 – 3 м/с), но на высоте 50 – 200 м они достигают максимального значения 6 – 8 м/с. Зимой в горах преобладают горные ветры, так как большую часть суток радиационный баланс отрицательный. Нарушение горно – долиной циркуляции используется как местный признак приближения атмосферного фронта или циклона.

*Фёны* – особенно сухие и теплые ветры, время от времени дующие с гор в долины, обычно связаны с переваливанием воздушной массы через горы. Наблюдаются они с подветренной стороны гор, но могут одновременно наблюдаться и по обе стороны гор (фён из свободной атмосферы). В первом случае существенное значение имеет выделившаяся скрытая теплота при образовании облачности и выпадении орографических осадков с наветренной стороны гор. При достижении уровня конденсации поднимающийся вдоль склона воздух будет охлаждаться по влажноадиабатическому закону, то есть относительно медленно, тогда как нагревание воздуха при опускании вдоль подветренного склона будет происходить достаточно быстро по сухоадиабатическому закону. При фёне в горной долине температура воздуха за несколько часов может повыситься на 10 – 15<sup>0</sup>С при одновременном резком понижении относительной влажности. В ряде случаев фёновые ветры губительно сказываются на растительности, вызывают бурное таяние и испарение снегов в горах, снежные лавины и наводнения.

*Стоковые ветры* – движение воздуха под действием силы тяжести по пологому склону местности. К стоковым ветрам относятся *ледниковые ветры*. Охлажденный над поверхностью ледника более плотный воздух стекает с ледника вниз, и если протяженность склона ледника большая, как это, например, имеет место в Антарктиде, то стоковый ветер может достигать значительной силы.

*Бора* – холодный сильный ветер, направленный с прибрежной возвышенности в сторону моря. При этом в прибрежной зоне развивается сильное волнение и связанное с ним обледенение кораблей и сооружений на берегу, если температура воздуха ниже 0<sup>0</sup>С. Однако гравитационный эффект не является единственной причиной боры. Он может проявиться лишь при определенном

строении береговой возвышенности и благоприятных синоптических условиях. Относительная неустойчивость холодной воздушной массы также способствует формированию боры. Классическим примером этого ветра является новороссийская бора на Черном море. Кроме того, бора, аналогичная новороссийской, наблюдается на Новой Земле, на побережье Адриатического моря (Далмация), на оз. Байкал, где она называется сармой в т.д.

### 3.2. Атмосферные фронты

*Фронты* – это особые узкие переходные зоны между воздушными массами, различающиеся по протяженности, особенностям перемещения, вертикального и горизонтального строения и условий погоды.

По горизонтальной и вертикальной протяженности и циркуляционной значимости различают следующие фронты:

1. Основные (тропосферные, высокие).
2. Вторичные (приземные, низкие).
3. Верхние.

На картах крупного масштаба, а также с помощью радиолокаторов или метеорологических спутников могут быть обнаружены *линии неустойчивости* и другие циркуляционные механизмы, сходные с атмосферными фронтами.

По особенностям перемещения, вертикального строения и условий погоды различают следующие фронты:

1. Простые фронты – теплые, холодные и малоподвижные (стационарные).
2. Сложные фронты, или фронты окклюзии (сомкнутые), - теплые, холодные и нейтральные. Фронты окклюзии также могут быть малоподвижными.

Перечисленные фронты могут быть *анафронтами*, когда теплый воздух совершает восходящее движение вдоль клина холодного, и *катафронтами*, когда теплый воздух совершает

нисходящее скольжение вдоль клина холодного. Кроме того, они могут быть *обостренными* (резко выраженными) и *размытыми* (слабовыраженными).

По географическим признакам в связи с географической классификацией воздушных масс различают следующие главные фронты:

1. Арктический фронт (АФ).
2. Полярный фронт (ПФ), или фронт умеренных широт (УФ).
3. Тропический фронт (ТФ).

*Основными* (тропосферными, высокими) называются фронты, имеющие большую горизонтальную (несколько тысяч километров) и вертикальную протяженность (несколько километров). Основные фронты прослеживаются не только на приземных картах погоды, но и на картах барической топографии (обычно по всей тропосфере). Основные фронты разделяют воздушные массы, существенно различающиеся по своим свойствам. У основных фронтов скачок температуры при переходе через линию фронта обычно превышает  $5^{\circ}\text{C}$  на приземной карте. В высотной фронтальной зоне (ВФЗ), связанной с основным фронтом, контрасты температуры в средней тропосфере обычно превышают  $8^{\circ}\text{C}/1000\text{ км}$ . На основных фронтах развиваются внетропические циклоны и целые семейства циклонов. Каждый основной фронт можно проследить на картах погоды в течение нескольких дней, хотя за это время он претерпевает различные деформации и смещается на значительные расстояния. Одновременно наблюдается несколько ветвей основных фронтов, часто расположенных на различных широтах.

*Вторичными* (*приземными, низкими*) называются фронты небольшой горизонтальной (несколько сотен километров) и вертикальной протяженности (1 – 1,5 км). С вторичными фронтами не связаны ВФЗ, хотя вторичный фронт и может наблюдаться под ВФЗ основного фронта. На картах барической топографии вторичные фронты, как правило, не прослеживаются (часто даже на карте АТ<sub>850</sub>). Период существования вторичного фронта обычно не превышает 1 – 2 суток. Однако при благоприятных условиях

вторичные фронты могут превратиться в основные. Холодные вторичные фронты наблюдаются преимущественно в тыловых частях циклонов. Каждый такой фронт обычно не выходит за пределы того циклона, с которым он связан. Приземные образования, сходные с вторичными фронтами, могут наблюдаться в зонах сходимости ветра, обусловленной местными топографическими условиями: вдоль берега моря, вдоль кромки арктических льдов и т.п. Иногда такие образования называют топографическими фронтами, а процессы их образования – топографическим фронтогенезом. В большинстве случаев топографические фронты, в отличие от вторичных фронтов, не перемещаются за пределы района, в котором они образовались.

С помощью густой сети метеорологических станций, радиолокационных и спутниковых наблюдений можно обнаружить циркуляционные системы, родственные фронтам, но еще меньшей протяженности, чем вторичные фронты (несколько десятков километров). Сюда прежде всего относятся *линии неустойчивости*, или *линии шквалов*, иногда расположенные параллельно основным фронтам (впереди или позади) на небольшом расстоянии. Вдоль линий неустойчивости выпадают ливневые осадки, могут наблюдаться грозы и шквалы. Период существования каждой линии неустойчивости составляет всего несколько часов. Они проявляются преимущественно в те часы, когда наибольшее развитие получают конвективные движения. Фронтальный характер имеет смена берегового бриза морским и ряд других процессов, которые не могут быть проанализированы с помощью карт погоды обычного масштаба.

*Верхними* называются фронты, которые образуются на некоторой высоте в тропосфере. Они прослеживаются на картах барической топографии или на вертикальных разрезах атмосферы, но не выявляются на приземных картах погоды. Верхним может стать обычный фронт, если на пути его перемещения встречается сильно охлажденный слой воздуха, играющий роль подстилающей поверхности, или если в приземном слое фронт размывается, но сохраняется еще на высотах. Верхние фронты отмечаются и в системах фронтов окклюзии. В качестве верхнего фронта можно

рассматривать любую хорошо выраженную ВФЗ, с которой не связаны фронты на приземной карте погоды.

Кроме того, фронты классифицируют по ряду дополнительных признаков. Рассмотрим сначала простые фронты.

*Теплыми* называются участки фронта, перемещающиеся в сторону относительно холодной воздушной массы. За теплым фронтом перемещается теплая воздушная масса, тогда как холодная масса, расположенная перед фронтом, отступает. Теплые фронты являются преимущественно анафронтами.

*Холодными* называются участки фронта, перемещающиеся в сторону относительно теплой воздушной массы. За холодным фронтом перемещается холодная воздушная масса, тогда как передфронтальная теплая масса отступает. Холодные фронты являются преимущественно катафронтами.

*Малоподвижными (стационарными)* называются участки основного фронта, не претерпевающие существенного перемещения от срока к сроку. Это возможно тогда, когда нормальные к линии фронта составляющие ветра отсутствуют или направлены противоположно.

При изменении циркуляционных условий может измениться направление перемещения фронта, или, как говорят, *знак фронта*: участок теплого фронта может превратиться в участок холодного фронта, а участок холодного – в участок теплого фронта.

Участки малоподвижного фронта в силу изменяющихся во времени циркуляционных условий могут сначала смещаться. В зависимости от направления смещения по отношению к воздушным массам можно различать теплый и холодный участки фронта. Поскольку участки теплого и холодного фронта являются соседними участками одного и того же основного фронта, то образование этих участков приводит к деформации основного фронта. Одновременно с деформацией фронта происходит преобразование барического поля и возникает циклон, в центре которого происходит смена знака фронта.

В системе одного и того же циклона холодный фронт перемещается несколько быстрее теплого. Поэтому с течением времени происходит сближение, а затем и слияние холодного и теплого фронтов, начинающееся вблизи центра циклона. При этом наиболее теплая воздушная масса, занимавшая теплый сектор циклона между теплым и холодным фронтами, вытесняет вверх и на переднюю периферию циклона. Такой процесс называется процессом *окклюдирования* циклона, а фронт, образовавшийся в результате слияния холодного и теплого фронтов, называется фронтом *окклюзии* (*сомкнутым фронтом*).

В зависимости от соотношения температур воздуха по обе стороны фронта окклюзии и направления его перемещения аналогично предыдущему различают *теплые и холодные фронты окклюзии*.

В тех случаях, когда температура воздуха у поверхности земли по обе стороны фронта окклюзии практически одинакова, фронт окклюзии называется *нейтральным*. Не следует смешивать нейтральный фронт окклюзии с малоподвижным фронтом окклюзии. Малоподвижным может иногда быть участок как нейтрального фронта окклюзии, так и такого фронта окклюзии, по обе стороны от которого температуры воздуха различны.

Возможно превращение фронта окклюзии в основной фронт.

Продолжительность существования фронта окклюзии зависит от продолжительности существования циклона с момента начала окклюдирования до заполнения. Наиболее часто эта стадия жизни циклона продолжается 2 – 3 дня.

Процессы образования и обострения фронтов называются *фронтотенезом*, а процессы размывания фронтов – *фронтотлизом*.

В географической классификации воздушных масс рассматриваются главные фронты, которые разделяют воздушные массы основных географических типов.

*Арктический фронт* разделяет массы арктического и полярного (умеренного) воздуха.

*Полярный (умеренный) фронт* разделяет массы умеренного и тропического воздуха.

*Тропический фронт* разделяет массы тропического и экваториального воздуха.

Все предыдущее изложение относилось к фронтам в тропосфере. В нижней стратосфере наблюдаются ВФЗ, то есть имеются и *стратосферные фронты*, когда эти зоны имеют малую ширину. Однако такие фронты еще подлежат исследованиям. Можно отметить, что в стратосфере направление горизонтальных градиентов температуры часто (особенно летом) противоположно направлению в тропосфере. Поэтому над тропосферным теплым фронтом может располагаться стратосферный холодный фронт, над холодным – теплый.

С прохождением стратосферных фронтов иногда связывают резкие локальные изменения температуры в нижней стратосфере. Однако такие колебания могут быть связаны не только со сменой воздушных масс, но и с вертикальными движениями внутри воздушных масс. Наиболее узкими являются ВФЗ в случае струйных течений. Поэтому и верхние фронты, включая стратосферные, наиболее вероятны в зонах струйных течений.

Рассматривая *систему облаков теплого фронта*, можно отметить, что она располагается преимущественно перед приземной линией фронта вдоль клина холодной воздушной массы, что соответствует зоне наиболее интенсивных восходящих движений теплого воздуха. Основными составляющими этой системы являются облака  $C_i - C_s$  и  $A_s - N_s$ , под которыми обычно наблюдаются разорванные облака  $St\ fr.$ , особенно в зоне выпадающих обложных осадков. Облака  $C_i - C_s$  чаще всего представляют собой самостоятельный слой, верхняя граница которого совпадает с уровнем максимальных скоростей ветра (ось струйного течения), то есть близка к тропопаузе. Вблизи центра циклона, где система облаков теплого фронта имеет наибольшее

развитие, ширина зоны Ns и обложных осадков составляет около 300 км, вся система As – Ns имеет ширину 500 – 600 км. Зона облаков Ci – Cs располагается перед As – Ns, ширина ее составляет примерно 200 – 300 км. Таким образом, в целом система облаков простирается перед линией теплого фронта на расстояние 700 – 900 км при ширине зоны обложных осадков из Ns около 300 км.

При продвижении теплого фронта на пункт наблюдения изменения погоды происходят в определенной последовательности:

1. При первых признаках фронта появляются облака типа Ci, сменяющиеся затем облаками Cs, начинается падение давления и постепенное усиление ветра, который при наиболее частой ориентации линии фронта (от центра циклона) с северо – запада на юго – восток имеет юго – восточное направление.
2. Появляются As fr., все более уплотняющиеся и переходящие в As op., а затем в Ns; начинается выпадение осадков. Увеличивается падение давления, усиливается ветер. Зимой нарушается суточный ход температуры, а разрушение приземного слоя инверсии часто приводит к значительному повышению температуры задолго до прохождения линии теплого фронта. С приближением линии фронта ветер продолжает усиливаться, но падение давления замедляется. Соответственно кривая на барограмме имеет вогнутость (циклоническую кривизну).
3. Прохождение линии фронта отмечается быстрым повышением температуры воздуха, резким поворотом ветра вправо (например, сменой юго – восточного и южного ветра юго – западным), прекращением или резким ослаблением падения давления, прекращением осадков.

Быстро движущиеся *холодные фронты 2 рода* характеризуются облачными системами и осадками в виде узкого вала непосредственно перед линией фронта.

Основной формой облаков при таких холодных фронтах являются мощные Cb, при растекании которых могут образоваться в

небольшом количестве  $C_i$ ,  $C_s$ ,  $A_s$  и  $S_c$ , а под ними в зоне выпадающих *ливневых осадков* обычно наблюдаются  $St\ fr.$  или  $Cu\ fr.$  плохой погоды. Нередко облачная система холодного фронта аналогично облачной системе теплого фронта сильно расслоена.

В отдельных случаях прохождение холодного фронта сопровождается шквалами и грозами.

Ширина зоны перед фронтом, в котором наблюдаются  $C_b$  и выпадают ливневые осадки, составляет 50 – 100 км, так что на приземных картах обычного масштаба она не всегда может быть выявлена, тем более, что вал облаков  $C_b$  вдоль фронта может быть несплошным, а ночью облака  $C_b$  вообще могут размываться. В этом одно из отличий холодных фронтов от теплых.

Строение холодных фронтов отличается большим разнообразием по сравнению со строением теплых фронтов:

1. В начальной стадии зарождения циклона и вообще вблизи центра циклона облачная система холодного фронта располагается в основном за линией фронта, напоминая зеркальное отражение системы облаков теплого фронта. Аналогичная система облаков наблюдается и в случае медленно движущихся участков холодных фронтов, в том числе далеко от центра циклона. Такие холодные фронты относят к *холодным фронтам 1 – го рода*. Непосредственно перед фронтом могут наблюдаться облака типа  $C_b$ , так что ливневые осадки с прохождением линии фронта переходят в обложные, но вблизи центра зарождающегося циклона обложные осадки наблюдаются как перед холодным фронтом, так и за ним.
2. При большой влажности предфронтального теплого воздуха система облаков и осадков холодного фронта расширяется по площади, захватывая зону теплого сектора перед фронтом шириной до 200 км. Такая система облаков наблюдается преимущественно в углубляющихся барических ложбинах. Однако и в этом случае вблизи линии холодного фронта наблюдаются преимущественно

облака Сб, а осадки носят ливневой характер. Впереди холодного фронта могут наблюдаться и линии неустойчивости.

3. Развивающиеся под влиянием турбулентных вертикальных движений и вертикальных движений, обусловленных трением, облака St fr. и Cu fr. плохой погоды могут полностью замаскировать систему облаков холодного фронта. Образованию облаков St fr. и Cu fr способствует также увлажнение воздуха выпадающими осадками. В результате над сушей в холодную половину года редко удается по наземным наблюдениям проследить приближение системы облаков холодного фронта.
4. При большой сухости и относительной устойчивости предфронтального воздуха холодные фронты могут проходить без осадков и даже без сколько – нибудь полно выраженной системы фронтальных облаков. Вступающий на материк холодный фронт, а также холодный фронт, переваливающий через невысокие горы, иногда может смещаться над приземным слоем очень холодного воздуха. Впрочем, такое состояние обычно не является устойчивым. Разрушение этого слоя может привести к тому, что прохождение холодного фронта будет сопровождаться у поверхности земли не похолоданием, а потеплением. Такое явление называется *маскировкой холодного фронта*. В воздушной массе над материком вертикальные градиенты температуры меньше, чем в более неустойчивом морском воздухе. Поэтому на высоте 1 – 1,5 км образуется *слой выравнивания температуры*. Ниже этого слоя фронтальная поверхность имеет вид поверхности теплого фронта, выше – верхнего холодного фронта.

*Вторичные холодные фронты* имеют систему облаков, сходную с системой облаков холодного фронта 2 – го рода.

С прохождением вторичных холодных фронтов летом могут быть связаны грозы и шквалы, а зимой – метели. При этом ливневые снегопады как у фронта, так и в неустойчивой массе за ним могут

быть хотя и кратковременными, но весьма интенсивными и многократно повторяющимися.

При скорости перемещения холодного фронта 2 – го рода около 40 км/ч продолжительность прохождения системы облаков этого фронта через пункт наблюдения обычно не превышает 1 – 2 часов. Для холодных фронтов 1 – го рода продолжительность прохождения системы облаков через пункт наблюдения может составлять 10 часов и более.

*Фронты окклюзии* соединяют в себе черты теплого и холодного фронтов, но часто выражены менее резко. Они характерны для поздней стадии развития циклона, для стадии заполнения.

В системе фронтов окклюзии взаимодействуют три воздушные массы, из которых наиболее теплая уже не соприкасается с поверхностью земли. Поэтому в случае фронта окклюзии, помимо приземной линии фронта, имеется линия верхнего фронта, проекция которого на плоскость приземной карты погоды располагается впереди линии теплого фронта окклюзии (верхний холодный фронт) и позади линии холодного фронта окклюзии (верхний теплый фронт). По мере приближения к точке окклюзии верхний фронт снижается и сближается с приземным, а у точки окклюзии он отсутствует.

Вблизи линии фронта могут сохраняться облака Сб, так что обложные осадки сменяются ливневыми, а затем вновь могут перейти в обложные. В системах облаков фронтов окклюзии часто наблюдаются облака типа As, а также Ac в соединении с As.

В связи с тем что барическая ложбина, в которой располагается фронт окклюзии, часто сильно вытянута и симметрична относительно линии фронта, то с прохождением фронта окклюзии направление ветра особенно резко меняется, иногда почти на противоположное.

*Теплые фронты окклюзии* над Европой чаще наблюдаются в холодное полугодие, когда зафронтальный воздух, поступающий с

Атлантики, теплее предфронтального континентального воздуха. При этом иногда наблюдаются метели, более редко – гололеды.

Для лета более типичны *холодные фронты окклюзии*, вдоль которых нередко наблюдаются грозы, в том числе и вдоль сильно размытых фронтов окклюзии. Часты также туманы, особенно при кратковременных ночных прояснениях в зоне фронта.

*Нейтральные фронты окклюзии* чаще всего имеют систему облачности и осадков, сходную с системой облачности и осадков теплых фронтов окклюзии. Они являются «нейтральными» лишь в смысле близких значений температуры на приземной карте погоды по обе стороны фронта.

Следует остановиться на ряде дополнительных характеристик фронтов окклюзии.

1. Молодые фронты окклюзии в углубляющихся барических ложбинах имеют систему облаков и осадков, мало отличающуюся по горизонтальному и вертикальному протяжению от систем простых теплых и холодных фронтов, особенно вблизи центра циклона. В заполняющихся барических ложбинах и вдали от центров циклонов облачная система фронтов окклюзии имеет меньшую вертикальную протяженность, она часто сильно расслоена и имеет разрывы. При таких локальных прояснениях ночью, даже если эти прояснения и кратковременны, часто образуются радиационные туманы, чему способствует большая относительная влажность в зоне фронта.
2. Иногда у теплых фронтов окклюзии осадки прекращаются до прохождения линии приземного фронта, то есть не распространяются за линию верхнего холодного фронта. В других случаях обложные осадки за линией холодного фронта сменяются морсящими.
3. В тех случаях, когда облачность прежнего теплого фронта в системе облаков холодного фронта окклюзии выражена плохо, преимущественное значение приобретают облака

холодного фронта. Такие холодные фронты окклюзии по системе облаков мало отличаются от простых холодных фронтов.

4. Облачная система холодного фронта окклюзии, образовавшегося в результате смыкания теплого фронта с холодным фронтом первого рода, состоит из облаков As – Ns, с такими фронтами связаны только обложные осадки.

Каждый атмосферный фронт существует ограниченный период времени. Это относится не только к участкам фронтов внутри определенного циклона, но и в целом к основным фронтам большой горизонтальной протяженности, хотя такие фронты существуют более длительно.

*Процессы образования фронтов (фронтотенез) и процессы размывания фронтов (фронтотиз) наблюдаются непрерывно, подобно тому как непрерывно формируются и трансформируются воздушные массы.*

*Процессы образования фронта.* 1. Формируется высотная фронтальная зона (ВФЗ). 2. Происходит дальнейшее обострение фронтальной зоны с образованием наклонного переходного фронтального слоя. 3. При подходящих циркуляционных условиях в пограничном слое атмосферы фронт проявляется на приземной карте в виде более или менее четко выраженной линии, разграничивающей соседние воздушные массы с различными свойствами.

*Процесс фронтотенеза* на высотах и в пограничном слое может происходить как одновременно, так и в разное время. Кроме того, он может охватить лишь один слой, не захватывая другие.

*Процесс размывания* существующего фронта (фронтотиз) вообще являются процессами, противоположными процессам образования фронта (фронтотенезу): высотная фронтальная зона под влиянием фронтотиза становится все более расплывчатой, в пограничном слое исчезает сходимость ветров вдоль определенной линии и переход от одной воздушной массы к другой становится постепенным. Под влиянием трансформации свойства соседних

воздушных масс могут стать настолько сходными, что дальнейшее их разграничение становится невозможным.

*Влияние гор на атмосферные фронты* проявляется в задерживании фронтов горами и вообще в изменении скорости перемещения того или иного участка фронта, в обострении фронтов, образовании фронтальных волн перед наветренной стороной гор и в размывании фронтов при их переваливании через горы. Своеобразным является процесс орографической окклюзии, связанный с огибанием линией фронта горного препятствия.

Если холодный фронт располагается под острым углом к горному хребту, то перед фронтом происходит сгущение линий тока в теплой воздушной массе, зажатой между горными хребтом и фронтальной поверхностью. В таких случаях перед фронтом наблюдаются особенно сильные ветры.

Аналогичное явление наблюдается и у сравнительно высоких морских берегов, например, вдоль побережья Скандинавии, где сильные ветры наблюдаются перед холодными фронтами, образующими острый угол с берегом. В этом случае усилению ветра способствует *береговой эффект*.

Сущность берегового эффекта заключается в том, что при ветре с моря на сушу вдоль берега наблюдается сходимостъ линий тока и усиление ветра, а при ветре с суши на море – расходимостъ линий тока и ослабление ветра. Причиной сходимости потоков при переходе с моря на сушу и расходимости при переходе с суши на море является различие турбулентного трения над берегом и над водной поверхностью.

На береговой эффект впервые указал Бержерон. Однако при проверке этот эффект не всегда удается выявить ввиду противоположного действия других факторов. Например, при одном и том же барическом градиенте северные ветры вдоль побережья Скандинавии часто не слабее южных. В более неустойчивой холодной воздушной массе, поступающей с севера, происходит обмен скоростями между приземным (приводным) слоем и вышележащими слоями, где скорости относительно велики.

### 3.3. Высотные фронтальные зоны и струйные течения

В пределах верхней тропосферы и части нижней стратосферы существуют синоптические объекты планетарного масштаба – высотные фронтальные зоны.

*Высотными фронтальными зонами (ВФЗ)* называются переходные зоны между высокими холодными циклонами и высокими теплыми антициклонами. Они являются синоптическими объектами макромасштаба и играют существенную роль в атмосферных процессах, прежде всего в процессах цикло – и антициклогенеза. Размеры ВФЗ огромны. По горизонтали вдоль основного потока их протяженность составляет несколько тысяч километров, ширина – сотни километров (до 1000 км), вертикальная мощность – несколько километров (до 10 км).

ВФЗ являются областями атмосферы, в которых сконцентрировано огромное количество энергии, поскольку в них наблюдаются значительные горизонтальные градиенты давления (а, следовательно, и скорости движения воздуха) и температуры. Именно ВФЗ обладают большими запасами кинетической и внутренней энергии, именно в них происходят преобразования одного вида энергии в другой.

На картах  $AT_{500}$ ,  $AT_{300}$ ,  $OT_{1000}^{500}$ ,  $OT_{500}^{300}$  ВФЗ отображается в виде области значительного сгущения изогипс. Центральная изогипса в этой области называется осевой. Часть ВФЗ между осевой изогипсой и центральной областью образующего ее циклона называется *циклонической периферией ВФЗ*, а часть между осевой изогипсой и антициклоном – *антициклонической периферией ВФЗ*.

Та часть ВФЗ, где в направлении потока наблюдается сходимость изогипс, называется *входом ВФЗ*, а та часть, где в направлении потока наблюдается расходимость изогипс – *дельтой ВФЗ*.

С ВФЗ всегда связан хотя бы один высокий тропосферный фронт. Отдельные ВФЗ, сливаясь одна с другой, образуют синоптический объект еще более крупного планетарного масштаба – *планетарную высотную фронтальную зону (ПВФЗ)*.

ПВФЗ на огромных участках располагается преимущественно зонально, но может иметь волны большой амплитуды меридионального направления. Процессы образования и развития барических систем – циклонов и антициклонов с одной стороны тесно связаны с ВФЗ, а с другой – именно эти процессы приводят к деформации ВФЗ. Именно с цикло – и антициклоногенезом связано образование волн в области ПВФЗ, ее ветвление, вся ее деформация.

Исследования показали, что довольно часто (в климатическом плане всегда) существуют две основные ПВФЗ. Одна ПВФЗ, опоясывающая полушарие в общем по периферии Полярного бассейна, разделяет арктические воздушные массы и воздушные массы умеренных широт, а вторая, проходящая в общем по северной периферии субтропических циклонов, разделяет воздушные массы умеренных широт и субтропиков.

Осуществляющийся межширотный воздухообмен приводит к образованию более или менее значительных разрывов в ПВФЗ, к слиянию их на отдельных участках.

Образование ПВФЗ связывают с наличием в пределах полушария различных по своему радиационному балансу широтных зон, в пределах которых формируются воздушные массы различных географических типов. Существует несколько гипотетических теорий возникновения ПВФЗ, но наиболее распространенной является теория, объясняющая их возникновение различием в скорости зонального перемещения высотных ложбин и гребней в различных широтных зонах.

Максимум скорости ветра располагается чаще всего вблизи поверхности 300 гПа.

С высотными фронтальными зонами связаны струйные течения.

*Струйное течение* (СТ) – сильные узкие воздушные потоки в тропосфере и стратосфере, характеризующиеся значительными градиентами скорости и большой горизонтальной протяженностью.

Длина струйного течения измеряется тысячами километров, ширина – сотнями километров, вертикальная мощность – несколькими километрами.

За границы СТ чаще всего принято считать изотакху 30 м/с (100 км/ч). Вертикальный градиент скорости ветра в струйном течении превышает 5 м/с на 1 км, а горизонтальный – 10 м/с на 100 км.

Струйное течение – объемный синоптический объект. Линия с максимальной скоростью ветра в пределах ПВФЗ называется *осью струйного течения* – линией максимальной скорости ветра на данном уровне или на данной изобарической поверхности. Как и в случае ПВФЗ, различают циклоническую и антициклоническую периферии СТ.

По условиям локализации в соответствии с ПВФЗ различают:

1. Арктическое струйное течение (севернее  $65^{\circ}$  с.ш.) на высотах 6 – 8 км.
2. Струйное течение умеренных широт (в зоне  $45 - 65^{\circ}$  с.ш.) на высотах 8 – 12 км.
3. Субтропическое струйное течение ( в зоне около  $30^{\circ}$  с.ш.) на высотах 11 – 16 км.
4. Экваториальное стратосферное струйное течение восточного направления на высотах более 20 км.
5. Стратосферное струйное течение умеренных и высоких широт восточного направления на высотах более 15 км.

Первые три вида струйных течений изучены значительно лучше.

В зоне СТ сосредоточена значительная часть кинетической энергии атмосферы.

Горизонтальные градиенты температуры на циклонической периферии в верхней тропосфере больше, чем в средней, а на антициклонической периферии соотношение обратное. Распределение горизонтальных градиентов температуры в слое 300 – 500 гПа несимметрично относительно оси СТ. На уровне 200 гПа (11 – 12 км) максимум смещается на антициклоническую периферию СТ. Это объясняется значительным наклоном тропопаузы в области СТ и обращением градиента температуры в стратосфере. В тех случаях, когда ВФЗ связана не с одним, а с двумя высотными тропосферными фронтами, в распределении горизонтальных градиентов температуры наблюдаются вторичные максимумы.

В области СТ наблюдаются большие горизонтальные градиенты давления (геопотенциала). С высотой при переходе от 500 к 300 гПа область максимальных градиентов геопотенциала смещается в сторону высотного циклона, то есть на циклоническую периферию. При переходе от 300 к 200 гПа область максимальных градиентов геопотенциала смещается в сторону высотного антициклона.

Вертикальная мощность СТ находится в зависимости от скорости.

На циклонической периферии скорость ветра с высотой изменяется быстрее, чем на антициклонической.

Горизонтальные градиенты скорости ветра на циклонической периферии также больше, чем на антициклонической.

Струйные течения особенно хорошо выражены над Тихим океаном, где на северной периферии мощного океанического субтропического антициклона скорость у оси СТ достигает 600 км/ч, а зафиксированные вертикальные градиенты скорости над Японией – 15 – 20 м/с на 1 км.

Значительное изменение ветра с высотой в СТ, особенно вблизи его оси, свидетельствует о том, что в области СТ сильно развита турбулентность.

Уровень турбулентной энергии на циклонической периферии струйного течения в среднем заметно выше, чем на антициклонической. Максимум наблюдается непосредственно вблизи оси. Уровень турбулентной энергии косвенным образом связан со скоростью ветра. Таким образом, чем больше максимальная скорость ветра в зоне СТ, тем вероятнее сильная болтанка самолетов.

В ПВФЗ часто наблюдаются два слоя тропопаузы: низкий относительно теплый на циклонической периферии и высокий относительно холодный на антициклонической. В центральной части струйного течения, связанного с ПВФЗ, вблизи его оси тропопауза имеет очень крутой наклон.

В пределах СТ наблюдаются упорядоченные вертикальные движения со скоростью несколько сантиметров в секунду, если в зону СТ не попадают области с сильно развитой конвекцией, где скорость конвективных вертикальных движений на несколько порядков выше. В таких случаях наиболее благоприятные условия для развития кучево – дождевых облаков с наковальнями наблюдаются на холодной циклонической периферии струйного течения, то есть слева от его оси. В целом в тыловой части выстной ложбины и в передней части высотного гребня чаще всего наблюдаются упорядоченные нисходящие движения воздуха, с которыми связано образование задерживающих слоев типа инверсий оседания, под которыми могут формироваться высоко – кучевые и перисто – кучевые облака. Огромные зоны упорядоченных восходящих вертикальных движений чаще всего наблюдаются справа от оси СТ. В связи с этим на антициклонической периферии на расстоянии от 200 до 500 км в теплом воздухе формируются перистые и перисто – слоистые облака ленточной структуры. Эти ленты вытянуты параллельно СТ на расстояние 1000 – 3000 км в направлении потока. Граница их чаще всего располагается вблизи оси СТ.

СТ в отношении распределения в нем кинетической энергии представляется неоднородным, то есть кинетическая энергия в его пределах оказывается сосредоточенной в нескольких очагах,

имеющих различную протяженность и интенсивность. Наиболее часто очаги с максимальными значениями кинетической энергии в умеренных широтах выражены в слоях 500 – 300 и 300 – 200 гПа. В более низких широтах максимум располагается выше, чем в высоких. В холодную половину года интенсивность очагов в среднем больше, чем в теплую. Кроме того, зонам максимальных значений кинетической энергии соответствуют зоны минимальных значений чисел Ричардсона, то есть зоны повышенной турбулентности.

## 4. Барические системы: циклоны и антициклоны

### 4.1. Стадии развития циклонов и антициклонов

**Циклоническая деятельность** - это возникновение, развитие и перемещение в атмосфере крупномасштабных вихрей (циклонов и антициклонов). Циклоническая деятельность - важнейшая особенность общей циркуляции атмосферы. Циклон - область пониженного давления в атмосфере с минимумом в центре.

**Циклоны** представляют собой огромные вихри диаметром до нескольких тысяч км, образующиеся в умеренных и полярных широтах обоих полушарий преимущественно на полярных и арктических (антарктических) атмосферных фронтах. Циклоны характеризуются системой ветров, дующих против часовой стрелки в Северном полушарии и по часовой стрелке - в Южном полушарии, с отклонением к центру циклона в нижних слоях атмосферы. При циклонах преобладает пасмурная погода с сильными ветрами. Циклоны перемещаются преимущественно вдоль фронтов с Запада на Восток со скоростью 30-50 км/час. Циклоническая деятельность способствует междуширотному обмену воздуха и является важнейшим фактором общей циркуляции атмосферы.

В зависимости от географического района, особенностей возникновения и развития различают:

1. *Циклоны умеренных широт* – фронтальные нефронтальные (местные, термические). Несколько циклонов, развившихся на одном основном фронте, образуют семейство (серию) циклонов.
2. *Тропические циклоны* - ураганные (ураганы, тайфуны) и слабые циклонические образования экваториальной зоны.
3. *Антициклоны умеренных широт* – промежуточные (между циклонами одного семейства), заключительные (в тылу последнего циклона семейства) и нефронтальные (местные, термические).
4. *Субтропические антициклоны*.

Циклоны и антициклоны могут быть *одноцентровыми и многоцентровыми*. Два циклона примерно одинаковой интенсивности с общими замкнутыми изобарами иногда называют *сопряженными*.

Если более молодой циклон имеет еще небольшие размеры по сравнению с более старым циклоном, в системе которого он возник, то такой циклон называется *вторичным или частным*.

Для антициклона аналогично различают *вторичный антициклон*, или *отрог*.

В зависимости от направления перемещения (откуда перемещается) различают следующие траектории циклонов и антициклонов: северные, западные, южные и восточные, которые часто обозначаются добавочными терминами. Например, различают циклоны: южные средиземноморские, южные балканские, южные черноморские, южные каспийские, «ныряющие» (перемещающиеся с севера или северо – запада на юг или юго – восток), скагерракские, мургабские. Аналогично у антициклонов различают: полярные вхождения (с северо – запада), ультраполярные вхождения (с северо – востока), отроги (ядра) сибирского антициклона (смещающиеся с востока на запад), отроги (ядра) азорского антициклона (смещающиеся с запада на восток).

Направление перемещения циклона или антициклона может существенно измениться с течением времени, то есть траектории их обычно криволинейные. В целом у циклонов преобладают траектории, направленные с юго – запада на северо – восток, а у антициклонов – с северо – запада на юго – восток.

В зависимости от вертикальной протяженности циклонической или антициклонической циркуляции, то есть от толщины слоя, в котором на картах АТ обнаруживаются замкнутые изогипсы, различают следующие циклоны и антициклоны:

1. *Низкие*, когда замкнутые изобары имеются на приземной карте и могут отмечаться на карте АТ<sub>850</sub> и более высоких уровнях.

2. *Средние*, когда замкнутые изогипсы отмечаются в нижней и средней тропосфере, но отсутствуют на карте АТ<sub>300</sub> и более высоких уровнях.
3. *Высокие*, когда имеются замкнутые изогипсы на всех картах стандартных уровней, включая и карту АТ<sub>300</sub>.
4. *Верхние*, когда они отмечаются на некоторых уровнях тропосферы, но отсутствуют на приземной карте.
5. *Стратосферные*, к которым относятся высокие циклоны и антициклоны, простирающиеся из тропосферы на нижнюю стратосферу или самостоятельно образовавшиеся в стратосфере.

**Антициклон** - область высокого атмосферного давления в тропосфере: с максимальным давлением в центре и уменьшением давления к периферии области.

Обычно антициклоны достигают 3000 километров в поперечнике, и характеризуются опусканием теплого воздуха, а также понижением относительной влажности воздуха.

*В летний период антициклон приносит жаркую, малооблачную погоду с редкими и непродолжительными дождями.*

*В зимний период стабильный характер антициклонов способствует морозной погоде и возникновению туманов.*

Антициклон характеризуется системой ветров, дующих по часовой стрелке в Северном полушарии и против - в Южном, малооблачной и сухой погодой и слабыми ветрами. Характерен для умеренных широт; они перемещаются с запада на восток со скоростью 30-40 км/час.

Антициклоны делятся на:

**Блокирующий антициклон** - высокий теплый антициклон, длительное время находящийся в средних широтах и создающий меридиональные воздушные течения, блокирующие в тропосфере западный перенос. При этом траектории подвижных циклонов и

антициклонов отклоняются от обычного западно-восточного направления.

**Высотный антициклон** - антициклон, выраженный в средней и верхней тропосфере, но отсутствующий у земной поверхности. Высотный антициклон связан с теплым воздухом, отделившимся от основной его массы, находящейся в более низких (субтропических) широтах.

**Малоподвижный антициклон** - антициклон, который в течение многих недель может почти не менять своего положения. Чаще всего малоподвижные антициклоны располагаются над материками. С малоподвижными антициклонами могут быть связаны морозные зимы, а летом - засухи.

С антициклоном связаны:

**Антициклонический вихрь** - вихрь в океане с вертикальной или наклонной осью. В Северном полушарии антициклонический вихрь вращается по часовой стрелке, в Южном - против часовой стрелки. В центре антициклонического вихря обычно находятся более теплые воды. Часто антициклонические вихри наблюдаются между течением Гольфстрим и северо-западным побережьем США.

**Антициклоническое течение** - круговое морское течение, направленное в Северном полушарии по часовой стрелке, а в Южном - против часовой стрелки.

Бывают:

**Азиатский антициклон** - область высокого атмосферного давления над Азией, прослеживаемая на многолетних средних картах зимних месяцев. Азиатский антициклон - один из сезонных центров действия атмосферы. Летом азиатский антициклон заменяется азиатской депрессией.

**Антарктический антициклон** - область повышенного давления над Антарктидой, обнаруживаемая на многолетних средних картах. На небольшой высоте (около 2 км) над

внутриматериковыми районами антициклональный режим сменяется областью низкого давления.

**Арктический антициклон** - область повышенного давления над Арктикой, обнаруживающаяся на многолетних средних картах; один из постоянных центров действия атмосферы. Зимой в арктическом антициклоне наблюдаются два центра: над Северной Америкой и над Гренландией, летом - три центра: над Гренландией, Баренцовым морем и к северу от Чукотского моря. Над Северным полюсом давление относительно пониженное. На высоте 3-4 км господствует область низкого давления.

**Североамериканский антициклон** - область повышенного давления на уровне моря над материком Северной Америки, выявляемая на средних месячных картах зимнего сезона; сезонный центр действия атмосферы.

**Субтропический антициклон** - область высокого атмосферного давления, выявляемая на многолетних средних картах с центром в субтропиках. Антициклон есть постоянный центр действия атмосферы.

В северном полушарии к субтропическим антициклонам относятся азорский и гавайский антициклоны, в южном - южнотихоокеанский, южноатлантический и южноиндийский антициклоны.

При анализе циклонической и антициклонической циркуляции часто пользуются понятием об осях барических систем. Для определенности будем различать:

1. *Горизонтальные оси* симметрии (например, большую или малую) при замкнутых эллиптических изобарах или изогипсах.
2. *Высотную ось* циклона или антициклона – линию, соединяющую приземный центр с центрами этого же циклона или антициклона на картах АТ. Если на одну карту нанести положение центров на различных уровнях и провести линию, соединяющую центры, то получим

проекцию высотной оси на горизонтальную плоскость. Высотная ось обычно наклонена под весьма малым углом к горизонту и может быть криволинейной. Высотная ось циклона наклонена в сторону очага холода, а высотная ось антициклона – в сторону очага тепла.

Если рассматривать жизнь циклона или антициклона от возникновения до исчезновения, можно отметить следующие стадии их развития:

1. *Начальная стадия*, или *стадия возникновения циклона (антициклона)*, - от первых признаков зарождения до появления первой замкнутой изобары, кратной 5.
2. *Стадия молодого циклона (антициклона)*, или *стадия углубления циклона (усиления антициклона)*.
3. *Стадия максимального развития циклона (антициклона)*.
4. *Стадия заполнения циклона (ослабления, или разрушения, антициклона)*.

На основании фронтальной природы циклонов можно выделить следующие стадии:

1. *Фронтальная волна* - от первых признаков зарождения циклона на фронте до появления первой замкнутой изобары, кратной 5.
2. *Молодой циклон* – от оформления циклона до начала окклюдирования.
3. *Окклюдированный циклон* – от начала окклюдирования до исчезновения циклона.

В целом стадии развития циклона в том и в другом случае практически совпадают, если стадию окклюдированного циклона разделить на две – стадию максимального развития и стадию заполнения.

В каждой стадии циклон и антициклон имеют своеобразную трехмерную структуру и, кроме того, они отличаются характеристиками погоды. Обычно в процессе развития циклон или антициклон превращается из низкого подвижного барического

образования в высокое малоподвижное образование с вертикальной высотной осью. Продолжительность каждой стадии колеблется от нескольких часов до нескольких суток. Наименее продолжительны начальные стадии развития (например, стадия молодого циклона редко продолжается более 12 часов).

Циклон или антициклон не обязательно проходят все стадии развития. Часто фронтальные волны не получают дальнейшего развития. Даже молодой циклон может начать заполняться, а молодой антициклон – разрушаться, не получая максимального развития.

Само деление на стадии непрерывного процесса развития циклона и антициклона носит условный характер, поскольку между стадиями нет резких границ. Однако выделение стадий имеет существенное познавательное и прогностическое значение, так как отражает определенные общие закономерности развития каждого циклона и антициклона.

Скорости перемещения циклонов и антициклонов колеблются в широких пределах. В начальной стадии развития низкие циклоны и антициклоны перемещаются со скоростями около 40 – 50 км/ч в соответствии со скоростью ведущего потока. В отдельных случаях скорость перемещения достигает 100 км/ч. В поздней стадии развития, когда циклоны и антициклоны превращаются в высокие барические образования, скорость их перемещения резко уменьшается, и они становятся малоподвижными. При этом центр часто описывает неправильную петлеобразную траекторию.

Средняя скорость перемещения циклонов и антициклонов составляет около 30 – 40 км/ч.

Антициклоны в поздней стадии развития достигают больших горизонтальных размеров, чем циклоны (диаметр хорошо развитого одиночного циклона равен примерно 1000 км, антициклона – 2000 км), и чаще становятся малоподвижными. Максимальные диаметры циклонов и антициклонов могут превышать 4000 км.

## Циклоны и антициклоны Россби и зональные течения в атмосферах планет и океанах.

Полученное в рамках теории мелкой воды уравнение, описывающее дисперсию волн в атмосферах планет и океанах, во вращающейся вместе с планетой локальной декартовой системе координат имеет вид:

$$\omega(\omega^2 - 4\Omega_z^2 - k_{\perp}^2 c_s^2) - \frac{2k_x \Omega_y}{R} c_s^2 = 0, (1)$$

где  $\Omega_z$  - проекция скорости вращения системы на местную вертикаль;  $\Omega_y$  - проекция скорости вращения системы на меридиан;  $c_s$  - адиабатическая скорость звука,  $R$  - радиус планеты;  $k_{\perp}^2 = k_x^2 + k_y^2$ ,  $k_x$  - волновое число вдоль широты;  $k_y$  - вдоль меридиана. Высокочастотное решение этого уравнения ( $\omega \geq 2\Omega_z$ ) представляет собой закон дисперсии гравитационно-гироскопических волн, а низкочастотное - закон дисперсии волн Россби:

$$\omega_R = -\frac{2k_x \Omega_y}{R(k_{\perp}^2 + 4\Omega_z^2/c_s^2)}; (2)$$

Вращение системы существенно влияет на динамику и свойства волновых структур, если выполняется так называемый режим Россби, а именно  $l_{\perp} \gg v/(2\Omega_z)$  или  $Ro = v/(2\Omega_z l_{\perp}) \ll 1$ , где  $l_{\perp}$  - масштаб структуры в плоскости, перпендикулярной местной вертикали;  $v$  - характерная скорость волновых движений;  $Ro$  - число Кибеля-Россби; поскольку движения в волне в любом случае дозвуковые, то достаточным для режима Россби условием служит  $l_{\perp} \geq r_R = c_s/(2\Omega_z)$ , где  $r_R$  - радиус Россби-Обухова.

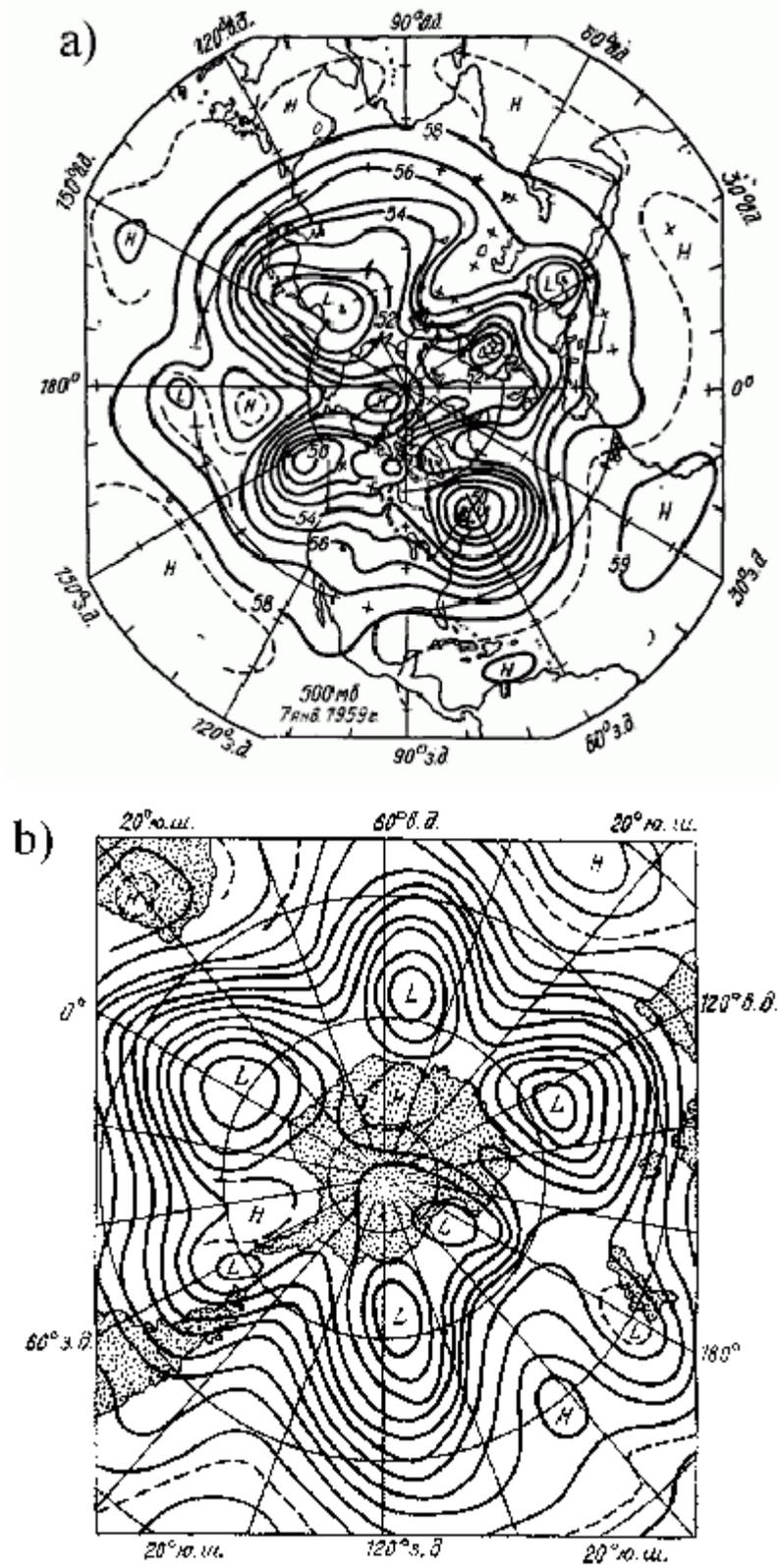


Рисунок 3 - Примеры цепочки атмосферных циклонов над Арктикой (а) и Антарктикой (b): эквидистантные уровни изобарической поверхности в северном (а) и южном (b) полушариях (буквами *L* и *H* отмечены соответственно циклоны и антициклоны)

Обусловленные силой Кориолиса и ее неоднородностью вдоль меридиана длинноволновые возмущения в нижних широтах представляют собой волны Россби (планетарные волны), на нелинейной стадии поддерживающие или создающие зональные (вдоль широты) течения, а в средних широтах - регулярно чередующиеся циклонические и антициклонические вихри Россби, ротор скорости которых параллелен или антипараллелен вектору локальной угловой скорости вращения системы соответственно (рисунок 3) (можно сказать, что прослеживается качественная аналогия с известной задачей об электрическом дрейфе частиц в скрещенных электрическом и магнитном полях, экваториальные планетарные волны отвечают при этом движению по трахоиде без петель, а вихри Россби - по трахоиде с петлями; существует и строгая аналогия - с точностью до переобозначений параметров в законе дисперсии - с дрейфовыми волнами в замагниченной плазме, где температура электронов много больше температуры ионов); другими характерными примерами циклонических и антициклонических вихрей Россби являются так называемые «баржи» в атмосфере Юпитера, являющиеся автосоликоном Россби Большое Красное Пятно Юпитера и аналогичный автосоликон Нептуна.

В циклонах сила Кориолиса направлена от центра вихря, поэтому в нем образуются понижение, а в антициклонах, наоборот, повышение плотности газа.

Антициклоны значительно более долгоживучи, чем циклоны, что связано с особенностями дисперсии (заметим попутно, что из-за повышения плотности при прочих равных условиях суммарный угловой момент антициклона оказывается выше, чем у циклона, поэтому ему труднее распасться).

Вихри Россби медленно дрейфуют вдоль параллели на запад со скоростью, не превышающей  $V_{dr} \simeq V_R$ , где  $V_R$  - фазовая скорость волн Россби, определенная из линейного анализа (см. ниже).

Наиболее интересный в прикладном смысле диапазон чисел Кибеля-Россби снизу ограничивается из соображений максимальной нелинейности режима, при которой частицы среды захватываются и дрейфуют вместе с волнами или вихрями:  $Ro > r_R/R$ , где  $R$  - радиус планеты.

Условия для режима Россби выполняются тем лучше, чем больше размер системы; его проявления на планетах-гигантах значительно ярче, чем в земных условиях.

#### 4.2. Условия возникновения и свойства циклонов

*Нефронтальные (термические) циклоны* возникают преимущественно летом над сушей, зимой над теплыми морями. Они не связаны с атмосферными фронтами, имеют обычно небольшие горизонтальные размеры и слабо развиты по вертикали (до 1 – 1,5 км).

Причиной возникновения термических циклонов является неравномерное нагревание подстилающей поверхности и образование устойчивых местных восходящих движений воздуха над сравнительно большими площадями (в радиусе 100 – 200 км), а также появление местных областей падения давления. В малоградиентном барическом поле легко появляется замкнутая циклоническая циркуляция.

В отдельных случаях термические циклоны могут иметь большие размеры и очерчиваться несколькими замкнутыми изобарами (например, циклоны летом над Средней Азией, зимой над Черным морем). При благоприятных условиях, когда в систему такого циклона входит фронт, он может получить дальнейшее развитие и превратиться в обычный фронтальный циклон.

*Фронтальные циклоны* могут возникать на малоподвижных, холодных и теплых фронтах, а также у точки окклюзии существующего циклона.

Во всех случаях для возникновения и дальнейшего развития циклона необходимы такие циркуляционные условия, при которых обеспечивается относительное понижение давления в районе возникновения циклона.

Когда в данном районе возникает или усиливается термический гребень или когда ослабевает ложбина холода средней температуры слоя, имеет место циклогенез. Также циклогенез имеет место тогда, когда увеличивается со временем антициклоническая или уменьшается циклоническая кривизна изотерм.

Опыт показывает, что *возникновение циклонов действительно связано с высотными фронтальными зонами, а также со струйными течениями.* При этом развивающийся циклон зарождается обычно на антициклонической стороне струйного течения и лишь в процессе дальнейшего развития переходит на циклоническую сторону.

Если термический фактор обуславливает *циклогенез* в нижней тропосфере (ниже уровня 700 гПа или на уровне 500 гПа), то в верхней тропосфере он одновременно обуславливает *антициклогенез*.

В процессе возникновения и развития циклона на фронте образуется волна, амплитуда которой со временем увеличивается. Если амплитуда волны не увеличивается, циклон заканчивает свое существование на волновой стадии. Волна называется неустойчивой, если ее амплитуда увеличивается, и устойчивой, если ее амплитуда уменьшается или не изменяется. Критерием устойчивости можно считать длину волны: в интервале длин волн 800 – 2800 км фронтальная волна неустойчива и развивается в циклон. Волновая теория возникновения циклонов была разработана Н.Е. Кочиным в 1931 году.

Таким образом, процесс возникновения циклона можно рассматривать следующим образом: относительное падение давления, завихрение воздушных потоков, образование волны на фронте.

Циклоны могут возникать на малоподвижных фронтах, однако они редко становятся глубокими, так как не всегда термобарическое поле тропосферы в зоне малоподвижного фронта имеет строение, благоприятствующее понижению давления в зоне возникшей волны.

Возникший на холодном участке фронта циклон обычно получает дальнейшее развитие, являясь «вторичным» циклоном лишь в самом начале своего существования. В дальнейшем возникший циклон либо сливается с циклоном, расположенным впереди, на холодном фронте которого он образовался, либо сохраняется как самостоятельный вихрь, становясь новым членом семейства циклонов.

Иногда циклон возникает на теплых фронтах. Однако такие случаи наблюдаются редко, по той причине, что на теплом фронте редко создаются условия, когда в тыл воникающего циклона затекает холодная воздушная масса, без чего невозможно образование холодного участка фронта вновь образующегося циклона. Другие же факторы циклогенеза на теплом фронте обычно наиболее слабо выражены.

Возникновение и развитие барических систем связано с определенным состоянием и преобразованием термобарического поля тропосферы. Оно сопровождается волнообразными деформациями фронтов и высотных фронтальных зон.

*Стадия волны* (начальная стадия развития циклона). На фронте появляется волнообразный изгиб, связанный с образованием области пониженного давления и начавшимся циклоническим завихрением воздушного потока. При развитии волны в циклон в термобарическом поле появляется слабое волновое возмущение, проявляющееся в деформации изогипс  $AT_{700}$ . Центр циклона располагается под циклогенетической частью (дельтой) ВФЗ.

*Молодой (развивающийся) циклон.* В связи с продолжающимся падением давления завихрение потоков приводит к дальнейшей волновой деформации фронта. В циклоне появляется хорошо выраженный теплый сектор с теплым и холодным фронтами, четко очерчивается несколько замкнутых изобар. Центр циклона продолжает находиться под дельтой ВФЗ. Адвекция холода распространяется на несколько большую часть циклона, так как холодный фронт движется быстрее теплого.

Характерным для углубляющегося циклона является то, что адвекция тепла в его тылу оказывается более сильной, чем адвекция холода в его передней части. Высотное барическое поле сильно возмущено, хорошо проявляются высотные ложбины и гребень. В молодом циклоне можно выделить три зоны, резко отличающиеся по условиям погоды.

Зона I – передняя и центральная части холодного сектора циклона перед теплым фронтом. В этой зоне характер погоды определяется свойствами теплого фронта. Чем ближе к центру циклона и к линии теплого фронта, тем мощнее система облаков и тем вероятнее выпадение обложных осадков.

Зона II – тыловая часть холодного сектора циклона за холодным фронтом. Здесь погода определяется свойствами холодного фронта и холодной неустойчивой воздушной массы. При достаточной влажности и значительной неустойчивости воздушной массы в этой зоне выпадают ливневые осадки, по крайней мере в наиболее благоприятные часы суток. Если холодный воздух сухой и в нем развиваются интенсивные нисходящие движения, косвенным показателем чего является сильный рост давления за холодным фронтом, то здесь может наблюдаться безоблачная или малооблачная погода.

Зона III – теплый сектор между теплым и холодным фронтами. Поскольку теплая воздушная масса является преимущественно влажной и устойчивой, то и условия погоды в ней обычно соответствуют типовым условиям погоды. Зимой над сушей в теплом секторе молодого циклона отмечаются сплошные облака St или Sc, а иногда наблюдаются адвективные туманы и морось. Летом в теплом секторе молодого циклона над сушей в зависимости от влажности и степени устойчивости теплой воздушной массы может наблюдаться как малооблачная, так и облачная погода, а иногда даже грозы. Днем отмечаются преимущественно кучевые облака.

*Окклюдированный циклон.* Начало окклюдирования циклона совпадает обычно с моментом его максимального развития. Циклон хорошо выражен в высотном барическом поле. При этом центры циклонов на приземной карте и карте АТ<sub>700</sub> и центр области холода на карте ОТ<sup>500</sup><sub>1000</sub> почти совпадают. Ось циклона заметно выпрямилась. Над

его приземным центром располагается область с незначительными барическими градиентами – центральная часть образовавшегося высотного циклона. В центральной части приземного циклона изменения давления практически отсутствуют. Адвекция холода распространилась на большую часть циклона, но одновременно и ослабла. Адвекция тепла отмечается только в передней части циклона. Другими словами, теплый воздух начал вытесняться в верхние слои и на переднюю периферию циклона. Этот процесс, по существу, и является процессом окклюдирования.

Дальнейшее окклюдирование циклона сопровождается его заполнением. В центральной части циклона нет главных фронтов. Циклон представляет собою огромный холодный циклонический вихрь. Давление в центре циклона заметно повысилось. На высотах циклон значительно лучше выражен, чем у земной поверхности. Большая часть циклона занята адвекцией холода, высотный и приземный центры расположены близко друг к другу. Ось циклона представляется практически вертикальной. Циклон начинает разрушаться прежде всего в приземном слое вследствие конвергентного действия приземного трения, которое не компенсируется уже действием других факторов. Через 1 – 2 дня приземный центр обычно исчезает, в то время как высотный циклон может существовать еще в течение нескольких суток.

Медленно углубляющиеся циклоны в последующем обычно медленно заполняются, а быстро углубляющиеся циклоны быстро заполняются.

В окклюдированном циклоне со вторичным теплым сектором можно различить три зоны условий погоды, аналогичные зонам в молодом циклоне. Кроме того, можно выделить четвертую зону – настоящий теплый сектор – на периферии циклона.

Однако во вторичном теплом секторе даже в холодное полугодие часто наблюдаются ливневые осадки, поскольку относительно теплая в нижних слоях воздушная масса, расположенная за фронтом окклюзии, обладает значительной неустойчивостью и в верхней тропосфере является уже холодной.

В окклюдированном циклоне, когда вторичный теплый сектор отсутствует, практически по условиям погоды можно выделить лишь *две зоны*:

1. Центральную и переднюю части циклона за фронтом окклюзии.
2. Тыловую часть циклона за фронтом окклюзии.

Степень различия условий погоды в обеих зонах определяется степенью различия свойств воздушных масс по обе стороны фронта окклюзии.

В заполняющемся окклюдированном циклоне фронты размываются, сплошная зона обложных осадков распадается на отдельные участки (осадки в виде отдельных пятен), постепенно условия погоды выравниваются во всех его секторах и, наконец, циклон исчезает как самостоятельная барическая схема, хотя на высотах и может еще прослеживаться длительное время.

### **4.3. Условия возникновения и свойства антициклонов**

Возникновение и развитие антициклонов тесно связано с развитием циклонов. Практически это единый процесс: в одном районе создается дефицит массы воздуха, а в соседнем – избыток. Общим является то, что развитие соседних циклонов и антициклонов связано с одной и той же высотной фронтальной зоной, но с различными ее участками.

Для антициклоногенеза существенно, чтобы преобладающее значение имели те факторы, с которыми связан относительный рост давления в рассматриваемом районе. Антициклон возникает, как правило, под входом ВФЗ (циклонической ее частью). Представляется он в виде подвижного температурного асимметричного гребня в тылу циклона.

*Нефронтальные (термические) антициклоны* сравнительно небольшого размера возникают над охлажденной подстилающей поверхностью. Над сушей такие антициклонические образования летом могут возникать только в ночные часы. Зимой местные антициклоны над

сушей могут существовать достаточно длительно, а при определенном строении термобарического поля они нередко превращаются в хорошо развитые антициклоны.

Имеются районы, где местные антициклоны возникают особенно часто, например, Кольский полуостров. Здесь при поступлении зимой в тылу циклона сравнительно холодного, но прогретого в нижнем слое воздуха, перемещающегося над незамерзающей частью Баренцева моря, происходит быстрое выхолаживание этого воздуха и оформление замкнутой антициклонической изобары.

*Фронтальными антициклонами* будем называть такие, возникновение и развитие которых связано с высотными фронтальными зонами.

В отличие от циклона, через *центр антициклона линия фронта на приземной карте не может проходить*. Линия фронта может проходить лишь по окраине антициклона или пересекать гребень антициклона по линии, приблизительно нормальной к оси гребня.

Более характерным для антициклонов является образование *слоев инверсии*, которые могут иметь различное происхождение. *Приземные слои инверсии* возникают в связи с охлаждением приземного слоя воздуха от подстилающей поверхности. Тонкие *слои инверсии внутри пограничного слоя*, начинающиеся на высоте в несколько десятков или сотен метров от поверхности земли, могут образоваться при разрушении приземного слоя инверсии в его нижней части и сохранении в верхней. В антициклонах формированию слоев инверсии благоприятствуют нисходящие движения воздуха и растекание опускающегося воздуха по горизонтали. Такие инверсии называются *инверсиями оседания*. *Слои инверсии выше пограничного слоя* обычно являются инверсиями оседания. Здесь же могут образоваться слои инверсии в результате *деформации фронтальных слоев*, когда такие слои практически становятся горизонтальными. Если линия фронта у поверхности земли уже сильно размыта, то установить фронтальное происхождение такого слоя инверсии часто невозможно. Особую группу представляют *динамические инверсии* вблизи уровня максимального ветра, в том числе вблизи оси струйного течения.

Своеобразными слоями изотермии или инверсии являются *тропопауза* и расположенная выше *стратосфера*, формирование которых происходит в основном под влиянием радиационных процессов.

*Промежуточные антициклоны* между соседними циклонами одного семейства представляют собой барические гребни, вытянутые от одной или двух антициклонических систем, между которыми расположено семейство циклонов. В этих гребнях редко образуются замкнутые антициклонические изобары.

*Заключительные антициклоны* являются основным типом фронтальных антициклонов. Они образуются за холодным фронтом последнего циклона семейства. Точнее сказать, развитие заключительного антициклона обрывает процесс циклогенеза на данной ветви основного фронта.

Помимо заключительных антициклонов, развивающихся за холодным фронтом в тылу циклона, иногда различают *передний антициклогенез* перед теплым фронтом существующего циклона. Однако и в этом случае нельзя исключать влияние тыловой части циклона, расположенного восточнее.

В связи с нисходящими движениями воздуха в центральных частях антициклонов преобладает малооблачная погода. Однако при значительной влажности воздуха в холодную половину года в центральной части антициклона под слоем инверсии оседания могут наблюдаться и сплошные облака St и Sc. Как зимой, так и летом могут наблюдаться радиационные туманы.

На окраинах антициклонов наблюдаются условия погоды, в общих чертах сходные с условиями погоды в примыкающих секторах соседних циклонов.

*Северная окраина антициклона* обычно непосредственно связана с теплым сектором соседнего циклона. Здесь в холодное полугодие часто наблюдается сплошная и значительная облачность St и Sc, иногда наблюдаются слабые осадки из этих облаков или из системы As – Ns, связанной с атмосферным фронтом соседнего циклона. Нередко отмечаются туманы. Летом в этом секторе антициклонов иногда

наблюдается небольшое количество облаков верхнего яруса, в дневные часы могут развиваться кучевые облака.

*Западная окраина антициклона* примыкает к передней части области низкого давления. Здесь могут проявиться первые признаки теплого фронта – облака Ci.

В холодное полугодие в этом секторе антициклона часто отмечаются St и Sc, которые могут достигать значительной вертикальной протяженности, если вдоль изобар с юга на север перемещается достаточно влажный, непрерывно охлаждающийся воздух. В таких случаях могут наблюдаться достаточно обширные зоны преимущественно слабых осадков. Осадки, по – видимому, могут быть также связаны с прохождением верхнего фронта, отделившегося от фронтальной системы окклюдированного циклона, расположенного южнее антициклона. Зона осадков обычно перемещается вдоль изобар, огибает антициклон по часовой стрелке и претерпевает некоторые изменения. В тех случаях, когда антициклон малоподвижен и существует длительное время (блокирующий антициклон), на его западной периферии часто накапливается несколько параллельных друг другу фронтов, создаются большие градиенты температуры и давления и наблюдаются сильные ветры.

Летом на западной окраине антициклона при высокой температуре воздуха и значительной влажности нередко наблюдаются грозы.

*Южная окраина антициклона* примыкает к северной части циклона, поэтому здесь нередко наблюдаются облака верхнего яруса, а иногда и среднего яруса, причем зимой из As может выпадать снег. На южной окраине хорошо развитого антициклона зимой наблюдаются большие градиенты давления и сильные ветры, например, на юге Европейской территории России, в том числе на побережье Черного моря. В таких случаях возникают метели и особые местные ветры (новороссийская бора).

*Восточная окраина антициклона* граничит с тыловой частью циклона. При неустойчивой воздушной массе здесь летом в дневные часы образуются Cu и даже Cb, в последнем случае выпадают ливневые дожди. Зимой может наблюдаться безоблачная погода или несплошная

облачность Sc, которая образуется в результате растекания облаков Сб, а также в результате перемещения сюда подинверсионных облаков из северной части антициклона.

*Циклон и антициклон являются антиподами во многих отношениях, включая условия погоды.*

#### **4.4. Возможности регенерации циклонов и антициклонов**

Углубление или заполнение циклонов, усиление или ослабление антициклонов не всегда происходит равномерно. В силу некоторых причин «нормальное» развитие барических образований иногда нарушается. Процессы, при которых начавшееся заполнение циклона сменяется новым его углублением, а начавшееся ослабление антициклона – новым его усилением, называются *регенерацией барических образований*.

Во всех случаях регенерация осуществляется при такой перестройке термобарического поля тропосферы, когда в окрестностях существующего барического центра создаются благоприятные условия для нового его усиления.

*Регенерация циклонов происходит при следующих основных процессах:*

- 1. При вхождении в систему существующего циклона нового основного фронта.*
- 2. При развитии вблизи центра существующего циклона нового циклона с последующим слиянием обоих центров или при быстром заполнении старого центра.*

В первом случае осуществляется заток свежих порций холодного воздуха в тыл циклона, начавшего заполняться, создаются дополнительные контрасты температуры и нарушается температурная симметрия в окрестностях центра. На новом основном фронте возникает самостоятельный циклон, развитие которого происходит на фоне старого

циклона. В результате внешне процесс воспринимается как новое углубление ранее заполнявшегося циклона.

Во втором случае циклон, возникший, например, на холодном фронте заполняющегося малоподвижного циклона, продолжая углубляться, смещается в направлении центра старого циклона. При этом барическое поле перестраивается таким образом, что старый циклон быстро заполняется, а на его месте оказывается новый углубляющийся циклон.

Поскольку развитие нового циклона происходит на фоне старого, то новый циклон с самого начала как бы является уже высоким барическим образованием.

В некоторых случаях процесс развивается настолько быстро, что возникновение нового циклона и его слияние со старым может быть хорошо прослежено в том случае, если анализировать карты погоды через каждые три часа. Такого рода процессы повторяются неоднократно и поддерживают длительное существование весьма глубоких и обширных малоподвижных циклонов (центральные или блокирующие циклоны).

*Регенерация антициклонов* происходит при следующих условиях:

- 1. При слиянии заключительного антициклона с малоподвижным антициклоном.*
- 2. При развитии нового антициклона в отростке существующего.*

Подобно регенерации циклонов, регенерация антициклонов осуществляется тогда, когда в термобарическом поле происходит новое увеличение горизонтальных градиентов температуры и создаются условия, благоприятные для антициклогенеза.

В рассмотренных процессах регенерации циклонов (антициклонов) новый циклон (антициклон), развиваясь на фоне старого, проходит все стадии как и любой циклон (антициклон). Своеобразие заключается лишь в том, что начальное термобарическое поле соответствует не столько зарождающемуся барическому образованию, сколько старому, уже ослабевающему барическому образованию.

Сходимость ветров к центру циклона в приземном слое обуславливает заполнение циклона, а расходимость от центра антициклона – ослабление антициклона. Этот фактор действует постоянно с самого начала возникновения циклона или антициклона. Если вопреки тому циклон продолжает углубляться, а антициклон – усиливаться, то это означает лишь, что другие факторы, действующие в противоположном направлении, имеют перевес на данной стадии развития циклона или антициклона (трение о подстилающую поверхность или ее термические свойства и прочие).

## 5. Прогноз синоптического положения

Синоптическое положение – это совокупность взаимно связанных воздушных масс, фронтов, циклонов, антициклонов и других атмосферных объектов над некоторым участком Земной поверхности, определяющая состояние погоды.

Прогноз синоптического положения заключается в прогнозе перемещения и эволюции циклонов и антициклонов, атмосферных фронтов и воздушных масс. Прогноз синоптического положения является основой последующего прогноза погоды. От правильности и полноты прогноза синоптического положения зависит прогноз всех элементов и явлений погоды. С другой стороны, прогноз погоды в отдельном пункте или небольшом районе нередко зависит не только от общей синоптической обстановки, но, в большой степени, от региональных физико-географических и циркуляционных условий.

В настоящее время наиболее эффективным методом прогноза синоптического положения является гидродинамический. На основе гидродинамических моделей предвычисляются поля приземного давления и поля абсолютной топографии различных изобарических поверхностей.

После выдачи результата в виде определённого поля производится корректировка полученных полей на основе имеющейся дополнительной информации, включая данные метеорологических спутников Земли.

Большая роль при этом отводится качественно-физическим заключениям синоптика, которые базируются на ряде положений синоптической практики:

- знание общих физических закономерностей и сохранение исторической последовательности в развитии атмосферных процессов и выявлении их тенденции;

- сопоставление с развитием атмосферных процессов в других, но аналогичных синоптических ситуациях;

- знание физико-географических особенностей и местных климатических особенностей района прогноза, правил хода

метеорологических величин и их изменений под влиянием региональных воздействий;

- знание правил и связей между элементами погоды, установленных в результате региональных синоптико-статистических исследований;

- знание влияния упрощающих предположений данной численной схемы, которая не всегда учитывает аномальность перемещения барических образований, топографию местности;

- знание систематических ошибок данной модели для конкретного региона и т.д.

На этих же принципах основываются и прогнозы элементов и явлений погоды.

Атмосферные процессы настолько сложны, что численные методы не во всех случаях могут учесть многие особенности этих процессов с той полнотой и глубиной, как это может сделать квалифицированный синоптик.

Поэтому, наряду с гидродинамическими моделями, в ежедневной прогностической широко используются прогнозы и корректировка приземного поля давления на основе синоптического метода.

Синоптический метод – это метод анализа и прогноза атмосферных макропроцессов и условий погоды на больших пространствах с помощью синоптических карт и вспомогательных к ним средств (аэрологических диаграмм, вертикальных разрезов атмосферы, спутниковой информации и пр.)

Исторически синоптический метод прогноза предусматривает использование эмпирических правил, приёмов и способов, дающих возможность определения будущей эволюции и географического положения синоптических объектов.

### **5.1. Последовательность построения карты будущего синоптического положения**

Обычная процедура построения карты будущего синоптического положения состоит в следующих последовательных операциях:

1. Анализ синоптического положения по фактическим картам погоды и оценка тенденции будущих его изменений.
2. Прогноз будущего положения центров барических образований, осей ложбин и гребней.
3. Прогноз знака и интенсивности эволюции центров существующих барических образований, эволюции атмосферных фронтов осей ложбин и гребней и прогноз возникновения новых барических образований.
4. Расчёт давления в произвольно выбранных точках поля.
5. Проведение изобар.
6. Определение положения атмосферных фронтов.

Поскольку прогноз будущего положения атмосферных фронтов неразрывно связан с прогнозом и эволюцией барических образований и прогнозом приземного барического поля, положение фронтов необходимо обязательно увязывать с прогнозируемым положением циклонов и барических ложбин. Поэтому прогноз будущего положения атмосферных фронтов составляется после прогноза барического поля.

Начинать прогноз синоптического положения следует с комплексного анализа имеющейся синоптической информации.

*Анализ структуры барических систем (по фактическим картам погоды).*

Определяется стадия развития барических образований, для чего анализируются:

-Изменение давления в барическом образовании за предыдущие сутки.

- Вертикальная протяженность барического образования.

- Наклон высотной оси.

- Соотношение величин адвекции тепла и холода в передней и тыловой частях барического образования.

-Положение фронтальной зоны и оси струйного течения.

-Анализируются особенности перемещения барического образования.

- Исходя из уравнения вихревой составляющей тенденции вихря скорости в натуральных координатах даются качественные оценки наблюдающейся эволюции барического образования.

Следующим этапом является прогноз географического положения барических систем.

## **5.2. Прогноз географического положения барических образований**

Прогноз будущего географического положения барических образований может быть осуществлен на основе экстраполяции вектора скорости барического образования за предшествующие сроки. Применяются формальная линейная и нелинейная экстраполяция.

Применение формальной экстраполяции дает удовлетворительные результаты при прогнозе на срок до 24 ч.

Кроме этого, применяется физическая экстраполяция (правило ведущего потока – правило Троицкого).

*Правило ведущего потока: барические образования у поверхности Земли в большинстве случаев перемещаются по направлению устойчивого*

*воздушного потока над ними на высоте поверхности  $AT_{700}$  или  $AT_{500}$  со скоростью, пропорциональной скорости на соответствующей поверхности*

В среднем коэффициент пропорциональности между скоростью ведущего потока и скоростью перемещения барических образований составляет 0.8 для  $AT_{700}$  и 0.6 для  $AT_{500}$ .

При применении физической экстраполяции необходимо учитывать аномальность перемещения барических образований относительно ведущего потока (правила Мерцалова).

*Правила Мерцалова:*

- Центр циклона перемещается в сторону усиливающейся адвекции тепла или ослабевающей адвекции холода,
- Центр антициклона перемещается в сторону усиливающейся адвекции холода или ослабевающей адвекции тепла,
- Антициклон имеет тенденцию перемещается туда, где геопотенциал вышележащей поверхности повышается быстрее или понижается медленнее,
- Циклон имеет слагающую перемещения, направленную в сторону, где геопотенциал вышележащей поверхности локально понижается быстрее, либо, если всюду идет повышение геопотенциала, в сторону, где повышение идет медленнее всего.

При определении скорости и направления перемещения приземных барических образований можно применять эмпирические правила, которые обычно используются при отсутствии карт барической топографии.

*Эмпирические правила для оценки скорости и направления перемещения приземных барических образований:*

- Правило наклона оси. Приземный центр циклона (антициклона) перемещается перпендикулярно проекции своей высотной оси (линии,

соединяющей географическое положение центра барического центра на приземной карте и  $AT_{700}$ ). Причем, высотный центр циклона остается слева для циклона и справа для антициклона.

Это правило оправдывается, если проекция высотной оси совпадает с горизонтальным температурным градиентом на  $OT_{1000}^{500}$ .

- Правило изаллобарической пары. Приземный центр циклона (антициклона), имеющий изаллобарические очаги, смещается параллельно линии, соединяющей точки с экстремальными тенденциями в областях падения и роста давления в сторону падения (роста) давления.

Это правило оправдывается, если замкнутые изобары, очерчивающие центр барического образования, близки к круговым и имеется хорошо выраженная изаллобарическая пара, очаги которой располагаются примерно на одинаковом расстоянии от центра барического образования.

- Если барическое образование с круговыми изобарами имеет только один хорошо выраженный изаллобарический очаг, то барическое образование смещается в направлении прямой, соединяющей его центр с центром изаллобарической области.

- Барическое образование с эллиптическими изобарами смещается в направлении, промежуточном между направлением его большей оси и прямой, соединяющей центры очагов роста и падения давления.

- Если хорошо выражена только одна из изаллобарических областей, то центр барического образования смещается в направлении, между направлением его большей оси и прямой, соединяющей его центр с центром изаллобарической области.

- Правило изобар тёплого сектора (правило Бьеркнеса-Сульдберга). Приземный центр циклона перемещается параллельно изобарам тёплого сектора, оставляя последний справа.

Правило оправдывается, если изобары в тёплом секторе совпадают с изогипсами, следовательно правило можно применять для неокклюдированного циклона.

- Правила перемещения сопряженных барических образований. Два примерно одинаковых по размерам и интенсивности барических образования, очерченные общей замкнутой внешней изобарой, вращаются вокруг общего центра против часовой стрелки для циклонического возмущения и по часовой стрелке – для антициклонического.

Общий центр располагается примерно посередине линии, соединяющей барические центры.

- Если на периферии основного циклона (антициклона) возникает новое циклоническое возмущение или ложбина (отрог или ядро), то вновь возникшее барическое образование движется по периферии более мощного циклона (антициклона) против часовой стрелки (по часовой стрелке).

- Перемещение барических образований в заключительных стадиях развития. Когда циклоны (антициклоны) становятся высокими (начиная с третьей стадии развития), то их скорость резко уменьшается. Заполняющиеся циклоны (антициклоны) являются квазисимметричными и холодными (тёплыми). В средней тропосфере они имеют замкнутые изогипсы, т.е. ведущий поток определённого направления над центром уже отсутствует, и барические образования, как правило, становятся малоподвижными (квазистационарными). При этом центр иногда описывает петлю.

- Циклоническая серия. При перемещении циклонической серии с запада на восток каждый следующий циклон серии перемещается южнее предыдущего. Небольшие подвижные антициклоны (промежуточные и заключительные) перемещаются с той же скоростью, что и находящиеся впереди них циклоны.

- Правило Петерсена Циклон движется туда, где ветры слабые. Циклон с сильными ветрами в передней части замедляет свое движение и быстро заполняется.

### 5.3. Прогноз эволюции барических образований

Основным признаком, указывающим на характер будущей эволюции приземных барических образований на срок не более 12 ч, является распределение барических тенденций относительно центра (оси) данного барического образования.

*Правила прогноза эволюции барических образований по изаллобарам:*

- Если нулевая изаллобара проходит в передней части циклона (антициклона), то в течение ближайших 6-12 ч циклон будет заполняться (антициклон – разрушаться).
- Если нулевая изаллобара проходит в тыловой части циклона (антициклона), то в течение ближайших 6-12 ч циклон будет углубляться (антициклон – усиливаться).

В полной мере эти правила применимы для прогноза эволюции ложбин и гребней.

- Положительные изобарические тенденции в центре циклона при отсутствии условий для его регенерации служат признаком продолжения его заполнения в течение будущих 24-36 ч с вероятностью 90%.
- Отрицательные тенденции в центре антициклона при отсутствии условий для его регенерации служат признаком продолжения его разрушения в течение будущих 24-36 ч с вероятностью 70%.
- Отрицательные тенденции в центре циклона или положительные – в центре антициклона не являются достаточным признаком для прогноза эволюции на сроки свыше 12 ч, поскольку процессы заполнения циклонов или разрушения антициклонов являются более устойчивыми во времени, чем процессы углубления циклона или усиления антициклона.
- Приближенная количественная оценка будущего изменения давления в центре барического образования, либо на оси барической ложбины или гребня (на сроки не более 12 ч) может быть дана по

распределению барических тенденций в области барического образования.

Для этого от центра проводятся радиусы 250 км (4-8 радиусов) и вычисляется среднее значение барической тенденции по данным метеорологических станций на расстоянии данных радиусов. Среднее значение умножается на число 3-часовых интервалов в промежутке времени, на который составляется прогноз.

В случае резко асимметричных центров к полученному значению барической тенденции вводится поправка: разность между давлением в точке, находящейся впереди рассматриваемого центра и позади него. Точки лежат на линии, совпадающей с направлением перемещения барического центра. Расстояние до каждой точки от приземного центра должно соответствовать ожидаемому перемещению центра в течение будущих 6 ч и за 6 ч до исходного срока.

*Правила прогноза эволюции углубляющегося циклона:*

Если в момент составления прогноза наблюдается углубление циклона, то для оценки его будущей эволюции в предстоящие 24-36 ч необходимо проанализировать характер термобарического поля над циклоном, положение линии, соединяющей очаги падения и роста давления в области циклона, относительно его центра, характер изменения интенсивности изаллобарических очагов во времени и изменение их расстояния от центра циклона.

Здесь применимы следующие положения.

- Наличие зоны тепла (холода) на над приземным центром углубляющегося-ся циклона служит признаком его углубления (заполнения) в предстоящие 24-36 ч.

- Если над приземным центром углубляющегося циклона (усиливающегося антициклона) контраст значений геопотенциала составляет не менее 12 гПа/500 км, то в течение предстоящих 24 ч. циклон будет продолжать углубляться (антициклон – усиливаться) с вероятностью 64% для циклонов и 90% для антициклонов.

- Если над приземным центром углубляющегося циклона (усиливающегося антициклона) контраст значений геопотенциала не превышает 6 гПа/500 км, то в течение предстоящих 24 ч. следует ожидать прекращения углубления циклона (усиления антициклона) и перехода к заполнению (разрушению) с вероятностью 62% для циклонов и 56% для антициклонов.

- Удаление линии, соединяющей изаллобарические очаги циклона, от его центра является признаком того, что углубляющийся в данный момент времени циклон скоро начнет заполняться.

- На скорое прекращение углубления циклона указывает начавшееся увеличение расстояния между его центром и очагом падения давления в передней части циклона. Чем быстрее удаляется очаг падения от центра циклона, тем скорее начнется заполнение циклона.

В случае заполняющегося циклона и разрушающегося антициклона для оценки эволюции применяется линейная и нелинейная экстраполяция. Для этого определяется изменение давления за прошедшие 6 или 12 ч, которое затем экстраполируется на будущий период.

#### **5.4. Прогноз возникновения новых барических образований**

Прогноз возникновения новых барических образований является наиболее сложной задачей, решить которую не всегда возможно. Обычно более менее удовлетворительные результаты могут быть получены на срок не более 12 ч. Здесь необходимо руководствоваться следующими положениями.

*Правила для прогноза возникновения барических образований:*

- Циклоны, как правило, возникают под малоподвижными высотными фронтальными зонами (ВФЗ), на их тёплой стороне, т.е. справа от наибольшего сгущения изогипс, если смотреть по потоку.

- В холодной части ВФЗ (слева от наибольшего сгущения изогипс) циклоны возникают редко и обычно не получают развития. Вне ВФЗ возникают термические депрессии.
- Наиболее благоприятные условия для возникновения циклонов создаются в передней части высотной барической ложбины при наличии сильной адвекции холода в его тылу.
- По отношению к приземным фронтам циклоны чаще всего возникают на мало-подвижных участках холодных фронтов или у точки окклюзии.
- Возникновение циклонов на тёплых фронтах наблюдается практически не наблюдается, поскольку на тёплом фронте редко создаются условия, когда в тыл возникающего циклона происходит адвекция холодного воздуха, без чего невозможно образование холодного фронта вновь образующегося циклона.
- Появление области падения давления в зоне малоподвижного фронта, особенно при наличии области роста давления в холодном воздухе, является надежным признаком образования нового циклона. Причем, чем меньше барические градиенты в области начавшегося падения давления, тем вероятнее возникновение циклона.
- Признаком возникновения циклона у точки окклюзии является более сильное падение давления возле неё, чем падение давления в центральной части циклона. Вероятность возникновения циклона тем больше, чем меньше барические градиенты возле точки окклюзии.
- Отметим, что у точки окклюзии циклоны возникают довольно часто, но редко развиваются в глубокие циклоны, поскольку у точки окклюзии градиенты геопотенциала и температуры не достигают больших величин, и структура термобарического поля тропосферы не всегда способствует значительному понижению давления в районе точки окклюзии.

*Циклогенетические формы-предвестники образования циклонов по анализу спутниковых снимков облачности:*

- Образование циклона у точки окклюзии. Известно, что по мере окклюдирования циклона зона температурных контрастов, а вместе с ней и струйные течения постепенно смещаются на южную периферию циклона.

Если процесс окклюдирования протекает быстро, тёплый воздух активно вытесняется вверх, его температур быстро сравнивается с температурой холодного воздуха. При этом не образуется того узкого термического гребня, который характерен для окклюзии. В этих случаях точка окклюзии расположена по струйным течением и здесь сохраняются температурные контрасты.

В облачном поле признаком быстрого окклюдирования является отсечение центральной части облачного вихря облачностью струйного течения. В области точки окклюзии сохраняется высокая плотная облачность, северный край которой резко очерчен. Признаком начинающегося циклогенеза служит появление выбросов перистых облаков впереди точки окклюзии и прогиб тылового края облачности в сторону тёплого сектора.

- Изолированная облачная шапка. Иногда на спутниковых снимках на фоне неф-ронтальной облачности появляется скопление кучевообразных облаков в виде изолированной облачной шапки, занимающее значительную площадь. Появление такой «шапки» служит признаком появления локального циклона в данном районе с заблаговременностью до 2 суток. Признаком начала формирования циклона является уплотнение облачности, как бы сжатие всей системы с боков, увеличение крутизны в сторону холодного воздуха и появление выбросов перистых облаков.

Дальнейшее развитие такого циклона будет зависеть от синоптических условий. При благоприятных условиях циклон развивается и приобретает структуру фронтального циклона, проходя в последующем все стадии развития. Обязательным условием циклогенеза в этом случае является адвекция холода в тылу «шапки» и адвекция тепла в её передней части.

- Облачная шапка, связанная с фронтом. Облачные шапки могут появляться и непосредственно на малоподвижных холодных фронтах с развитой и слабо развитой облачной системой.

Они могут формироваться слева от фронта в холодном воздухе, изолированно от фронтальной облачности (отделяться просветом или более низкой облачностью). Для образования циклона в данном районе также необходимо наличие адвективной термической пары в области облачной шапки.

Причем, если «шапка» возникает в зоне малоподвижного фронта со слабо развитой облачной системой, то циклогенез здесь обычно протекает вяло, размеры возникающего циклона невелики, однако, возникает зона осадков.

*Антициклогенетические формы-предвестники образования циклонов по анализу спутниковых снимков облачности:*

- Антициклоны, как правило, возникают под малоподвижными высотными фронтальными зонами (ВФЗ), на их холодной стороне, т.е. слева от наибольшего сгущения изогипс, если смотреть по потоку.

- В тёплой части ВФЗ (справа от наибольшего сгущения изогипс) антициклоны возникают редко и обычно не получают развития. Вне ВФЗ возникают термические антициклоны.

- Наиболее благоприятные условия для возникновения антициклонов создаются в тыловой части высотной барической ложбины при наличии сильной адвекции тепла в его тылу. Прогнозируемое положение фронта должно совпадать с прогнозируемым положением барической ложбины, связанной с данным фронтом.

*Эмпирические правила для прогноза перемещения атмосферных фронтов:*

- Скорость перемещения холодного фронта приблизительно равна составляющей скорости градиентного ветра, перпендикулярной фронту.

- Скорость тёплого фронта примерно на 30% меньше составляющей скорости градиентного ветра, перпендикулярной фронту.

- Составляющая скорости градиентного ветра в этом случае рассчитывается с помощью обычной градиентной линейки, которая располагается на линии данного участка фронта между двумя изобарами.

- Фронт движется тем быстрее, чем больше падает давление перед фронтом и растет за ним.

- В области заполняющегося циклона фронты движутся медленнее, чем в области углубляющегося циклона.

*Эмпирические правила для прогноза эволюции атмосферных фронтов:*

- Циклогенез способствует обострению фронта, антициклогенез – деградации (размыванию) фронта.

- Быстро движущиеся фронты, расположенные в плоских ложбинах, как правило, размываются за счёт энергичного перемешивания в зоне фронта тёплой и холодной воздушных масс.

- По мере смещения фронта воздушная масса, поступающая за ним изменяет свойства (трансформируется), что, в свою очередь, приводит к изменению активности фронта.

- Если в результате сопоставления данных за два последовательных срока (для исключения суточного хода промежутков времени между последовательными моментами времени выбирают равным 24 ч) выявится, что среднее влагосодержание столба воздуха от Земли до уровня поверхности 500 гПа в зоне фронта убывает со временем, это указывает на размывание фронта. Увеличение влагосодержания свидетельствует об обострении фронта.

- Распространение положительных барических тенденций на тыловую часть гребня является достаточно информативным признаком образования ядра в этом гребне.

### 5.5. Прогноз перемещения и эволюции атмосферных фронтов

Прогноз будущего положения атмосферных фронтов неразрывно связан с прогнозом перемещения и эволюции барических образований, ложбин и гребней.

Наиболее простым и часто применяемым способом определения будущего положения атмосферных фронтов является линейная и нелинейная экстраполяция. Полученное будущее положение фронта следует согласовать с прогнозом перемещения барических систем.

- Если область падения давления наблюдается по обе стороны фронта – это признак обострения фронта, рост давления по обе стороны фронта – признак его размывания в ближайшие 6-12 ч.
- Фронт обостряется, если над ним на уровнях 700 и 500 гПа наблюдается расходимость потоков, а падение давления перед фронтом больше, чем рост за ним. При сходимости потоков над фронтом на уровнях 700 и 500 гПа и меньшем падении перед фронтом, чем росте за ним – фронт размывается.
- Фронты возникают или обостряются, если ось растяжения барического деформационного поля близка по направлению к изотермам фронтальной зоны.

### 5.6. Расчёт давления в точках поля

Пункты для расчёта будущего давления выбирают произвольно, но так, чтобы они были равномерно распределены на рассматриваемой территории и число их было бы достаточным для последующего уверенного проведения изобар. Расстояние между ближайшими выбранными пунктами не должно превышать 400 км.

*Способы расчёта давления в пунктах:*

- Способ переноса приземного давления вдоль изогипс  $AT_{700}$  или  $AT_{500}$ .

- Способ, основанный на расчёте по барическим тенденциям вдоль пути переноса.

В основе способ переноса приземного давления вдоль изогипс лежит теоретическое положение, что локальные изменения приземного давления в значительной степени обусловлены его адвекцией (адвективный способ).

Второй способ расчёта давления в точках основывается на учете барических тенденций вдоль пути переноса воздушных частиц.

*Адвективный способ расчёта давления в точках поля*

Локальные изменения давления во времени можно рассматривать как сумму его эволюционных (трансформационных) и трансляционных (адвективных) изменений.

Адвекция давления осреднённым воздушным потоком, являющимся аналогом ведущего потока, является одним из существенных факторов, обуславливающих локальные изменения в поле приземного давления.

В первом приближении принимается, что приземное барическое поле перемещается по направлению изогипс  $AT_{700}$  или  $AT_{500}$  со скоростью, пропорциональной скорости потока на этих поверхностях.

При этом необходим учет изменений полей  $AT_{700}$  или  $AT_{500}$ , которые могут произойти к моменту, для которого строится прогностическая карта.

На первом этапе прогноза строится прогностическая траектория способом обратного переноса (по двум картам – высотной прогностической и фактической).

Сначала на прогностической высотной карте  $AT_{700}$  или  $AT_{500}$  строится траектория (назад по потоку) для половины промежутка времени от начального момента до момента прогноза. Прогностическая карта учитывает возможные изменения высотного барического поля к моменту срока прогноза.

Полученная точка переносится на фактическую высотную карту и проводится аналогичная операция и определяется район, из которого осуществится перенос воздушной частицы в пункт прогноза (начало траектории).

Если отсутствуют высотные прогностические карты, то траектория строится по фактической карте с вводом поправок на ожидаемые изменения барического поля на основе приближённой оценки будущих изменений.

*Эмпирические правила для приближённой оценки будущих изменений барического поля*

- На уменьшение скорости перемещения высотных барических образований указывают:

Ослабление интенсивности очагов падения или роста геопотенциала в окрестностях данного барического образования,

Увеличение со временем расстояния между центром высотного циклона (антициклона) и очагом падения (роста) геопотенциала в его передней части,

Развитие барического образования в высоту и уменьшение наклона высотной оси.

- Циклон (антициклон) перемещается, отклоняясь в сторону большой полуоси от прямой, соединяющей его центр с центром очага падения (роста) геопотенциала в передней части.

- Если изогипсы барического образования близки к круговым, то циклон (антициклон) будет смещаться вдоль прямой, соединяющей его центр с центром очага падения (роста) геопотенциала.

- Чем меньше длина барических волн, тем больше скорость их перемещения.

- Короткие волны, длина которых в умеренных широтах составляет примерно 1-3 тыс. км, перемещаются чаще всего со средней скоростью общего западного течения.

- Длинные волны (7-10 тыс. км и более) часто бывают малоподвижными, и поле геопотенциала в этом случае изменяется сравнительно медленно.

*Оценка эволюции барического поля по анализу поля изаллогипс:*

Знак изменения давления на высотах имеет большую устойчивость во времени, чем у поверхности Земли, поэтому применение экстраполяции здесь дает удовлетворительные результаты.

- Если нулевая изаллогипса проходит в тылу циклона (антициклона), так, что его центр оказывается в области отрицательных (положительных) изаллогипс, циклон (антициклон) будет углубляться (усиливаться).

- Если центр циклона (антициклона) находится в области положительных (отрицательных) изаллогипс, циклон (антициклон) будет заполняться (разрушаться).

*Эволюция высотного барического поля связана с эволюцией приземных барических образований:*

- Циклон (антициклон) на уровне  $AT_{700}$  или  $AT_{500}$ , как правило, будет углубляться (усиливаться) при его углублении (усилении) у поверхности Земли. Однако, после начавшегося заполнения (разрушения) циклона (антициклона) у поверхности Земли в средних слоях тропосферы некоторое время ещё продолжается его углубление (усиление).

- Наиболее существенная перестройка высотного барического поля происходит, когда два высотных циклона (антициклона) объединяются в одну обширную барическую систему.

После оценки возможной перестройки высотного барического поля окончательно строится траектория и если в исходный срок не ожидается эволюции и аномальности перемещения барических образований у Земли

вдоль линии переноса, давление в начальной точке переноса в исходный срок принимается за прогнозируемое давление в пункте прогноза.

Практически всегда барические образования испытывают более или менее существенную эволюцию, поэтому к исходному давлению в начальной точке траектории необходимо ввести соответствующую поправку.

*Эволюционная поправка:*

- Если рассматриваемый пункт прогноза окажется вблизи центра циклона (или вблизи оси ложбины или гребня) у поверхности Земли, то поправка принимается равной величине ожидаемого изменения давления в центре барического образования (оси ложбины или гребня). При усилении антициклона или заполнении циклона поправка будет положительной, при углублении циклона или разрушении антициклона – отрицательной.

- Для пунктов, которые окажутся на удалении от барических центров (или осей барических ложбин или гребней), величина поправки берется пропорциональной ожидаемому изменению давления в барическом центра и времени, в течение которого данный пункт будет находиться в области барического образования у поверхности Земли. Значение поправки можно определить, интерполируя величину изменения давления в 2-х соседних барических центрах, между которыми будет находиться пункт прогноза.

*Поправка на аномальность перемещения барических образований:*

Когда ожидается, что барические образования у Земли будут перемещаться в резком несоответствии ведущему потоку, следует ввести дополнительную поправку на аномальность перемещения:

- В непосредственной близости от места ожидаемого положения барического центра эта поправка равна разности между значениями давления в исходный срок в центре циклона (антициклона) у Земли и в начальной точке пути переноса, полученной без учета аномальности.

- Для пунктов, находящихся в том или ином удалении от центра абсолютная величина дополнительной поправки, соответственно, уменьшается.

- При значительной аномальности перемещения более приемлемый результат получается, если брать путь переноса не вдоль изогипс, а параллельно траектории ожидаемого перемещения барического центра у поверхности Земли. Скорость переноса принимается равной ожидаемой скорости перемещения барического центра.

### *Оформление прогностической карты*

Для каждого пункта расчёт производится по возможности двумя способами. Результаты сравниваются. При хорошем согласовании значений давления, рассчитанных двумя способами, за будущую величину можно принять любое из значений давления, либо их среднее.

Если данные значительно различаются, то, во-первых, необходимо выяснить причины расхождения (уточнить траекторию, пересчитать значения и т.д.) и решить, какому способу отдать предпочтение.

При быстром перемещении барических образований и воздушных частиц, лучшие результаты дает, как правило, первый способ (в случае быстрого переноса процессы трансформации не успевают значительно проявиться).

Когда вблизи данного пункта прогноза не ожидается ярко выраженных барических центров, а также при отсутствии прогностических высотных карт – лучшие результаты, как правило, дает второй способ расчёта.

Затем проводятся изобары через 5 гПа (при необходимости можно проводить промежуточные изобары), после чего производится согласование особых точек поля (центры барических образований, осей барических ложбин и гребней). После проведения изобар в поле давления могут обнаруживаться детали, не предусмотренные ранее – смещение центров барических образований, изменение положения атмосферных фронтов, ложбин и гребней.

Полученная прогностическая карта синоптического положения является основой для будущего прогноза условий погоды.

### **5.7. Оценка приземной прогностической карты**

При ошибке в положении центра барического образования, не превышающей 200 км – оценка не снижается.

При ошибке в положении центра барического образования, превышающей 200 км, но не более 500 км – оценка снижается на 0.3 балла.

Если ошибка в положении центра барического образования превышает 500 км, оценка снижается на 0.5 баллов.

Если образовался новый барический центр или существующий исчез, что не было предсказано, оценка снижается на 0.5 баллов.

Если ожидалось образование нового барического центра или исчезновение существующего, что не было предсказано, оценка снижается на 0.5 баллов.

Если ошибка в прогнозе интенсивности центра не превышает 4 гПа, оценка не снижается; если ошибка превышает 5-9 гПа, – оценка снижается на 0.3 балла, от 10 до 14 гПа – на 0.5 балла, более 15 гПа – оценка снижается на 1 балл.

Если ошибка в положении фронта на всём протяжении не превышает 250 км, оценка не снижается; ошибка от 250 до 500 гПа – оценка снижается на 0.2 балла, ошибка превышает 500 км – оценка снижается на 0.5 балла. Если фронт не был дан, но он фактически наблюдался и вызвал ухудшение погоды, оценка снижается на 0.7 балла.

## Заключение

По мнению С.А.Бортникова (Гидрометцентр России) к эпохальным достижениям земной цивилизации можно отнести развитие и внедрение численных (гидродинамических) методов прогноза погоды и создание автоматизированной системы подготовки необходимой исходной информации. Это позволило повысить оправдываемость краткосрочных прогнозов до 90 % и существенно продвинуть решение задач долгосрочного прогноза погоды.

Успешное внедрение численных методов прогноза погоды оказалось, однако, малоизвестным и практически не популяризируется синоптиками, составляющими итоговые сводки погоды и имеющими прямой доступ в средства массовой информации. Между тем для увеличения предела предсказуемости атмосферных процессов требуется синтез не только методов динамической и синоптической метеорологии, но и всех естественных наук, а в конечном итоге — развитие нового мировоззрения, адекватного реальности.

В процессе диалектического становления предсказания погоды оперативная практика показала равноценность и взаимозависимость синоптических и численных методов прогноза и необходимость их синтеза. Противостояние синоптического и гидродинамического направлений можно рассматривать по существу как частный случай неосознанного решения основного вопроса мировоззрения об отношении материи и сознания. Анализ достижений земной цивилизации в целом позволяет дать диалектический ответ на этот вопрос: материя и сознание — равноценны (эквивалентны, но не тождественны) и взаимозависимы. Представленное мировоззрение можно определить как диалектический реализм.

Следует отметить, что развитие численных методов прогноза также происходило диалектически: имело место известное противостояние между приверженцами фильтрующих, квазигеострофических методов прогноза, и методов прогноза по полным уравнениям гидродинамики.

Наиболее эффективным и здесь оказался диалектический синтез этих методов.

Длительное время решался вопрос об адаптации движения к геострофическому, пока не был дан диалектический ответ и на этот вопрос. Приспособление полей ветра и давления оказывается взаимным: если начальный размер возмущений меньше характерного горизонтального масштаба, поле давления приспособливается к полю ветра, в противном случае поле ветра приспособливается к полю давления.

Эффективным способом оперативного прогноза по полным уравнениям гидродинамики оказалось диалектическое решение задачи об адаптации реальных полей ветра и давления с привлечением априорной синоптической информации об основных погодообразующих процессах в атмосфере.

На рубеже эпох стало понятным, что атмосферные процессы, определяющие погоду и климат на Земле, имеют прямую зависимость от солнечной активности или от интенсивности солнечного ветра, поступающего на земную поверхность. Стали появляться прогнозы состояния солнечной поверхности и, как следствие, активизации образования барических систем в земной атмосфере. В настоящее время на основе знаний физики Солнца разрабатываются адекватные научные прогнозы погоды и климата.

С другой стороны, в последние годы XX и в наступившем XXI веках внимание ученых привлекло возрастающее количество катастрофических последствий от стихийных и опасных явлений погоды.

Успехи современной науки в борьбе со стихийными бедствиями не столь впечатляющи, как иногда представляется. Это связано прежде всего с особенностями самих явлений, то есть с их кратковременностью, внезапностью, высокой долей стохастичной составляющей. Кроме того, статистический анализ различных природных катастроф и ущерба от них показывает, что на фоне относительного небольшого числа жертв отдельных частых событий резко выделяются редкие случаи с аномальным количеством погибших. Известно, что

суперкатастрофичность режима характерна также для и для таких видов стихийных бедствий, как ураганы, цунами, смерчи, удары метеоритов.

Катастрофичность редких событий определяется мгновенным высвобождением огромной энергии. Например, суммарная энергия происходящего примерно раз в год сильного землетрясения магнитудой 8 в сотню раз превышает энергию термоядерной бомбы. Современные исследования показывают, что процессам подготовки таких событий сопутствуют определенные физические эффекты, локально проявляющиеся в земных сферах. Принято называть их предвестниками или предикторами событий. Наиболее изученными с этой точки зрения являются литосфера, атмосфера и ионосфера. По характеристикам этих предвестников можно судить о величине и времени будущего вероятного события. Таким образом, осуществляя глобальный мониторинг предвестников на поверхности и в атмосфере Земли, можно обеспечить предсказание катастроф. Для этой цели перспективно использовать космические средства дистанционного зондирования Земли совместно с сетью специализированных наземных станций.

По данным ВМО природные катастрофы мирового масштаба в 90% случаев связаны с погодой. При этом величины ущерба и жертв в настоящее время имеют устойчивый рост по сравнению с XX веком. В период с 1985 по 2005 гг. в мире ущерб возрос почти в 10 раз, достигнув только за 2005 год 159 млрд. долларов. Число безвозвратных потерь или жертв увеличилось в 15 раз, составив в 2005 году 92 тыс. человек.

С одной стороны, указанная ситуация объясняется тем, что произошедшие в последние десятилетия прошлого века и в начале XXI века в мире природные катастрофы, куда относят и опасные погодные явления, имеют тенденцию значительного возрастания частот. Так, по данным на 2005 год ежегодный прирост упомянутых явлений в мире составил 18%, а в России – 6,3%, и, согласно научным экспертным оценкам ООН, тенденция в ближайшие десятилетия сохранится на данном уровне. С другой стороны, рост численности населения мира (в настоящее время более 6,5 млрд. человек), а также развитие мирового хозяйства усугубляют последствия и тяжесть протекания природных катастроф.

Так, например, в XXI веке наибольшие величины ущерба (32% от общего), максимальные количества погибших (26%) и пострадавших (32%) вызывали наводнения и тропические циклоны.

Отсюда, увеличение риска опасных явлений погоды приобретает характер мировой проблемы, требующей разработки современных научных принципов решения. В этой связи становится чрезвычайно *актуальным* совершенствование известных методов снижения риска опасных явлений погоды (ОЯ) и разработки новых возможностей их оценки и управления. Важность такой работы обусловлена не только существенным материальным ущербом, связанным с природными катаклизмами и катастрофами, но и с значительными людскими потерями.

### Список использованной литературы

1. Хромов С.П. Основы синоптической метеорологии, М., 1948.
2. Кибель И.А. Введение в гидродинамические методы краткосрочного прогноза погоды, М., 1957.
3. Зверев А.С. Синоптическая метеорология, Л., 1968, 1977.
4. Монин А.С. Прогноз погоды, как задача физики, М., 1969.
5. Лоренц Э.Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы, пер. с англ., Л., 1970.
6. Марчук Г.И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. Л., 1974.
7. Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы. пер. с англ. 1973.
8. Юдин М.И. Новые методы и проблемы краткосрочно прогноза погоды 1993.
9. Андреева Е.С. Опасные явления погоды юга России. г. Санкт – Петербург, Изд-во ВВМ, 2006.
10. Андреева Е.С., Андреев С.С. География и генезис опасных погодных явлений юга России. Научное издание. Издатель Турова Е.А. г. Ростов-на-Дону, 2007.