Министерство высшего и среднего специального образования РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

А. И. САВИЧЕВ

СИНОПТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ АНАЛИЗА АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ

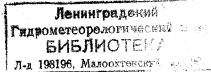
Учебное пособие

Одобрено Ученым советом Ленинградского гидрометеорологического института

В учебном пособии излагаются физические основы атмосферных процессов синоптического масштаба, приводящих к изменению погоды в различных географических условиях, а также рассматриваются приемы анализа результатов метеорологических и аэрологических наблюдений.

Пособие предназначено для студентов-гидрологов гидрометеорологических

институтов и географических факультетов университетов



Глава 1. ВВЕДЕНИЕ В СИНОПТИЧЕСКУЮ МЕТЕОРОЛОГИЮ

1.1. ПРЕДМЕТ СИНОПТИЧЕСКОЙ МЕТЕОРОЛОГИИ

Синоптической метеорологией называется наука, изучающая физические закономерности развития атмосферных процессов и изменений погоды в целях предсказания последней.

Погодой называется непрерывно меняющееся состояние атмос-

феры в данном районе земного шара.

Характеристики состояния атмосферы, т. е. характеристики потоды (давление, температура и влажность воздуха, ветер, атмосферные осадки и прочее) носят назнание метеорологических величин.

Погода отличается большим разнообразием и изменчивостью. Наглядное представление о состоянии погоды в данный момент времени на обширной территории дает синоптическая карта. Синоптическими картами, или картами погоды, называют географические карты, на которых цифрами или специальными условными знаками нанесены результаты одновременных набюдений многих метеорологических станций. Такие карты, составляемые как по наблюдениям у поверхности земли, так и по аэрологическим наблюдениям для различных высот и изобарических поверхностей, дают возможность представить пространственное распределение метеорологических величин и явлений, а также определить состояние погоды на обширных районах океанов и сущи. Совокупность атмосферных процессов, отображенных на картах погоды, называется синоптическим положением. В последние годы для оценки синоптического положения широко используются спутниковая информация о погоде над океанами и труднодоступными частями материков, где нет метеостанций, а также данные радиолокационных метеостанций.

Метод изучения и прогноз погоды, основанный на выявлении физических закономерностей развития атмосферных процессов с помощью анализа синоптических карт, называется синоптических. Этот метод, являясь географическим по форме, на основе законов физики атмосферы позволяет исследовать причины изменения по-

¹ Термин «синоптическая» происходит от греческого слова «синоптикос», означающего «одновременно обозревающий».

годы. В настоящее время он становится все более количественным в связи с созданием расчетных методов анализа и прогноза полей метеорологических величин.

- Для правильного анализа синоптических карт выработаны определенные приемы и принципы, которыми следует руководство-

ваться

Основным приемом синоптического анализа является сопоставление нанесенных на карты характеристик погоды, т. е. значений метеорологических величин, на отдельно взятых станциях и по группам соседних станций в текущий и предшествующие моменты времени. Этот прием позволяет не только выявить характер погоды и определить расположение, свойства и перемещение синоптических объектов, но и обнаружить ошибочные метеорологические данные, нанесенные на карты.

Основные принципы синоптического анализа:

<u>ремплексность.</u> Характеристики погоды анализируются не изолированно, а в комплексе, определяющем их взаимосвязь и взаимообусловленность; дений

- 2) трехмерность. Особенности атмосферных процессов рассматриваются на различных уровнях атмосферы, что позволяет выявить физические пространственные связи между различными метеорологическими величинами;
- 3) историческая последовательность, т. е. сопоставление анализа исходной карты погоды с анализом карт за предшествующие сроки, что дает возможность обнаружить физические связи во времени между различными атмосферными процессами и явлениями.

Достоинствами синоптического метода является его наглядность и оперативность. На основе этого метода можно дать прогноз потоды по любому району земного шара, что очень важно для обеспечения полетов самолетов по авиатрассам большого протяжения, морского судоходства, океанического рыболовного промысла и т. д.

В насхоящее время синоптический метод является основным методом, применяемым при составлении официальных кратжосрочных (до двух суток) и долгосрочных прогнозов.

Понятия синоптической метеорологии

Атмосфера находится в постоянном движении. Причиной этого движения является неравномерное распределение лучистой энергии Солнца, притекающей к поверхности Земли и вызывающей соответствующее распределение температуры и атмосферного давления. Совокупность движения синоптического масштаба получила название атмосферной циркуляции. От атмосферной циркуляции зависит погода, ее изменение. При всей сложности атмосферной циркуляции в ней можно выделить определенные структурные эле-

of not properly le

менты — синоптические объекты: воздушные массы, атмосферные

фронты, барические системы.

Тропосфера всегда разделена на относительно однородные по условиям погоды воздушные массы, занимающие обширные пространства, соизмеримые с большими частями материков. Воздушная масса, находясь длительное время над определенным географическим районом, называемым очагом ее формирования, приобретает физические свойства, характерные в данное время года для этого района, и при перемещении в другой географический район обусловливает в нем изменение погоды.

Узкая переходная зона между соседними воздушными массами с различными свойствами называется атмосферным фронтом. С прохождением атмосферных фронтов через определенный пункт или район связаны наиболее резкие непериодические изменения

погоды.

Барическими системами называют области пониженного и повышенного атмосферных давлений. К областям пониженного давления относят циклоны и ложбины, к областям повышенного антициклоны и гребни (отроги). Поскольку поле давления тесно связано с полем ветра, барическим системам присуще характерное распределение воздушных течений. Совокупность барических систем образует барический рельеф. Для определения барических систем на приземных картах погоды проводят изолинии p = const, называемые изобарами, которые представляют собой следы пересечения изобарических поверхностей Мирового океана.

Пожбина— вытянутая часть циклона с ясно выраженной осыо (центральной линией, вблизи которой изобары имеют наибольшую кривизну). В ложбине изобарические поверхности понижаются от периферии к оси; поле воздушных течений имеет циклонический характер, причем в слое трения ось ложбины является линией сходимости воздушных течений; преобладают восходящие движения воздуха и облачная с осадками погода.

Антициклон, — область повышенного давления с максимальным его значением в центре. Изобары в антициклоне замкнуты. Изоба-

рические поверхности повышаются от периферии к центру. Диаметр антициклона несколько больше диаметра циклона и составляет 2000—4000 км, а высота может достигать 15—20 км. В поле течений антициклон — гигантский воздушный вихрь с циркуляцией в северном полушарии по часовой стрелке, а в южном — против часовой стрелки. В слое трения центр антициклона — точка расходимости линий тока. В свободной атмосфере линии тока почти совпадают с изобарами. В антициклоне преобладают нисходящие движения воздуха и малооблачная погода.

Гребень — вытянутая часть антициклона с хорошо выраженной осью, вдоль которой изобары имеют наибольшую кривизну. Внутри гребней нередко образуются самостоятельные центры высокого давления, называемые отрогами. Изобарические поверхности в гребне повышаются от периферии к его оси, которая в слое трения является линией расходимости воздушных течений. В гребне пресбладают нисходящие движения воздуха и малооблачная погода.

Седловина — облась, заключенная между двумя накрест лежащими циклонами и антициклонами. Изобарические поверхности имеют вид седла: они повышаются в сторону антициклонов и понижаются в сторону циклонов.

В пределах тропосферы и нижней стратосферы существуют переходные зоны между высокими холодными циклонами и высокими теплыми антициклонами. Эти переходные зоны получили название высотных фронтальных зон (ВФЗ). Они характеризуются значительными горизонтальными градиентами температуры и давления и скоростью ветра более 100 км/ч. ВФЗ обычно связана с одним или несколькими фронтами; она играет существенную роль в образовании и развитии циклонов и антициклонов.

Помимо рассмотренных видов движения воздуха, связанных с существованием синоптических объектов, в атмосфере устанавливается ряд крупномасштабных течений, обусловленных разностью температур между экватором и полюсами, между материками и океанами и пр. Совокупность основных видов движений, благодаря которым осуществляется обмен больших масс воздуха в горизонтальном и вертикальном направлениях, называется общей циркуляцией атмосферы (ОЦА). Несмотря на то, что ОЦА имеет сложный и постоянно меняющийся характер, ее основные черты сохраняются из года в год. Изучение ОЦА имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение. Без знания закономерностей ОЦА невозможна разработка методов прогноза погоды и на длительный срок (сезон, месяц), и на более короткие промежутки времени.

Важно подчеркнуть, что воздушные массы, атмосферные фронты, циклоны и антициклоны являются носителями определенных типов погоды и, следовательно, изучение закономерностей возник-

новения, эволюции и перемещения этих синоптических объектов оказывается ключом к пониманию изменений погоды и ее предсказанию.

Проблемы и методы научного прогноза погоды

Любой научный прогноз возможен в том случае, если известны закономерности возникновения и развития предсказываемых явлений или процессов. Прогнозы погоды относятся к категории наиболее сложных и трудных научных прогнозов, поскольку изменения погоды зависят от очень многих факторов.

Различают периодические и непериодические изменения погоды. Первые являются следствием вращения Земли и обращения ее вокруг Солнца, т. е., по существу, суточным и годовым ходом метеорологических величин. Наиболее существенные непериодические
изменения погоды связаны с циркуляционными факторами: с развитием и перемещением циклонов, антициклонов, воздушных масс
и фронтов. Они парушают суточный и годовой ход метеорологических величин. Дополнительно на формирование погоды влияют
местные факторы: рельеф, состояние подстилающей поверхности
и т. д.

В настоящее время существуют следующие методы прогноза погоды, в большей или меньшей степени учитывающие отмеченные факторы:

- 1) синоптический, основанный на качественно-физических выводах из анализа карт погоды и количественных расчетах, не требующих применения ЭВМ;
- 2) численный (гидродинамический), основанный на решении уравнений гидродинамики и термодинамики с использованием ЭВМ:
- 3) физико-статистический, основанный на учете статистических закономерностей изменений погодообразующих факторов и характеристик погоды.

Перечисленные методы дополняются один другим и используются комплексно с учетом преимуществ и недостатков каждого.

Проблема прогноза погоды является одной из важнейших в современной науке. Поэтому синоптическая метеорология занимает особое место среди других разделов метеорологии. Правильные прогнозы погоды имеют огромное значение для авиации и других видов транспорта, для многих отраслей промышленности и сельского хозяйства. Умелое использование прогнозов погоды позволяет лучше планировать производственную работу предприятий, а в ряде случаев — сохранить материальные ценности и жизнь многих людей.

История развития синоптической метеорологии

Вопросы прогноза погоды интересовали ученых давно. Однако предпосылки научного прогнозирования появились только в середине XVII в., когда были заложены основы физики и изобретены первые метеорологические приборы.

Впервые научные взгляды на возможность предвидения погоды были высказаны в середине XVIII в. М. В. Ломоносовым (1711— 1765). Им же были намечены пути изучения характера движения воздуха с учетом особенностей общей циркуляции атмосферы над земным шаром и организованы метеорологические наблюдения в различных пунктах России.

Первые синоптические карты были составлены в 1826 г. в Германии. На них по одновременным наблюдениям нескольких станций были нанесены лишь отклонения давления воздуха от нормы для двух синоптических ситуаций. С изобретением электрического телеграфа Шиллингом (1832) появилась возможность быстрого сбора метеорологической информации. Однако практические шаги в этом направлении были предприняты только после знаменитой

балаклавской бури 14 ноября 1854 г.

Предпосылкой для организации службы погоды в 1856 г. стал регулярный обмен метеорологическими сводками по телеграфу между Россией и Францией, а позже и другими странами. В России начало регулярной службы погоды было положено изданием с 1 января 1872 г. Главной физической обсерваторией Ежедневного бюллетеня погоды. Примерно это время следует считать началом оформления синоптической метеорологии как научного направления, в развитии которой можно выделить четыре периода.

В первый период (1860—1920 гг.)— период изобарической синоптики— были разработаны приемы прогнозов погоды на основе анализа погоды в циклонах и антициклонах и особенностей их

перемещения.

Во второй период (1920—1940 гг.) — период фронтологической синоптики и введения в оперативную работу анализа результатов радиозондирования— на основе развития учения о воздушных массах и фронтах углубилось понимание физической природы изменений погоды; прогнозы стали содержать более четкие характеристики ожидаемой погоды. Основные успехи в это время достигнуты повседневным синоптическим анализом аэросиноптических наблюдений. Последние стали возможны после изобретения в 1930 г. П. А. Молчановым радиозондов. В 1922 г. начали составляться первые систематические долгосрочные прогнозы погоды сиосновоположником которого ноптическим методом, Б. П. Мультановский.

В третий период (1940—1960 гг.) — период оперативного применения высотных карт погоды и численных методов прогнозов погоды — благодаря картам барической топографии синоптический анализ стал трехмерным. Тогда же были разработаны и успешно применены (с использованием ЭВМ) первые схемы численного

прогноза барического поля.

Начиная с 1960 г. и по настоящее время стали широко применять гидродинамические методы прогноза, использовать в оперативной работе спутииковую метеорологическую информацию. В 60-х годах продолжалось совершенствование схем численного прогноза. Уже с 1962 г. высотные прогностические карты в СССР получают только численными методами. В конце 60-х годов в СССР и США были созданы метеорологические космические системы и налажено систематическое получение фотографий облачности в любое время суток практически для любой территории земного шара. Это позволило объективно проводить синоптический анализ, особенно па территории, слабо освещенной метеорологическими данными. В последний период наметились пути изучения ОЦА и проблем взаимодействия океана и атмосферы, что имеет особое значение для долгосрочных прогнозов погоды.

Организация службы погоды в СССР

Служба погоды в СССР входит в состав общегосударственной гидрометеорологической службы, возглавляемой Государственным комитетом гидрометеорологии и контроля природной среды СССР.

Оперативную прогностическую научную и методическую работу по прогнозам погоды выполняют следующие подразделения службы погоды:

Гидрометеорологический научно-исследовательский центр СССР (ГМЦ), являющийся главным центром сбора и распространения метеорологической информации в СССР;

бюро погоды (БП) при республиканских и межобластных управлениях Гидрометеорологической службы;

гидрометеорологические бюро (ГМБ) и некоторые гидрометеорологические обсерватории (ГМО), обеспечивающие информацией и прогнозами погоды преимущественно отдельные отрасли народного хозяйства в ограниченных районах;

авиационные метеорологические станции при аэропортах гражданской авиации (АМСГ).

Кроме того, имеются мировые метеорологические центры (ММЦ), а также региональные (РМЦ) и национальные (НМЦ), отвечающие по международным соглашениям за сбор и распространение метеорологической информации с той или иной территории.

Синоптические станции передают информацию в адрес местного БП, AMCF и другие установленные для каждой станции адреса.

Полученная БП информация в виде сводок погоды передается по проводам и радио другим ГМЦ. В свою очередь БП принимают сводки погоды, передаваемые ММЦ и ГМЦ, а также факсимильные передачи карт погоды и других материалов. Тем самым осуществляется взаимный обмен информацией.

1.2. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИЯ, СОСТАВЛЕНИЕ И АНАЛИЗ КАРТ ПОГОДЫ

Метеорологическая информация и способы ее представления

Метеорологической информацией называются сведения о погоде в целом или об отдельных метеорологических величинах, получаемых непосредственно в результате метеорологических наблюдений (первичная информация) и в процессе последующего анализа и прогноза атмосферных процессов (вторичная информация). Полнота и своевременность поступления необходимой первичной информации в значительной степени определяют правильность анализа и в конечном Итоге успешность прогнозов погоды. Первичная информация должна быть комплексной, трехмерной, глобальной, регулярной, синхронной и оперативной. Нарушение хотя бы одного из указанных требований в значительной степени обесценивает всю поступившую информацию.

В настоящее время используются следующие источники первич-

ной метеорологической информации:

д наземная сеть гидрометеорологических и аэрологических станций;

, судовые станции; з авиационная разведка погоды;

и радиолокационные метеорологические станции;

э метеорологические спутники.

• Метеорологические величины изменяются в пространстве и во времени, т. е. являются функциями координат точки измерения и времени. Для описания положения точки измерения в пространстве в синоптической практике наиболее употребительными являются прямоугольная, географическая и изобарическая системы координат.

Распределение какой-либо метеорологической величины в пространстве называют полем этой величины. Так, пространственное распределение атмосферного давления называют полем давления или барическим полем, а распределение температуры называют

полем температуры или термическим полем и т. п.

Большинство метеорологических величин (атмосферное давление, температура, влажность и плотность воздуха и некоторые друтие) — величины скалярные; их распределение можно наглядно представить поверхностями равных значений данного метеоэлемента: атмосферное давление изобарическими поверхностями, температуру воздуха — изотермическими поверхностями и т. д. В сечении с поверхностью уровня или с вертикальной плоскостью эти поверхности образуют линии равных значений — изолинии, называемые соответственно изобарами, изотермами и т. п. В каждой точке скалярного поля можно построить вектор градиента данного поля, характеризующего изменчивость метеорологической величины в пространстве. Векторной метеорологической величиной является ветер.

Описание функциональной зависимости может быть словесным, табличным, графическим и аналитическим. Каждый из способов имеет свои достоинства и недостатки и каждый нашел применение в синоптической практике при решении конкретных задач.

Так, для информации широких кругов населения о погоде наиболее удобна словесная форма. Табличный способ используется при составлении и передачи сводок метеорологических наблюдений. Для ускорений и удешевления передачи метеорологической информации применяются метеорологические коды. Эти коды однотипны во всех странах, что облегчает международный обмен информацией. Информация зашифровывается в виде пятизначных цифровых групп. Каждой метеорологической величине отведено постоянное место в определенной группе. Смысловые значения чисел, применяемых для кодирования каждой метеорологической величины, определяются с помощью таблиц и пояснений, содержащихся в официальных изданиях кодов.

√Значительно более наглядным является графическое представление метеорологических полей с помощью различного рода диаграмм, графиков и синоптических карт.

При выполнении расчетов на ЭВМ в последнее время все большее распространение получает аналитический способ описания метеорологических полей.

Виды карт погоды, принципы их составления и назначение

Различают приземные жарты погоды (основные и дополнительные), составляемые по результатам метеорологических наблюдений, и высотные (карты барической топографии) — на основе аэрологических наблюдений. По данным метеорологических наблюдений в основные сроки (3, 9, 15 и 21 ч по московскому времени) составляют основные карты, а по данным в промежуточные сроки (0, 6, 12 и 18 ч по московскому времени) — дополнительные (кольцевые) карты погоды. Кроме того, могут составляться и вспомогательные карты (приземные и высотные) опасных явлений погоды, осадков, снежного покрова, максимальных скоростей ветра и др.

Основные карты потеды и карты фрической топографии имеют масштаб $1:15\,000\,000$ (50 км в $1\,$ см).

На приземную карту погоды условными синоптическими знаками и цифрами по определенной схеме наносятся сведения о погоде, полученные в результате наблюдений сети метеорологических станций в установленные сроки. Эти сведения в зашифрованном виде получают органы службы погоды по телеграфу и радио. Штриховкой кружочка, указывающего положение метеорологической станции на карте, обозначается общее количество облаков, стрелкой с оперением — направление (откуда дует ветер) и скорость ветра. Около кружка станции наносят температуру и давление воздуха, величину и характер изменения давления за последние три часа, высоту и характеристику нижней облачности, характер облачности среднего и верхнего ярусов, горизонтальную видимость, температуру точки росы, количество выпавших осадков за 12 часов, характер погоды в сроки между сроками наблюдений. После того как данные о погоде нанесены на карту, производится ее обработка. На приземных картах погоды проводят изобары через 5 мбар кратные пяти, определяют области высокого и пизкого давления, положение центров циклонов (антициклонов) и траектории их перемещения, проводят линии раздела холодных и теплых воздушных масс (атмосферные фронты), выделяют зоны осадков, туманов и другие характеристики погоды.

Карты барической топографии подразделяются на карты абсолютной топографии (АТ) и относительной топографии (ОТ). Они составляются для определения особенностей структуры и анализа развития атмосферных процессов и прежде всего атмосферных вихрей по данным аэрологических наблюдений в сроки 03 и 15 часов для той же территории, что и приземные карты погоды.

Карта абсолютной топографии (AT_p) представляет собой карту высот данной изобарической поверхности p—const над уровнем моря. Из рис. 1 следует, что областям с наиболее высоким положением изобарических поверхностей соответствует более высокое давление, а с наиболее низким — более низкое. Тем самым карта AT_p характеризует состояние барического поля. Кроме геопотениальных высот на карту AT_p наносят температуру, дефицит точки росы, скорость и направление ветра на данной изобарической поверхности. В настоящее время в оперативной работе службы погоды чаще всего используют карты AT_{850} , AT_{700} , AT_{500} , AT_{300} , AT_{200} , AT_{100} и AT_{50} , которые приблизительно соответствуют высотам 1,5,3; 5; 9; 12; 16 и 20 км.

На карту относительной топографии (ОТ $_{p_1}^{p_2}$) наносятся данные о превышении изобарической поверхности p_2 =const над новерхностью p_1 =const. Чаще всего в оперативной работе используют

карты OT_{1000}^{500} . В холодной, более плотной воздушной массе давление с изменением высоты понижается быстрее, чем в теплой. Соответственно в холодной массе толщина слоя $H_{p_1}^{p_2}$ меньше, чем в теплой, т. е. величина $H_{p_1}^{p_2}$ прямо пропорциональна средней температуре слоя \overline{T} . Поэтому карта $OT_{p_1}^{p_2}$ эквивалентна карте распределения средней температуры слоя между изобарическими поверхностями p_1 и p_2 .

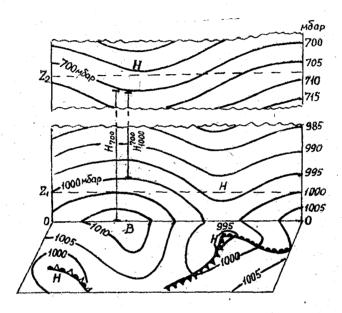


Рис. 1. Положение изобарических поверхностей в вертикальной плоскости.

При составлении карт барической топографии оказалось целе-сообразным заменять геометрические высоты изобарических поверхностей эквивалентными им значениями геопотенциала на уровнях, соответствующих положению этих поверхностей в пространстве.

Геопотенциал Ф в некоторой точке атмосферы численно равен работе, которую следует затратить, чтобы поднять единицу массы в поле силы тяжести от уровня моря в данную точку. Геопотенциал на уровне моря принимается равным нулю.

Приращение геопотенциала $d\Phi$ с изменением высоты единицы

массы на величину dz выражается формулой

$$d\Phi = gdz, \quad \gamma = 1 \quad \text{(1)}$$

где g — ускорение силы тяжести, а dz — приращение высоты.

Соотношение (2) определяет относительный геопотеициал. Полагая $z_1 = 0$, получим значение абсолютного геопотенциала

$$\Phi = \int_{0}^{z} g dz. \qquad \text{as find} \qquad (3)$$

Принимая g = const, из равенства (2) имеем

$$\Phi_2 - \Phi_1 = g(z_2 - z_1),$$

или

$$\Delta \Phi = g \Delta z. \tag{4}$$

Практической единицей геоподенциала является геопотенциальный метр (гл·м)

AH & S Az - [M CEK!][M] - [M] (5)

при $\Delta z = 1$ м.

При $g=9.8 \text{ м/c}^2$ величина геопотенциала изобарической поверхности в геопотенциальных метрах численно равна высоте в обычных метрах. Следует помнить, что размерность $(rn \cdot m) = m^2 \cdot c^{-2}$ является размерностью удельной работы, что вытекает из определения геопотенциала.

Высоты изобарических поверхностей вычисляются по барометрической формуле геопотенциала.

Барометрическая формула геопотенциала

Основное уравнение статики атмосферы

$$dp = -\rho g dz, \tag{6}$$

где о - плотность воздуха, определяемая из уравнения состояния $ho = \frac{p}{RT}$, с учетом формулы (1) можно переписать $dp = -\rho d\Phi$, откуда

$$d\Phi = -\frac{1}{\rho} d\rho. \tag{7}$$

Интегрируя (7) в слое от p_1 до p_2 , получим

14 page dayers napping

$$\Phi_2 - \Phi_1 = \int_{\rho_1}^{\rho_2} RT d(\ln \rho) \tag{8}$$

Заменяя переменную величину T ее средним значением T_m в слое между изобарическими поверхностями p_1 и p_2 и учитывая, что $R = 287 \text{ м}^2/c^2$ град,

$$\ln \frac{p_1}{p_2} = 2,3 \lg \frac{p_1}{p_2} + \frac{\Phi_2 - \Phi_1}{9,8} = Hp_2 - Hp_1 = H_{p_1}^{p_2},$$

получим

$$H_{p_1}^{p_2} = 67, 4 T_m \lg \frac{p_1}{p_2} r \Pi \cdot M.$$
 (9)

Переходя к геопотенциальным декаметрам, получим рабочую барометрическую формулу относительного геопотенциала

$$\sqrt{H_{p_1}^{p_2}} = 6.74 T_m \lg \frac{p_1}{p_2} \text{ гл. дкм (дам)}.$$
 (10)

Формулы (9) и (10) используются для вычисления данных при Hor Gay To Rope составлении карт относительной топографии.

Для заданных изобарических поверхностей

$$H_{p_1}^{p_2} = a_{1,2} T_m, \tag{11}$$

где $a_{1,2}$ — постоянная для данной пары изобарических поверхностей. В частности, из равенства (10) непосредственно получаем

$$H_{1000}^{500} = 2.029 T_m \approx 2 T_m.$$
 (12)

Изолинии H_{1005}^{5000} == const, т. е. изогипсы относительной топографии, эквивалентны изотермам средней температуры слоя $T = \mathrm{const.}\ \Pi$ ри этом проведение изогилс на карте OT_{1000}^{500} через 4 дам равносильно проведению изотерм средней температуры через 2°.

На картах ОТ выделяются области холода и тепла, зоны боль-

шего и меньшего сгущения изотерм.

Изолинни $H_p = \text{const}$, т. е. изогипсы абсолютной топографии, эквивалентны изобарам на уровне г, вблизи которого располагается изобарическая поверхность p = const. При этом, если барическая ступень 0,8 дам, то проведение изогипс на карте АТ, через 4 дам равносильно проведению изобар на уровне г через 5 мбар.

На картах АТ вырисовываются возвышенности и впадины в поле давления, что соответствует циклонам и антициклонам, гребням и ложбинам, а зоны сгущения и разряжения изогилс соответствуют

зонам сильных и слабых ветров.

Способы представления макросиноптических процессов

При анализе синоптических процессов за длительное время и над большой территорией (макропроцессов) необходимо выделять такие особенности и закономерности их развития, которые представляют интерес для долгосрочного прогноза. Каждый макропроцесс развивается в течение некоторого времени, являющегося частью непрерывного процесса эволюции ОЦА. Временные границы макропроцессов могут быть или фиксированными или естественными, при которых непрерывный ход развития процессов делится на периоды однородной циркуляции, т. е. отрезки времени, когда циркуляция относительно устойчива. Такие процессы называются однородными макросиноптическими процессами.

Одним из способов представления однородного макросиноптического процесса является построение для него средних карт распределения метеоэлементов или их аномалий. Другим приемом схематизации макропроцессов является составление сборно-кинематических карт. Исходным материалом для их построения служат ежедневные синоптические карты. С них посредством специальных условных обозначений на карту наносят особые точки барического поля и траектории их перемещения в течение всего

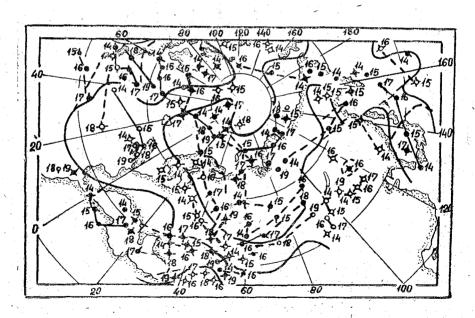


Рис. 2. Сборпо-кинематическая карта синоптического процесса с 14 по 19 января 1957 г.

макропроцесса (рис. 2), а также демаркационные линии — линии раздела областей высокого и низкого давлений.

С помощью сборно-кинематической карты легко составить представление об основных чертах однородного макропроцесса. Она помогает установить его границы.

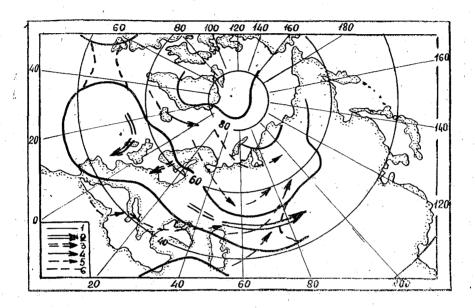
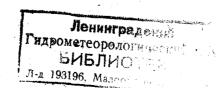


Рис. 3. Карта-схема развития синоптического процесса с 14 по 19 января 1957 г.

На основе сборно-кинематической карты легко построить картусхему (рис. 3). На такую карту наносят только траектории барических образований и демаркационные линии. Она дает представление о характере эволюции барического поля в течение однородного макропроцесса.

При разработке долгосрочного прогноза численными методами используются и другие способы сжатого представления метеорологической информации на большой территории, например, аналитические: разложение полей по естественным ортогональным функциям, по полиномам, в ряде Фурье и т. д.



Глава II. ПОЛЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН

2.1. ПОЛЯ ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ АТМОСФЕРЫ

Распределение температуры по высоте

Распределение температуры воздуха в тропосфере определяется главным образом его теплообменом е земной поверхностью. Естественно, что с высотой, по мере удаления от земной поверхности, температура воздуха понижается. Для средних условий в тропосфере вертикальный градиент температуры $\gamma_{\rm cp}=0.65^\circ/100$ м. Однако во многих случаях фактический градиент температуры может существенно отклоняться от среднего значения, особенно в слое трения и в самом нижнем приземном (приводном) слое.

При определенных условиях над сушей и океаном возникают слои инверсии, которые имеют большое значение для развития атмосферных процессов. Они, в частности, являются задерживающими слоями, гасящими вертикальные движения воздуха. Температурные инверсии могут возникать в приземном слое атмосферы (приземные инверсии) и в свободной атмосфере. Над океанами инверсионные условия в приводном слое встречаются значительно реже, чем над сушей. В свободной атмосфере инверсии часты как над сушей, так и над морем. Существует несколько различных процессов, порождающих инверсии. Некоторые из них рассмотрены в 3.3.

Особенности распределения температуры в тропосфере, слое тропопаузы, стратосфере и выше (до высоты 100 км) зимой и летом на различных широтах иллюстрирует рис. 4.

Выше тропосферы тепловой режим воздуха определяется пропессами лучистого и турбулентного теплообменов. В стратосфере температура воздуха с высотой, как правило, повышается, достигая максимума на высоте около 50 км. Это повышение связано с паличием слоя озона, который поглощает ультрафиолетовую рагиацию. Основная масса озона содержится в слое 20—50 км.

В мезосфере в связи с малой концентрацией поглощающих ком-

понентов температура воздуха понижается.

В термосфере (начиная с высоты 80—90 км) температура вновь растет с высотой. Здесь составной частью атмосферы, активно по-

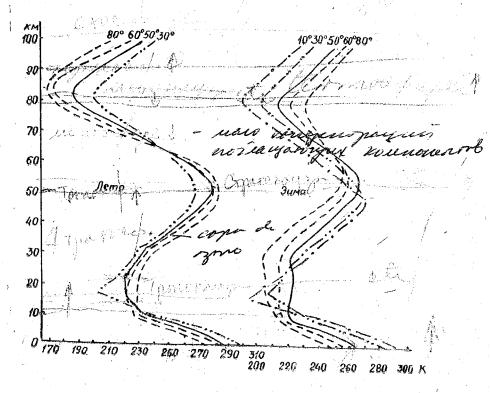


Рис. 4. Изменение температуры воздуха на разных ишротах с увеличением высоты.

глощающей ультрафиолетовую солнечную раднацию, является атомарный кислород.

Географическое распределение температуры воздуха

Поле температуры воздуха в тропосфере формируется под влиянием солпечной радиации и термической исоднородности подстилающей поверхности.

Под влиянием первого фактора температура в тропосфере в основном уменьшается от экватора к полюсам в соответствии с зональным убыванием притока солнечной радиации, причем особенно значительные изменения температуры в меридиональном направлении наблюдаются в зимнее время года. Происходит это потому, что со сменой сезона значительно изменяется количество тепла,

притекающего к полюсам, в то время как приток тепла к экваториальной зоне в течение всего года остается почти постоянным. Зимой разность температур между полюсом и экватором в сред-

нем почти вдвое больше, чем летом.

Под влиянием второго фактора понижение температуры от экватора на разных меридианах к полюсу происходит неодинаково, и картина даже среднего многолетнего поля температуры не является зональной. В одних местах изотермы отклоняются к высоким широтам, образуя гребни тепла, а в других - к низким, образуя ложбины холода. Это происходит под влиянием неравномерного распределения материков и океанов с их мощными теплыми и холодными течениями, а также различий их термических свойств. Материки имеют небольшие теплоемкость и теплопроводность. В результате летом в умеренных широтах они сильно прогреваются, а зимой столь же сильно охлаждаются. Океаны, напротив, имеют большую теплоемкость и теплопроводность. Поэтому в теплую половину года они накапливают большой запас тепла, которого хватает, чтобы сохранить относительно высокую температуру и в зимнее время. Вследствие указанных причин в умеренных широтах в летнее время материки значительно теплее океанов, зимой — наоборот.

Распределение температуры воздуха на уровне моря по земному щару для января и июля показаны на рис. 5 и 6. Анализируя и сопоставляя эти карты, можно сделать ряд важных выводов.

Поскольку воздух тропосферы умеренных широт перемещается с запада на восток, то зимой наиболее низкую температуру в процессе охлаждения в западном потоке воздушная масса приобретает е восточной части материков. Здесь и располагается ложбина холода. Перемещаясь с холодных материков на теплый океан, воздушная масса начинает быстро прогреваться, так как разность температур воды и воздуха велика. Наиболее высокая температура достигается в восточных частях океанов, где возникает гребень тепла.

Летом разность температур между экватором и полюсом, а также между материками и океанами меньше, чем зимой. Соответственно меньше и контраст температур между воздухом и подстилающей поверхностью, на которую он попадает. Поэтому возмущение поля температур летом меньше, чем зимой.

> В южном полушарии изотермы идут плавно и почти в широтном направлении, что объясняется относительной однородностью подстилающей поверхности этой части земного шара (преобладают океаны).

> В среднем северное полушарие более теплое, чем южное. Среднегодовая температура северного полушария +15,2°, а южного -+13,2°. Термический экватор, под которым понимается параллель с наиболее высокой средней температурой воздуха, в январе сов-20

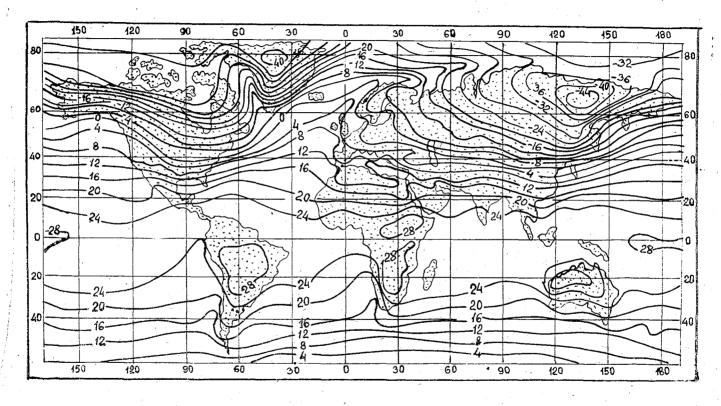


Рис. 5. Карта январских изотерм.

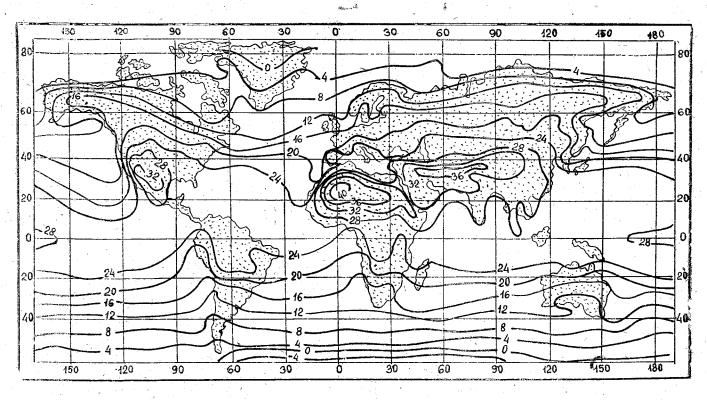


Рис. 6. Карта июльских изотерм.

падает с географическим экватором (средняя температура около 26°), в июле смещается на 20—25° с. ш. (средняя температура око ло 28°) и в среднем годовом лежит на 10° с. ш. Такое распределение температуры объясняется влиянием Антарктиды и тем, что в северном полушарии площадь поверхности суши значительно больше, чем в южном.

Характерные особенности распределения температуры по земной поверхности в основных чертах сохраняются и на более высоких уровнях тропосферы, но возмущения изотерм имеют меньшую амплитуду. При этом расположение основных ложбин и гребней

аналогично приземному.

Важной особенностью строения поля температуры в тропосфере обоих полушарий является неравномерность распределения величины горизонтальных градиентов температуры. На средних картах изотерм обнаруживаются сравнительно узкие зоны больших градиентов температуры, почти опоясывающие каждое полушарие. Такие зоны называют высотными фронтальными зонами (подробнее см. 3.2).

В стратосфере наиболее низкие температуры воздуха (среднегодовые) наблюдаются в низких широтах, а наиболее высокие — в умеренных и высоких широтах. Отчасти это объясняется тем, что стратосфера в низких широтах начинается гораздо выше, чем в высоких: температура продолжает падать с высотой до 16 км и выше. На уровне тропопаузы температура в тропиках круглый год равна — $70 \div -80^\circ$, а в отдельных случаях достигает — 90° , тогда как от тропических широт к умеренным температура повышается до $-55 \div -50^\circ$.

В средней и верхней стратосфере летом температура воздуха в полярных широтах с высотой повышается до $-40 \div -35^\circ$, зимой медленно понижается и доходит в среднем до -80° , в отдельных случаях (в Антарктиде) и до -90° . Таким образом, зимой температура воздуха в стратосфере над полярными областями мало уступает температуре воздуха над экватором, однако над экватором она низкая зимой и летом, а над полярными областями — только зимой.

Распределение влажности воздуха и годовых сумм осадков. Влагооборот в атмосфере

Количество водяного пара, содержащегося в воздухе, зависит от того, над какой поверхностью находится воздух (суша или море), от температуры воздуха, от переноса влаги воздушными течениями, от широты, высоты, сезона и других факторов.

Зимой географическое распределение влагосодержания в общем следует распределению температуры: оно убывает с широтой и

win cong

нонижено над материками (по сравнению с океанами). Поэтому изолинии влажности, подобно изотермам, прогибаются над мате-

риками в направлении к экватору.

Летом над материками испарение ограничено запасами влаги, стало быть, и влажность не увеличена по сравнению с влажностью над океанами, несмотря на более высокую температуру. Поэтому, в отличие от изотерм, изолинии влажности не выгибаются над материками к высоким широтам, а проходят близко к широтным крутам.

В материковых областях с преобладающим круплый год переносом воздуха с океана его влагосодержание достаточно высоко и близко к океаническому и зимой, и летом. В муссонных областях, где воздушные течения направлены летом с моря, а зимой с суши, влагосодержание велико летом и мало зимой.

В табл. 1 приводятся среднегодовые значения абсолютной

влажности воздуха для широтных зон северного полушария.

Таблица ! Среднегодовые значения абсолютной влажности воздуха

- ·					
		Широтные зоны, град.			
	0-10	20-30	40-50	f070	
Абсолютная влажность воздуха, г/м ³	19	. 14	7	3	

В соответствующих широтах южного полушария абсолютная влажность воздуха близка к указанным значениям для северного полушария.

Среднегодовая абсолютная влажность воздуха у земной по-

верхности для всей Земли составляет 11,4 г/м³.

С увеличением высоты содержание водяного пара по отношению к постоянным газам воздуха убывает. Это значит, что абсолютная влажность убывает значительно быстрее, чем давление и плотность воздуха. Половина всего водяного пара приходится на нижние 1,5 км и свыше 99% на тропосферу.

От запаса влаги в атмосфере во многом зависит и количестьо выпадающих осадков, хотя это определяется также и характером

синоптических процессов.

Таблица 2 Среднегодовое количество осанков (см) в широтных зонах (град.)

	Широтные зоны, град.	По северно-
	0-10 10-20 20-30 30-40 40-50 50-60 60-90	му полу- шарию
Годовое количе- ство осадков	145 84 59 66 74 63 27	77

В табл. 2 приводится среднегодовое количество осадков для

широтных зон северного полушария.

Из таблицы видно, что среднегодовое количество осадков существенно изменяется с широтой: наибольшее количество осадков выпадает в экваториальной зоне, наименьшее — в высоких широках. Относительный минимум имеет место в субтропиках. Среднегодовое количество осадков в северном полушарии равно 77 см, а для всего земного шара — 100,2 см.

Для изучения закономерностей общей циркуляции атмосферы важно знать характер влагооборота в атмосфере. Воздушными течениями водяной пар переносится в атмосфере с одного места в

другое, и, конденсируясь, выпадает в виде осадков.

Важнейшими составляющими баланса влаги являются перенос влаги в атмосфере, осадки, сток и испарение. Эти величины связаны уравнением водного баланса:

R=E+F

где R — количество выпавших на данной территории осадков, E — количество испаряющейся с данной территории влаги, F — объем речного стока. При анализе влагооборота необходимо выявить, в какой мере осадки R образовались за счет водяного пара, принесенного на данную территорию извне (r — внешние осадки), и в какой мере — за счет влаги, испарившейся с подстилающей поверхности в данном районе (R — r — внутренние осадки).

Изменение полей температуры и влажности

Для определения локальных изменений температуры воздуха в атмосфере на любом уровне (δT) используется уравнение притока тепла, которое можно представить в упрощенном виде

$$\delta T = a_1 (\delta T)_a - a_2 (\gamma_a - \gamma) \omega + a_3 \frac{\varepsilon}{c_p} + a_4 \tilde{\beta}(\delta p), \quad \text{Ref}$$

где $(\delta T)_a$ — локальные изменения температуры, происходящие вследствие адвекции (горизонтального переноса) температуры боздуха; $(\gamma_a - \gamma)$ ω — изменение температуры, вызываемое упорядоченными вертикальными движениями воздуха со скоростью ω ; $\frac{\varepsilon}{c_p}$ — изменения температур, определяемые притоком (оттоком) тепла извне (или из данного объема воздуха); c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении; δp — изменение давления в движущемся воздухе; a_1 , a_2 , a_3 , a_4 — положительные коэффициенты, величина которых зависит от выбора системы единиц.

Практически величину адвективных изменений температуры на той или иной изобарической поверхности за некоторый промежуток

времени обычно находят, строя горизонтальные траектории частий воздуха. Адвективное изменение температуры в том или ином нункте равно разности температур в начальной и конечной точках траектории.

Изменения температуры, обусловленные вертикальными составляющими движения, имеют существенное значение на высотах при больших величинах ω , когда $\gamma_a \neq \gamma$. В облаках вместо γ_a необходимо рассматривать γ_{Ba} . При восходящих движениях ($\omega > 0$) и устойчивой стратификации ($\gamma < \gamma_a$) величина $a_2(\gamma_a - \gamma)$ ω положительна, а при нисходящих движениях (ω<0) и такой же стратификации эта величина отрицательна. Так как обычно у < уд., восходящие движения вызывают понижение средней температуры воздуха на данном уровне, а нисходящие — повышение.

Величина $a_3\left(rac{arepsilon}{c_n}
ight)$ отражает значительную долю термической трансформации движущегося воздуха. Она характеризует приток тепла от различных причин: излучения (приток радиации, ночное выхолаживание), притока тепла от подстилающей поверхности (молекулярная и турбулентная теплопроводность, конвекция), а чакже поступления (или оттока) скрытой теплоты конденсации при образовании (или при распаде) облаков.

Величина $a_4(\delta p)$, зависящая от индивидуальных изменений давления в движущейся частице воздуха, сравнительно невелика и ею можно пренебречь.

Локальные изменения удельной влажности (или точки росы) имеют много общего с изменениями температуры. Для их оценки необходимо определить адвективные изменения удельной влажности и изменения, связанные с трансформацией ВМ, т. е. с притоком влаги при испарении с подстилающей поверхности и потерей влаги при конденсации водяного пара и выпадении осадков. 200 Con

2.2. ПОЛЕ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ

Изменение атмосферного давления по высоте воздушного столба

С увеличением высоты воздушного столба атмосферное давление понижается. Поскольку газ сжимаем, понижение атмосферного давления происходит быстрее в нижних слоях атмосферы и медленнее в верхних.

Изменение давления при увеличении высоты на dz описывается уравнением статики атмосферы

Min The

$$dp = -\rho g dz, \tag{13}$$

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{RT} dz. \tag{14}$$

Интегрируя это уравнение в пределах от z_1 , где давление $p=p_1$, до z_2 , где $p=p_2$, получим

$$p_2 = p_1 e^{-\frac{g(z_2 - z_1)}{RT_m}}, \qquad 5 e^{-\frac{g(z_2 - z_1)}{RT_m}}$$
 (15)

где R— газовая постоянная сухого воздуха, а Γ_m — средняя температура рассматриваемого столба воздуха в абсолютной шкале. Соотношение (15) называется барометрической формулой. Она связывает три величины: атмосферное давление, температуру воздуха и высоту воздушного столба. Определив из наблюдений две из них, можно по этой формуле найти третью.

Вертикальный градиент давления представляет собой изменение давления на единицу высоты. Его можно получить из уравне-

ния статики (13):

$$G_{\rm B} = -\frac{dp}{dz} = \rho g. \tag{16}$$

Если принять на уровне моря $g=9.8 \text{ м/c}^2$, $\rho=1.23 \text{ кг/м}^3$, то величина вертикального градиента давления будет равна 12,5 мбар/100 м. Для приближенной оценки изменения давления на практике часто используется барическая ступень — величина, обратная вертикальному градиенту давления. Барическая ступень представляет собой высоту h, на которую надо подняться или опуститься, чтобы давление изменилось на 1 мбар, т. е.

$$h = -\frac{dz}{dp} = \frac{1}{\rho g}.$$
 (17)

Из формулы (17) видно, что с увеличением высоты барическая ступень растет, поскольку р уменьшается. Так, для наземных условий она составляет в среднем 8 м, а для высот 5 и 10 км — соответственно около 15 и 30 м.

Градиент давления (барический градиент)

Изменение давления в пространстве характеризуется граднентом давления \overrightarrow{G} , который представляет собой вектор, направленный по нормали к изобарической поверхности в стороку понижения давления, а по величине равный изменению давления dp на единицу расстояния dN:

$$G = \frac{dp}{dN}. ag{18}$$

Градиент давления G можно разложить на вертикальную и горизонтальную составляющие, называемые вертикальным $G_{\rm B} = \frac{\partial p}{\partial z}$

и горизонтальным $\left(G_{\mathbf{r}}=\frac{\partial p}{\partial N}\right)$ градиентами давления (рис. 7).

Таким образом, вертикальный градиент, о котором говорилось гыше, представляет собой вертикальную составляющую полного градиента давления. Если давление в горизонтальном направлении не изменяется (в центральных частях циклонов и антициклонов), то $G_{\rm r}=0$ и $G=G_{\rm b}$.

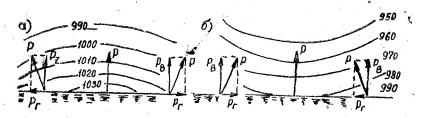


Рис. 7. Вертикальный разрез через области: a- высокого давления; b- низкого давления; $P=G,\ P_{\rm B}=G_{\rm B},\ P_{\rm T}=G_{\rm T}$

О величине горизонтального градиента давления судят по расстоянию между изобарами на синоптических картах: чем гуще проходят изобары, тем его величина больше. Обычно горизонтальный градиент давления у земной поверхности составляет около 1—3 мбар/100 км, т. е. примерно в несколько тысяч раз меньше тертикального. Поэтому изобарические поверхности наклонены к горизонту под углом, составляющим несколько минут. На рис. 7 наклон изобарических поверхностей для наглядности увеличен.

Изменение атмосферного давления

Непериодические изменения атмосферного давления

Атмосферное давление в любой точке земной поверхности и в свободной атмосфере все время меняется. Эти изменения давления в основном имеют непериодический характер. В умеренных и высоких широтах они значительно больше, чем в тропиках. Иногда за одни сутки давление меняется на 20—30 мбар.

Непериодические изменения давления происходят сразу на большой площади, так как они связаны с возникновением, развитием и перемещением в атмосфере барических систем — циклонов и антициклонов. Изменения давления за последние три часа перед сроком наблюдения называются барической тенденцией.

Месячные аномалии давления. В связи с непериодическими колебаниями давления среднемесячные величины давления за один и тот же календарный месяц в разные годы различны. Они могут значительно отличаться от многолетней средней величины этого месяца, т. е. от его климатической нормы.

Отклонение средней величины давления в отдельный месяц от многолетней средней величины того же месяца называют месячной иномалией давления. Месячные аномалии особенно велики зимой (в два — три раза больше, чем летом): над океанами больше, чем над материками; в высоких широтах больше, чем в низких. Это значит, что режим атмосферного давления над материками во времени более постоянен, чем над океанами, а под тропиками более постоянен, чем в средних и высоких широтах. Аномалии одного знака имеют большое пространственное протяжение, так как они связаны с особенностями циклонической деятельности, которые наблюдаются на больших пространствах.

Периодические изменения атмосферного давления

Суточный ход. Изменения атмосферного давления в суточном ходе имеют два максимума и два минимума. Максимальные значения давления наблюдаются перед полуднем и перед полуночью, а минимальное — рано утром и после полудня. Суточный ход хорошо выражен в тропиках, где его амплитуда может достигать 3—4 мбар. От тропиков к полюсам амплитуда суточного хода убывает, а над 60-й параллелью она измеряется только десятыми долями миллибара. Причинами суточного хода давления является суточный ход температуры воздуха, собственные колебания атмосферы, приливные волны в атмосфере.

Годовой ход. Циклоническая деятельность имеет определенные годовые изменения. Над океанами в умеренных широтах зимой циклоны глубже, чем летом. Над материками зимой преобладают сильные антициклоны, а летом — области пониженного давления. Над субтропическими частями океанов круглый год преобладают антициклоны, выраженные сильнее летом, чем зимой. В связи с сезонными изменениями в циклонической деятельности атмосферное давление в каждом месте обнаруживает годовой ход, причем в разных областях Земли разный. Наиболее прост он над материками, где максимум приходится на зиму, а минимум на лето. При этом годовая амплитуда растет с удалением от океанов. В высоких широтах океанов максимум наблюдается ранним летом, а минимум зимой. В средних широтах океанов нередок двойной ход атмосферного давления с максимумами летом и зимой и минимумами весной и осенью. Над тропическими океанами он зыражен

слабо и становится неопределенным, а в муссонных районах океанов выражен хорошо с максимумом зимой и минимумом летом.

Причины изменения атмосферного давления

Одним из основных соотношений, используемых при анализе локальных изменений давления, служит плоский оператор Эйлера:

$$\frac{dp}{dt} = \frac{\partial p}{\partial t} - \left(c_x \frac{\partial p}{\partial x} + c_y \frac{\partial p}{\partial x} \right); \tag{19}$$

$$\Delta p_{\text{non}} = \Delta p_{\text{эвол}} + \Delta p_{\text{адв}}. \tag{20}$$

Из равенства (20) следует, что локальные изменения давления представляют собой сумму двух слагаемых: $\Delta p_{\rm эвол} = \frac{dp}{dt}$ — изменение давления, обусловленного эволюцией поля давления, и изменения давления,

$$\Delta p_{sym} = -\left(c_x \frac{\partial p}{\partial x} + c_y \frac{\partial p}{\partial y}\right)$$
 —изменения давления,

обусловленные перемещением (адвекцией) существующих барических образований (c_x и c_y — составляющие по осям координат скорости движения).

Изменение атмосферного давления есть изменение массы воздуха над единицей площади. Оно происходит вследствие изменений температуры воздуха и особенностей поля скоростей, приводящих к-притоку или оттоку воздуха.

Из барометрической формулы

$$p_2 = p_1 e^{-\frac{g\Delta z}{RT_m}}, \tag{21}$$

полученной из уравнения статики, можно сделать вывод о взаимосвязи изменений давления p_1 на нижнем уровне и давления p_2 на верхнем уровне, а также о влиянии на изменение давления изменений температуры воздушного столба. Действительно, логарифмируя (21) и затем дифференцируя по времени, получим

$$\frac{\partial p_1}{\partial t} = \frac{p_1}{p_2} \frac{\partial p_2}{\partial t} - \frac{g \Delta z p_1}{R T_m^2} \frac{\partial T_m}{\partial t}.$$
 (22)

Из равенства (22) следует, что при $\frac{\partial T_m}{\partial t}=0$ меньшему изменению давления на верхнем уровне соответствует большее измене-

ние давления на нижнем, поскольку соотношение $\frac{p_1}{p_2} > 1$. Считай $\frac{\partial p_2}{\partial t} = 0$, из формулы (22) следует, что с понижением температуры вышележащего воздушного столба $\left(\frac{\partial T_m}{\partial t} < 0\right)$ повышается давление на нижнем уровне $\left(\frac{\partial p_1}{\partial t} > 0\right)$, а с повышением температуры $\left(\frac{\partial T_m}{\partial t} > 0\right)$ давление понижается $\left(\frac{\partial p_1}{\partial t} < 0\right)$. Если в формуле (22) принять $\frac{\partial p_1}{\partial t} = 0$, то на верхнем уровне p_2 изменения температуры в нижележащем столбе воздуха будут приводить к противоположным по знаку изменениям давления.

Чаще всего повышение температуры воздуха (в частности, при адвекции тепла) сопровождается падением давления внизу и его ростом вверху, а понижение температуры (в частности, при адвекции холода) сопровождается ростом давления внизу и падением вверху. Поэтому существует такой средний уровень, на котором термические причины не приводят к изменению давления. Чаще всего он находится на высоте около 4 км (примерно 600 мбар). Поскольку карты этого уровня не составляются, то для оценки распределения метеовеличин на этом уровне пользуются картами AT_{700} или AT_{500} .

Формула (22) не может быть применена при расчете локальных изменений давления, поскольку она не учитывает факторов, непосредственно определяющих изменение давления. Такие факторы описываются уравнением локального изменения вихря скорости, анализ которого приведен в 3.3.

Пространственное распределение атмосферного давления

При чрезвычайном разнообразии распределения давления над земным шаром все же можно обнаружить определенные закономерности, типичные для каждого месяца или ссзона. Например, при рассмотрении средних карт распределения давления па уровне моря в январе и июле (рис. 8 и 9) обнаруживается его зональность, в некоторой мере замаскированная различием влияния суши и моря. Причины этой зональности — зональность в распределении температуры, а также некоторые особенности механизма общей циркуляции атмосферы. Однако зональность в распределении давления сложнее, чем в распределении температуры. Температура у земной поверхности непрерывно падает от низких широт к высоким, а давление же от экваториальной зоны сначала растет

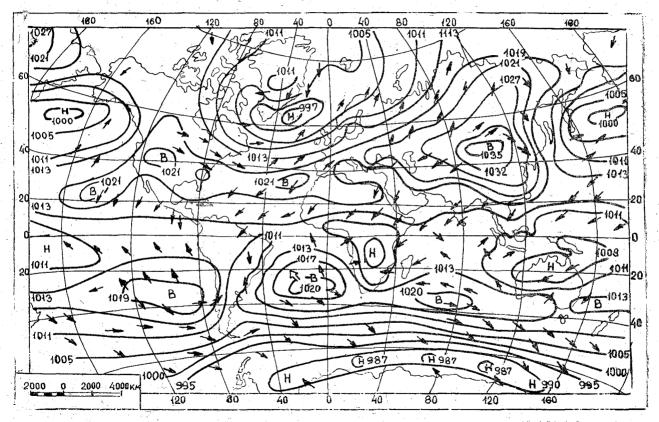


Рис. 8. Атмосферное давление и система воздушных течений на уровне моря в январе.

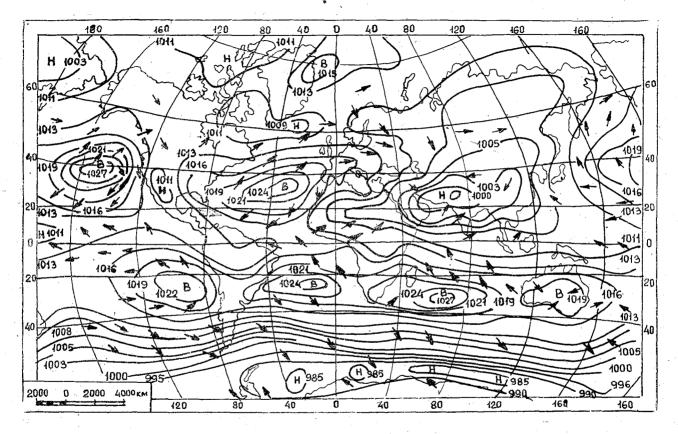


Рис. 9. Атмосферное давление и система воздушных течений на уровне моря в июле.

к субтропикам, затем падает к субполярным широтам и вновь растет к полюсам.

Причины образования зон высокого давления в субтропиках и зон низкого давления в субполярных широтах заключаются в особенностях циклонической деятельности. Антициклоны, возникающие в общем западном переносе умеренных широт, при своем движении с запада на восток одновременно смещаются к более низким широтам и там усиливаются. Они и образуют в каждом полушарии субтропическую зону высокого давления с горизонтальной осью около 35-й параллели. Напротив, циклоны, возникающие в тех же средних широтах, при своем движении к востоку отклоняются к более высоким широтам и сосредоточиваются там, образуя субполярную область низкого давления около 60—65-й параллелей. Такая сепарация (разделение) циклонов и антициклонов основном зависит от изменения отклоняющей силы вращения Земли с изменением широты.

Влияние неравномерного распределения суши и моря приводит к тому, что в каждой зоне барическое поле распадается на отдельные области повышенного и пониженного давлений с замкнутыми изобарами. Эти области носят название центров действия атмосферы. Одни из этих центров действия можно найти на климатологических картах всех месяцев года; эти центры называются постоянными. Другие обнаруживаются на картах только зимних или только летних месяцев; их называют сезонными центрами действия зимы или лета.

В северном полушарии к постоянным центрам действия атмосферы можно отнести исландскую депрессию, а также азорский, гавайский и гренландский антициклоны; к сезонным — алеутскую зимнюю депрессию, средиземноморский и сибирский зимние античиклоны, южноазиатскую и мексиканскую летние депрессии.

Следует иметь в виду, что все центры действия атмосферы выявляются в результате осреднения многолетних данных о давлении за месяц или сезон и не всегда прослеживаются на ежедневных синоптических картах.

С увеличением высоты влияние распределения суши и моря на температуру воздуха, а следовательно, и на атмосферное давление ослабевает. В верхней тропосфере и стратосфере изогипсы АТ, а значит, и изобары, огибают весь земной шар; при этом они несколько изгибаются к высоким широтам над теплыми участками подстилающей поверхности и к низким широтам — над холодными. И только вблизи экватора обнаруживаются отдельные антициклоны. Зимой в северном полушарии наиболее низкое давление смещено от полюса к особенно холодным северо-восточным частям Азии и Северйой Америки.

В слоях выше 20 км летом распределение давления коренным образом меняется из-за изменения меридионального распределения температуры. Над полюсом давление становится повышенным.

2.3. ПОЛЕ ВЕТРА

Силы, действующие на движущийся воздух

Перемещение частиц воздуха возникает под действием определенных сил. Уравнение движения частицы воздуха, имеющей единичную массу m=1, под действием основных сил может быть записано в общем виде:

$$\frac{dv}{dt} = F_G + A + R + C, \tag{23}$$

нде F_G — сила горизонтального барического градиента; A — отклоняющая сила вращения Земли (сила Кориолиса); R — сила

трения; С — центробежная сила.

Основной силой, вызывающей ветер, является сила горизонтального барического градиента. Вертикальная составляющая барического градиента при отсутствии вертикальных движений уравновешивается силой тяжести, а горизонтальная составляющая в момент начала движения ничем не уравновешивается и поэтому оказывается движущей силой.

Сила барического градиента, отнесенная к единице массы,

равна

и ее направление совпадает с направлением горизонтальной составляющей градиента давления. Следовательно, если бы на частицу воздуха действовала только эта сила, то направление ветра всегда совпадало бы с направлением барического градиента. В действительности этого нет. После того, как воздух пришел в движение, возникают другие силы, существенно влияющие на направление и скорость его движения.

Отклоняющая сила вращения Земли (сила Кориолиса) — действует на все тела, движущиеся относительно Земли, и направлена перпендикулярно скорости движения тела вправо — в северном полушарии и влево — в южном. Горизонтальная составляющая силы

Кориолиса

$$A=2\omega v \sin \varphi = lv, \qquad (25)$$

где ω=7,29·10⁻⁵ с⁻¹ — угловая скорость вращения Земли; υ — скорость ветра; φ — географическая широта.

Из формулы (25) видно, что сила Кориолиса возрастает от экватора, где она равна нулю, к полюсу. Кроме того, она тем больше,

чем больше скорость ветра.

 R_0 , Сила трения тормозит движение воздуха и изменяет направление движения. Она складывается из силы внешнего трения R_0 , вызванной тормозящим действием земной поверхности, и силы внутреннего трения R_1 , вызванной турбулентной вязкостью, и направлена не строго противоположно движению, а отклонена влево от направления, противоположного движению, на угол β , равный 15—30°. С уведичением высоты сила трения уменьшается. Слой атмосферы, в котором заметно влияние трения, называется слоем трения. Средняя толщина слоя трения составляет 1-1,5 км.

Центробежная сила возникает при криволинейном движении воздуха. В расчете на единицу массы она выражается формулой

$$C = \frac{v^2}{r},\tag{26}$$

где v — скорость движения; r — радиус кривизны.

Центробежная сила направлена по радиусу кривизны траектории движения от центра, т. е. в сторону выпуклости траектории. Для крупномасштабных движений центробежная сила обычно очень мала, так как радиус кривизны по траектории составляет сотни и тысячи километров. Но при больших скоростях и малых радиусах кривизны центробежная сила во много раз превышает градиентную силу. Такие условия создаются в небольших вихрях с вертикальной осью, возникающих в жаркую погоду, в смерчах и торнадо, где радиус траектории мал, а скорости движения очень велики. В тропических циклонах, где отклоняющая сила мала (малые ф), центробежная сила оказывает существенное влияние на движение воздуха.

Установившееся движение при отсутствии трения

Установившимся (стационарным) называется движение, при котором в каждой точке пространства величина и направление средней скорости не меняется во времени. Такое движение может быть только в случае, когда равнодействующая всех сил, действующих на воздух в данной точке, равна нулю. Установившееся движение воздуха при отсутствии силы трения называется грабиентным ветром.

Градиентный ветер при прямолинейных и параллельных изобарах

Рассмотрим барическое поле с прямолинейными параллельными изобарами (рис. 10). В однородном барическом поле сила с горизонтального барического градиента везде одинакова по на-

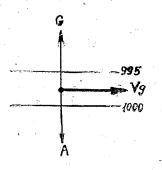


Рис. 10. Взаимное расположение действующих сил в случае геострофического ветра в северном полушарии

правлению и величине. Поэтому движение в таком поле будет равномерным и прямолинейным. В отсутствии силы трения на движущийся воздух действует сила горизонтального барического градиента F_G , направленная перпендикулярно изобарам, а отклоняющая сила А правлена перпендикулярно движению. При установившемся движении эти силы уравновешиваются, а движение оказывается перпендикулярным градиенту давления. Таким образом ветер будет направлен вдоль изобар, при этом низкое давление в северном полушарии будет оставаться слева, а в южном — справа.

Градиентный ветер, дующий вдоль прямолинейных и параллельных изобар, называется геострофическим ветром. Скорость геострофического ветра легко определить из равенства сил F_G и A:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} = 2\omega \cdot v_g \sin \varphi,$$

откуда

$$v_g = \frac{1}{2\omega \sin \varphi \rho} \frac{\partial \rho}{\partial n}.$$
 (27)

Из формулы (27) следует, что скорость геострофического ветра v_g прямо пропорциональна градиенту давления, уменьшается с увеличением широты и возрастает с уменьшением плотности воздуха. Вблизи экватора ($\phi \rightarrow 0$) понятие геострофического ветра теряет смысл.

Заменяя градиент давления значениями градиента геопотенциальных высот изобарической поверхности, на уровне которой определяется геострофический ветер, получим

$$v_g = \frac{9.8}{l} \frac{\partial H}{\partial n}. \tag{28}$$

Подставляя в формулу (27) значение $\rho=1,296$ кг/м³ (при p=1000 мбар и t=0° C) и $\omega=7,29\cdot 10^{-5}$ с¬¹ при Δ p/Δ n в мбар/100 км, будем иметь

$$v_g = \frac{5.4}{\sin \varphi} \frac{\Delta p}{\Delta n} \text{ m/c}. \tag{29}$$

Если рассмотреть две соседние изобары ($\Delta p = 5$ мбар) и измерить расстояние между ними Δn в сотнях километров, то формула (29) будет иметь вид

$$v_g = \frac{27}{\Delta n' \sin \varphi} \text{ M/c.} \tag{30}$$

Поскольку расстояние между изобарами, проведенными на приземной карте через 5 мбар, эквивалентно расстоянию между изогипсами, проведенными на картах AT через 4 гп дкм, то формула (30) пригодна и для вычисления v_{σ} по картам AT.

По формуле (30) Х. П. Погосяном построена градиентная линейка, позволяющая вычислить v_g км/ч по расстоянию между соседними изобарами (изогипсами) с учетом широты места.

Наблюдения показывают, что выше 1—1,5 км фактический ветер отличается от геострофического всего на несколько процентов по скорости и на несколько градусов по направлению. Поэтому в большинстве случаев при решении метеорологических задач фактический ветер заменяют геострофическим.

Градиентный ветер при криволинейных изобарах

При движении частиц воздуха по криволинейным траекториям к рассмотренным силам прибавляется центробежная сила С. В случае криволинейного движения при круговых изобарах градиентный ветер, дующий вдоль круговых изобар, называется геоциклострофическим ветром.

Рассмотрим круговую изобару радиусом r. В циклоне $\frac{\partial p}{\partial r} > 0$, в

антициклоне $\frac{\partial p}{\partial r} < 0$, т. е. в циклоне сила барического градиента F_G направлена всегда по радиусу кривизны изобар (изогипс) r к центру, а в антициклоне — от центра. Центробежная сила C всегда направлена по радиусу кривизны r от центра. Равновесие действующих сил достигается при расположении, показанном на рис. 11. При этом вектор градиентного ветра $v_{\rm gr}$ направлен по касательной к изобаре (изогипсе AT).

В циклоне

$$\frac{v^2 g_r}{r} + 2\omega v_{gr} \sin \varphi = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r},$$

$$2wv_{gr}\sin\varphi = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} + \frac{v^2_{gr}}{r},$$

откуда можно получить в циклоне

$$v_{gr} = v_g - \frac{1}{I} \cdot \frac{v_{gr}^2}{r},$$
 (31)

а в антициклоне

$$v_{gr} = v_g + \frac{1}{l} \frac{v^2_{gr}}{r}, \tag{32}$$

т. е. на одной широте ϕ при одном и том же значении барического градиента $\frac{\partial p}{\partial r}$ градиентный ветер в циклоне несколько слабее, а в



Рис. 11. Взаимное расположение действующих сил в случае геоциклострофического ветра.

антициклоне сильнее, чем геострофический ветер. В центре циклона или антициклона

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{\partial p}{\partial y} = \frac{\partial p}{\partial r} = 0,$$

т. е. сила барического граднента как источник движения равна нулю и соответственно скорость градиентного ветра $V_{gr}\!=\!0.$

Установившееся движение при наличии трения

Рассматривая движение воздуха у земной поверхности, необходимо учитывать силу трения *R*. На рис. 12 показано равновесие

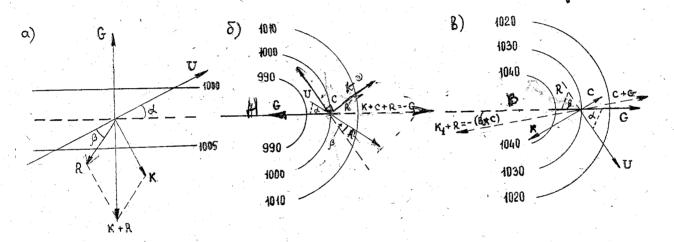


Рис 12. Взаимное расположение действующих сил с учетом силы трения: a- прямолинейные изобары; b- циклонические; b- антициклонические.

WKARING WAS

сил в случае прямолинейных, циклонических и антициклонических изобар с учетом силы трения.

При рассмотрении рис. 12 сле ует обратить внимание на то, что вектор C перпендикулярен вектору (совпадает с направлением вектора A при циклонических и баг хий противоположен ему при антициклонических). Вектор R оста ляет с вектором V тупой угол около 150—165°. В связи с влияния и трения направление ветра в приземном слое отклонено от кас тельной, к изобаре в сторону низкого давления в среднем на угол около 30° (над морем около 15°, над сушей около 45°). Таким образом, траектории частиц не совпадают с изобарами. Именно поэтому при учете трения центробежная сила C, направленная по радиусу кривизны траектории частицы, не направлена вдоль радиуса кривизны изобар.

Скорость ветра в приземном слое меньше скорости геострофического ветра. В умеренных широтах приближенно над морем V=0,7 $V_{\rm g}$; над сушей V=0,4 $V_{\rm g}$.

Линии тока и траектории воздушных частиц

Систему воздушных потоков в различных формах барического рельефа и при обтекании ветром препятствий с большой наглядностью можно изобразить с помощью линии тока. Линией тока называется такая линия, в каждой точке которой вектор скорости направлен по касательной. Для $V_{\rm gr}$ и $V_{\rm g}$ линии тока совпадают с изобарами или изогипсами карт АТ. Вектор скорости действительного ветра V обычно пересекает изобары (изогипсы), поэтому и линии тока действительного ветра пересекают изобары, что особенно ярко проявляется в приземном слое. На рис. 13 показаны различные формы линий тока в горизонтальной плоскости. При их проведении учитывают не только направление, но и скорость ветра: чем больше скорость, тем гуще проводят линии тока. Как видно из рис. 13 а, вблизи земной поверхности движение воздуха в циклоне направлено против часовой стрелки от периферии к центру, т. е. воздух из окружающих районов устремляется внутрь циклона. Такой тип движения воздуха называют конвергенцией (сходимостью), а центр циклона для линий тока будет точкой схобимости. В антициклоне движение везде направлено по часовой стрелке от центра антициклона к его периферии, т. е. воздух устремляется из области антициклона за его пределы. Такой тип движения воздуха называют дивергенцией (расходимостью), а центр антициклона для линий тока будет точкой расходимости (рис. 136).

В барической ложбине линии тока образуют линию сходимости, совпадающую с осью ложбины. Сходимость бывает односторонней в случае широкой ложбины и двухсторонней, если ложбина узкая и сильно вытянута (рис. 13 г). В барическом гребне линии тока об-

разуют линию расходимом и совпадающую с осью гребня. Она также может быть односторон также может быть одностор также может

В барической седловине встлушные потоки, встречаясь вдоль оси сжатия, расходятся в вух противоположных направлениях вдоль оси растяжения. Точ а пресечения этих осей называется сиперболической точкой (ри 13 в). Систему воздушных потоков в седловине называют деформ щионным полем течений.

(a) 1010 1015 1010 1015 1010 1015 1010 1015 1010 1015 1010 1015 1010 1015 1010 1015 1010 1015 1010 1015 1010 1005 10

Рис. 13. Линии тока в различных барических системах: a- в циклоне; b- в антициклоне; b- в седловине; c- в ложбине; d- в гребие.

Линии тока относительно земной поверхности одновременно могут являться и траекториями воздушных частиц, если барическое поле стационарно. Так как барические образования все время перемещаются, то траектории воздушных частиц представляют собой результат суммирования двух движений: движения частиц по линиям тока и движения самих барических образований.

Траектория (путь) частицы воздуха представляет собой ее последовательные положения за пекоторый интервал времени. Траектория частицы имеет не только горизонтальную, но и вертикальную составляющую. Практически при расчете траектории частицы определяют только ее горизонтальную проекцию графическим или расчетным способом. По траектории частицы можно определить «откуда» или «куда» перемещается ВМ со своими термогигрометрическими свойствами. Скорость переноса свойств ВМ принимается равной скорости движения воздуха.

На картах АТ за направление переноса частицы воздуха принимается направление изогипсы в направлении ветра, а у поверхности земли — промежуточное направление между изобарой и на-

правлением ветра (линией тока).

На срок до 12 ч траектория определяется обычно по картам одного исходного срока. При расчете на срок более 12 ч используют лве последовательные карты. Траектория первой половины срока определяется по исходной карте. Конечная точка траектории на этой карте является исходной для определения траектории второй половины срока по карте следующего срока.

В случае, когда определяется точка, из которой частица воздука переместится в заданную точку, траектория откладывается от
заданной точки против воздушного течения. Наоборот, когда определяется точка, в которую переместится частица воздуха из заданной точки, траектория откладывается от заданной точки в направлении воздушного потока.

Обе задачи могут иметь диагностический и прогностический смысл. При решении прогностической задачи на срок более 12 ч в качестве второй карты используется прогностическая.

Скорость C переноса синолтических объектов, как правило, не соответствует скорости ветра, т. е.

$$C = kV. (33)$$

В этом случае понятие «траектория частицы» теряет смысл, а направление и скорость перемещения определяются по правилу ведущего потока, под которым понимается устойчивое воздушное течение на уровие 4-6 км. Обычно значения C рассчитывают по картам AT_{700} или AT_{500} . При этом средние значения k в формуле (33) равны соответственно 0,8 и 0,6. Величины k зависят от значений V на картах AT_{700} и AT_{500} . Однако и при одинаковых V в различные дни величины k могут существенно отличаться от их средних значений, а направление переноса — от направления изогипс на картах AT_{700} или AT_{500} в начальный срок. Техника переноса аналогична рассмотренным выше приемам определения траекторий частиц за исключением того, что $C \neq V$.

Как уточнение этого правила, под ведущим потоком предложено понимать среднюю векторную сумму поля скоростей всей тропосферы и значительной толщи стратосферы над центральной и передней частью (150—200 км от центра) барических образований, причем

$$\overline{V}_g = \frac{9.8}{I} \frac{\partial \overline{H}}{\partial n},\tag{34}$$

где \overline{H} — осредненное по высоте значение геопотенциальных высот изобарических поверхностей.

Понятие о вихре и дивергенции скорости

Вихрь и дивергенция скорости являются важными характеристиками поля ветра.

Для процессов синоптического масштаба достаточно ограничиться рассмотрением вертикальной составляющей вихря скорости, характеризующей тенденцию вращательного движения в горизонтальной плоскости вокруг оси z. Вихрь вектора скорости с вертикальной осью вращения определяется формулой

$$\Omega_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y},\tag{35}$$

где u и v — горизонтальные составляющие скорости воздуха. Величина Ω_z численно равна удвоенной угловой скорости частицы. Подставив в (35) выражения для геострофического ветра

$$u = -\frac{1}{l\rho} \frac{\partial p_0}{\partial y} \quad u \quad v = \frac{1}{l\rho} \frac{\partial p_0}{\partial x}, \tag{36}$$

получим

$$\Omega_z = \frac{1}{l\rho} \left(\frac{\partial^2 p_0}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p_0}{\partial y^2} \right) = \frac{1}{l\rho} \, \nabla^2 p_0, \tag{37}$$

где $\Delta^2 p_0 = \frac{\partial^2 p_0}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p_0}{\partial y^2}$ — лапласиан от давления.

Для карт абсолютной топографии

$$u = -\frac{g}{l} \frac{\partial H}{\partial y^2} v = \frac{g}{l} \frac{\partial H}{\partial x} u \Omega_z = \frac{g}{l} \nabla^2 H. \tag{38}$$

Величина и знак лапласиана зависят от нескольких факторов: кринизны изобар (изогипс), градиента давления (геопотенциала) и характера его изменения в сторону низкого и высокого давления. На практике он может быть вычислен по разностям давления (геопотенциала) на четырех взаимно перпендикулярных отрезках. Поскольку в центре циклона $\nabla^2 P_0 > 0$ (или $\nabla^2 H > 0$), а в центре антициклона $\nabla^2 P_0 < 0$ (или $\nabla^2 H < 0$), то циклону соответствует положительное значение Ω_z , а антициклону — отрицательное.

Вихрь скорости является очень важной характеристикой атмосферных процессов, так как с его изменениями тесно связаны из-

менения барического поля во времени. Действительно, если циклонический (антициклонический) вихрь будет перемещаться, то этовызовет падение (рост) давления на всех уровнях. Однако простой перенос вихря не может создать иных значений давления, чем те, которые наблюдаются в перемещающейся вихревой системе. Опыт показывает, что все барические системы не только перемещаются, но и изменяются. В связи с этим говорят об эволюции барических образований.

З Дивергенцией вектора ветра называется такое явление, при котором распределение ветров в пространстве обусловливает отток кли приток воздуха в данной точке пространства. Дивергенция вектора скорости в горизонтальной плоскости определяется уравнением

нением

$$\operatorname{div} V = D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}.$$
 (39)

При расходимости вектора екорости, когда D>0, происходит отток воздуха от данной точки, а при сходимости вектора скорости (D<0) — приток воздуха к данной точке. Это ие относится к полю геострофического ветра, поскольку

$$\operatorname{div} V_{\varrho} = D_{g} = \frac{\partial u_{g}}{\partial x} + \frac{\partial v_{g}}{\partial y} = 0. \tag{40}$$

Величина $D = \operatorname{div} V$ зависит от изменения вдоль воздушного потока не только направления ветра, но и модуля скорости. Вычисление дивергенции скорости сопряжено с большими трудностями, так как по сравнению с u н v величина D очень мала. При допустимых погрешностях определения и и и можно неправильно определить даже знак D. Как говорилось выше, в циклоне в слое трения преобладает отрицательная дивергенция (конвергенция), а в антициклоне — положительная. Для удовлетворения принципа неразрывности над углубляющимися циклонами должна наблюдаться дивергенция, а над усиливающимися антициклонами — конверген-А ция. Конвергенция и дивергенция в атмосфере неразрывно связаны с явлениями погоды посредством вертикальных движений. В углубляющихся циклонах приток массы воздуха, обусновленный конвергенцией приземного воздуха, уравновешивается его оттоком вверх, т. е. восходящими движениями воздуха. В усиливающихся антициклонах отток массы воздуха, обусловленный дивергенцией приземного ветра, восполняется его притоком сверху, т. е. нисходящими движениями воздуха. Антициклон усиливается, т. е. давление в его системе продолжает расти, если приток воздуха на высотах значительно превосходит отток его вблизи поверхности земли.

Скорости упорядоченных вертикальных движений невелики. В секунду они не превышают нескольких сантиметров и увеличиваются с высотой, а также по направлению к центральной оси циклона или антициклона.

Поскольку дивергенция геострофического ветра равна нулю, то одним из главных факторов, влияющих на изменение атмосферного давления (а значит на возникновение и эволюцию барических систем), является отклонение ветра от градиентного. Когда направление и скорость ветра не соответствуют градиентному, происходит увеличение или уменьшение массы воздуха, а следовательно, и давления. В областях, где градиент давления вдоль воздушных течений уменьшается (увеличивается), происходит расходимость (сходимость) воздушных течений. Отклонение ветра от градиентного тем существеннее, чем больше кривизна потоков движущегося воздуха.

Термобарическое поле и определение термической адвекции

Карты АТ и ОТ позволяют совместно рассматривать изменения полей геопотенциала (воздушных течений) и температуры в большом слое тропосферы, а также определять изменения структуры изогипс. Совмещенные поля геопотенциала (обычно H_{700}) и температуры воздуха какого-либо слоя тропосферы (обычно H_{1000}^{500}) на высотной карте погоды принято называть термобарическим полем.

Термобарическое поле дает возможность обнаруживать и оценивать состояние фронтальных зон, а также определять термическую адвекцию, т. е. изменения температуры воздуха над различными районами. Термическая адвекция обусловлена притоком более холодного или более теплого воздуха. При определении термической адвекции исходят из допущения, что ветер является геострофическим. Если геострофический ветер направлен в сторону более низких температур, то происходит приток более теплого воздуха (адвекция тепла), а если он направлен в сторону более высоких температур, то происходит приток более холодного воздуха (адвекция холода). Там, где изогипсы и изотермы параллельны между собой, термическая адвекция отсутствует. Угол между направлениями изогипсы и изотермы с вершиной в точке их пересечения называется углом адвекции. Чем меньше угол адвекции, тем незначительнее изменение температуры; чем ближе он к прямому, тем быстрее изменяется температура воздуха под влиянием адвекции.

Изменение ветра с высотой

При изучении распределения скорости ветра по высоте (профиля ветра) следует иметь в виду, что в его формировании в приземном слое основную роль играют силы турбулентного трения. Выше этого слоя, в пределах планетарного пограничного слоя, сифала трения становится соизмеримой с силами барического градиента и Кориолиса. Еще выше, в свободной атмосфере, основную роль в изменении вектора скорости ветра играет горизонтальное распределение средней температуры.

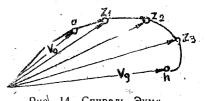
Профиль ветра в приземном слое. В прилегающем к земной поверхности слое атмосферы, толщиной в несколько десятков метров, вертикальный турбулентный обмен количеством движения настолько велик, что направление ветра практически остается неизменным. Ветер здесь изменяется главным образом под влиянием потока воздуха в вышележащих слоях, отставая от него под влия-

пием силы трения.

Непосредственно к земной поверхности прилегает тонкий слой атмосферы толщиной z_0 , в котором в результате трения средняя скорость ветра равна нулю. Величину z_0 называют параметром пероховатости. При очень гладкой поверхности (лед, снег) $z_0 = 0{,}001$ см, а на равнине с густой травой высотой до 50 см $z_0 = 9$ см.

Профиль ветра в слое трения. В отличие от приземного слоя, на более высоких уровнях слоя трения с увеличением высоты не только растет скорость ветра, но и изменяется его направление. По мере ослабления влияния трения ветер поворачивает, приближаясь по направлению к изобаре, а скорость становится близкой к геострофической. Высота слоя трения h (уровень трения), начиная с которой можно считать, что ветер геострофический, составляет в среднем 1 км. При ослабленном турбулентном обмене влияние трения распространяется до меньшей высоты ($h \approx 0.3 - 0.4$ км),

при сильном турбулентном обмене — до большей ($h\approx 1,5$ —2,0 км). Если из начала координат отложить векторы ветра на различных высотах z пограничного слоя и соединить концы этих векторов, то получится кривая линия, известная под названием спирали Экмана (рис. 14).



Рис\ 14. Спираль Экмана.

Изменение ветра в свободной атмосфере с увеличением высоты. В свободной атмосфере с увеличением высоты скорость ветра также изменяется по величине и направлению, но основную роль в ее изменении играют уже не силы трения, а изменения силы бариче-

ского градиента, происходящие под влиянием горизонтального градиента температуры. При этом имеется связь между изменением скорости ветра с ростом высоты и адвекцией температуры, а именно: в северном полушарии с увеличением высоты области адвекции тепла соответствует правый поворот ветра, а области адвекции колода — левый. В южном полушарии — обратное соотношение.

Чтобы пояснить сказанное, рассмотрим изменение барического поля с увеличением высоты в свободной атмосфере или, что равкоценно, изменение геопотенциальных высот изобарических поверхностей.

Для заданных изобарических поверхностей

$$H_2 - H_1 = 6.74 T_m \lg \frac{p_1}{p_2} = a_{1.2} T_m$$

Дифференцируя, получим

$$\frac{\partial H_2^*}{\partial n} = \frac{\partial H_1}{\partial n} + a_{1,2} \frac{\partial T_m}{\partial n}$$

нли

$$\frac{9.8}{l}\frac{\partial H_2}{\partial n} = \frac{9.8}{l}\frac{\partial H_1}{\partial n} + \frac{9.8}{l}a_{1,2}\frac{\partial T_m}{\partial n}.$$

Откуда, принимая во внимание формулу (28), находим

$$\overrightarrow{V}_2 = \overrightarrow{V}_1 + \overrightarrow{V}_t, \tag{41}$$

где $V_{\rm T}=\frac{9,8}{l}\;a_{1,2}\;\frac{\partial T_m}{\partial n}$ — термический ветер, под которым понимается приращение вектора геострофического ветра при переходе с нижнего уровня H_1 на верхний H_2 .

Очевидно, что

$$\vec{V}_{\rm r} = \vec{V}_2 - \vec{V}_1. \tag{42}$$

Для термического ветра горизонтальный градиент средней температуры слоя играет ту же роль, что и барический градиент для геострофического ветра, т. е. термический ветер направлен по изотерме таким образом, что в северном полушарии область более низких температур располагается слева, а более высоких — справа (если смотреть по направлению термического ветра).

На рис. 15 показано изменение направления ветра по высоте в разных частях циклона и антициклона (в северном полушарии) под влиянием горизонтального термического градиента в предположении, что последний направлен на север и, следовательно, тер-

мический ветер направлен с запада на восток вдоль изотермы. Барический же граднент и геострофический ветер в каждой точке имеют свое характерное направление. Результирующая барического и термического граднентов с увеличением высоты определяет изменение структуры барического поля и, следовательно, изменение направления ветра. Так, в южной части циклона и в северной части антициклона направления термического и барического граднентов совпадают (нулевая адвекция). При этом условии термический ветер направлен в ту же сторону, что и геострофический ветер на начальном уровне, поэтому направление ветра с увеличением высоты изменяться не будет, а скорость будет непрерывно возрастать. В восточной части циклона и западной части антициклона барический градиент направлен на запад, а термический—па север (т. е. вправо от него, что соответствует адвекции тепла);

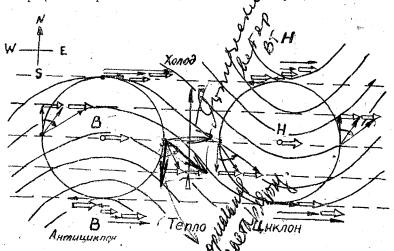


Рис. 15. Изменение ветра с убе ичением высоты в циклоне и антициклоне.

геострофический ветер с увеличением высоты поворачивает вправо, а скорость его возрастает. В западной части циклона и в восточной части антициклона, где барический градиент наиравлен на восток, а термический — на север, т. е. влево от него, что соответствует адвекции холода, геострофический ветер с увеличением высоты, усиливаясь, поворачивает влево. В северной части циклона и в южной части антициклона термический градиент направлен противоположно барическому (нулевая адвекция). Термический ветер направлен противоположно направлению ветра на начальном уровне, а потому с увеличением высоты ветер, вначале не меняя направления, ослабевает до штиля, а затем, изменив на-

правление на противоположное, постепенно усиливается. Поскольку на исходном уровне в центрах циклона и антициклона — штиль, то термический ветер определит появление уже на небольшой высоте западного ветра, усиливающегося с увеличением высоты.

Таким образом, вектор ветра на верхнем уровне приближается к вектору термического ветра. Поэтому с увеличением высот центр области низкого давления приближается к центру области холода, а центр области высокого давления— к центру области тепла, причем изогипсы на картах AT приближаются по направлению к изотермам слоя.

Термический ветер можно вычислить по формуле (42). Отложив из одного начала векторы ветра V_2 и V_1 и соединив концы

этих векторов, получим вектор термического ветра $V_{\mathtt{T}}$.

Общие характеристики воздушных течений

Распределение воздушных течений на земном шаре связано с особенностями полей давления, температуры и характером циклонической деятельности. Следовательно, и в распределении ветра у

земли должна иметь место определенная зональность.

На рис. 8 и 9 представлены карты фактических направлений реального (измеренного) ветра зимой и летом на уровне моря. На них видны как отличия распределения направления реальных ветров от простой зональной схемы, так и сезонные их изменения. Наиболее четкую зональность имеет пояс ветров восточной четверти приэкваториальной зоны. Здесь в северном полушарии зимой и летом преобладают ветры северно-восточного, а в южном — юговосточного направлений — пассаты. Лучше всего пассаты выражены над Тихим и Атлантическим океанами, где они связаны с циркуляцией в обращенных к экватору частях субтропических антициклонов. От зимы к лету происходит смещение к северу термического экватора. В связи с этим смещается в том же направлении и зона пассатов.

Над материками и вблизи них пассаты сменяются другой си стемой течений — муссонами. Последние возникают вследствие особенностей циклонической деятельности, которые объясняются наличием термических градиентов между сушей и морем и изменением своего направления к лету. Зимой муссон направлен с континента на океан, а летом — наоборот. В связи с этим в пассатной соне в районе Индии и Африки летом пассаты отсутствуют. Они заменяются юго-западными муссонами.

В зонах умеренных широт весь земной шар огибает устойчивая полоса западных ветров. В северном полушарии преобладание ветров западной четверти постоянно выражено только над океанами; над материками режим ветра изменчивее и сложнее, хотя все же ветры западных румбов несколько преобладают над восточными.

В полярных зонах, где барический градиент поправлен в сторону низких широт, снова преобладают ветры восточной четверти.

О направлении ветра на высотах в общих чертах можно судить по направлению меридиональных градиентов давления, о которых говорилось в 2.2. Так, в течение всего года для тропосферы внетропических широт характерны западные ветры. В стратосфере их направление зависит от времени года. Зимой преобладают ветры западные, а летом — восточные. Переход западных составляющих на восточные происходит весной, а обратный переход — осенью. Для всех широт характерно, что западные ветры имеют большие скорости, чем восточные.

В экваториальной зоне для тропосферы в течение всего года карактерны восточные ветры, а для стратосферы — квазидвухлетняя цикличность ветра. Последняя характеризуется тем, что в течение отрезка времени, равного приблизительно одному голу, в экваториальной стратосфере ветры имеют восточное направление, а в следующем году — западное.

just 1. 5

Глава III. ОСНОВНЫЕ СИНОПТИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ

з.1. воздушные массы

Определения. Условия формирования и трансформация воздушных масс

Изучение атмосферных процессов с помощью синоптических карт показало, что в каждый момент времени тропосфера расчле-

няется на ряд обособленных воздушных масс.

Воздушными массами (ВМ) называются огромные относительно однородные по условиям погоды массы воздуха в тропосфере, перемещающиеся как единое целое в одном из основных течений общей циркуляции атмосферы или же длительно находящиеся над одними и теми же районами в малоподвижном состоянии. Горизонтальные размеры ВМ измеряются тысячами километров, вертикальные — километрами. В одних случаях ВМ простираются от поверхности Земли до тропопаузы, в других — наслаиваются одна на другую, причем, как правило, более теплая воздушная масса располагается над более холодной. Внутри ВМ наблюдаются небольшие горизонтальные градиенты основных метеорологических величин. Изменения этих величин с увеличением высоты имеют определенную закономерность, характерную для данной ВМ в целом. В частном случае ВМ, длительное время находясь в малополвижном состоянии над определенным географическим районом с устойчивыми условиями атмосферной циркуляции, постепенно приобретает температуру и другие свойства, типичные для условий погоды этого района в данный сезон. Сунтается, что воздушная масса полностью сформировалась, если средняя суточная температура этой ВМ перестает изменяться. Такая установившаяся температура называется температурой равновесия. При изменении условий атмосферной циркуляции ВМ смещается из очага своего формирования в другой географический район и вызывает там из менение погоды. Вместе с этим при перемещении ВМ непрерывно изменяет свои свойства благодаря взаимодействию с подстилающей поверхностью и под влиянием изменившихся условий радиационного баланса. Этот процесс эволюции, называемый трансформацией ВМ, продолжается до тех пор, пока в новом районе не

будет достигнута температура равновесия. В действительности воздушные массы формируются непрерывно в любом географическом районе при любых условиях циркуляции, поскольку однородные условия циркуляции осуществляются сравнительно редко и температура воздушной массы не всегда достигает температуры равновесия.

На каждой карте погоды можно обнаружить несколько ВМ, характеризующихся различными условиями погоды. При этом одни массы находятся в условиях равновесия, другие претерпевают

трансформацию.

Географические типы воздушных масс северного полушария

Географическая классификация ВМ состоит в подразделений их по признаку, указывающему на место формирования ВМ в одном из основных термических поясов земного шара. С учетом характера подстилающей поверхности выделяют следующие основные типы ВМ:

1) арктический воздух (АВ) — морской (мАВ) и континенталь-

ный (кАВ);

2) умеренный или полярный (УВ или ПВ) — морской (мУВ

или мПВ) и континентальный (кУВ или кПВ);

3) тропический воздух (TB) — морской (мТВ) и континентальный (кТВ);

4) экваториальный (ЭВ).

Несмотря на разнообразие свойств одноименных ВМ, тем не менее некоторые характеристики их являются общими и достаточ-

н**о устой**чивыми.

Арктический воздух (АВ) летом формируется в Арктическом бассейне севернее параллели 70° с. ш., а зимой — севернее 65° с. ш. Это среднее положение границы АВ; в отдельных областях она бывает значительно смещена к югу йли к северу. Вторжения в умеренные широты АВ происходят преимущественно в тылу циклонов за холодными фронтами и при развитии антициклонов за этими фронтами. На Европейскую территорию Советского Союза (ЕТС) с северо-запада через Норвежское море и незамерзшую часть Баренцева моря происходит вторжение мАВ, а с северо-востока через льды Карского моря и замерзшую часть Баренцева моря — вторжение кАВ. АВ может проникать до Черного моря и Средней Азии, вызывая весной и осенью резкие похолодания, гу бительные для растений.

Для кАВ в районах формирования характерны низкая температура и очень низкая абсолютная влажность. В нижнем слое наблюдается отчетливо выраженная температурная инверсия. Зимой плотные туманы редки, более часты дымки. Летом повторяемость туманов возрастает. Приземный (приводный) слой в мАВ теплее

н содержит больше влаги, чем кАВ. Термическая стратификация в очаге формирования устойчивая, но по мере смещения к югу постепенно становится неустойчивой. Видимость больше, чем в кАВ.

Морской умеренный воздух (мУВ) поступает на ЕТС преимущественно в тылу циклонов за холодными фронтами из Атлантического океана. 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. Зимой и летом в очагах формирования мУВ имеет неустойчивую термическую стратификацию и характеризуется высоким влагосодержа-

нием и пониженной прозрачностью.

Континентальный умеренный воздух (кУВ) формируется иеносредственно над материками в зоне умеренных широт. Свойства
кУВ очень сильно изменяются от зимы к лету. Зимой они приближаются к свойствам кАВ, а летом к свойствам кТВ. Зимой кУВ
формируются в Сибирском и Канадском зимних антициклонах. В
них устанавливается ясная погода, низкие температуры, устойчивая стратификация атмосферы с инверсией в нижнем слое воздуха.
Прозрачность воздуха понижена. Летом кУВ является чаще всего
местной неустойчивой воздушной массой с конвективной облачностью и выпадающими местами ливневыми осадками.

Континентальный тропический воздух (кТВ) формируется над континентальными областями тропической зоны, а летом—и в южной полосе умеренных широт. По западной периферии антициклона он может проникать на север до побережья Северного ледовитого океана. В районе формирования кТВ является сухой, сильно прогретой и неустойчивой ВМ. Конвективные облака, несмотря на неустойчивую стратификацию, не образуются, так как уровенсконденсации из-за малой относительной влажности лежит высоко. Над юго-востоком ЕТС формируется менее прогретый и относительно более влажный воздух. В нем могут наблюдаться кучевые,

изредка кучево-дождевые облака и грозы.

Морской тропический воздух (мТВ) формируется в основном в субтропическом поясе повышенного давления над Атлантическим и Тихим океанами и иногда над Средиземным морем. На ЕТС мТВ приходит редко-и вторгается, как правило, в теплых секторах циклонов, перемещающихся по южным траекториям из районов Средиземного моря. В очагах формирования мТВ имеет высокую температуру, большие вертикальные температурные градиенты и высокое влагосодержание. Перемещаясь к северу, он охлаждается снизу; в нем устанавливается устойчивая стратификация. Для этой ВМ характерны туманы, слоистообразная облачность, моросящие осадки. Видимость вне очагов формирования летом — пониженная, зимой — плохая.

Экваториальный воздух (ЭВ) — это видоизмененный тропический воздух вблизи экватора, проникающий в области пассата из

одного полушария в другое. Свойства ЭВ над сушей и над океанами близки; не отмечается и существенных сезонных изменений этой ВМ. Так как этот пояс лежит преимущественно над океаном, а испарение велико, то ЭВ содержит много влаги. Температура воздуха высокая, термическая стратификация неустойчивая. Осадки обильны, носят ливневый характер и часто сопровождаются грозами.

Имеется определенное соотношение между температурами ВМ тропосферы и стратосферы: теплой воздушной массе соответствует высокая трополауза и низкая температура в стратосфере, холодной тропосферной ВМ — низкая тропопауза и относительно высо-

кая температура в стратосфере.

Термодинамическая классификация воздушных масс

С точки зрения трансформации и характера теплового обмена различают следующие типы устойчивых и неустойчивых воздушных масс: теплые, холодные и нейтральные (местные).

Теплой называют такую ВМ, которая в данном районе постепенно охлаждается, поскольку ее температура выше температуры равновесия.

Холодной называют ВМ, которая в данном районе постепенно прогревается.

Нейтральной (местной) называют ВМ, которая в данном районе день за днем сохраняет свои свойства без существенных изменений, т. е. соответствует условиям теплового и радиационного баланса.

Трансформирующаяся ВМ может быть теплой или холодной, а по завершении трансформации она становится нейтральной (местной).

 \dot{y} стойчивой называется BM, в значительной толще которой вертикальный градиент температуры γ меньше влажноадиабатического γ_{Ba} . Конвективные вертикальные движения таких BM даже в самые благоприятные часы суток активно не развиваются и облака кучевых форм не образуются.

Неустойчивой называется ВМ, в которой вертикальный градиент температуры у больше влажноадиабатического ува. У этих ВМ в наиболее благоприятные часы суток, как правило, развиваются конвективные вертикальные движения, приводящие к об-

разованию облаков кучевых форм.

Различают абсолютную неустойчивость, мили сухонеустойчивость, когда $\gamma > \gamma_a$, и относительную (условную) неустойчивость, или влажнонеустойчивость, когда $\gamma > \gamma_{\rm Ba}$. Величина $\gamma_a = 1^{\circ}/100$ м = = const, в то время как величина $\gamma_{\rm Ba}$ в значительной степени зависит от температуры и в меньшей степени — от давления.

Например, при p=1000 мбар и $T=+20^{\circ}$ $\gamma_{\rm ва}=0.44^{\circ}/100$ м, при $T=0^{\circ}$ $\gamma_{\rm Ba}=0.66^{\circ}/100$ м и при $T=-20^{\circ}$ $\gamma_{\rm Ba}=0.88^{\circ}/100$ м; p=500 мбар и тех же значениях температуры величины $\gamma_{\rm ва}$ соответственно равны 0,34; 0,52 и 0,78°/100 м. При температуре ниже -45° $\gamma_{\rm ва} \approx \gamma_{\rm a}$. Приведенные значения $\gamma_{\rm ва}$ позволяют заключить, что при одной и той же величине у и при прочих равных условиях более теплая и влажная ВМ неустойчивее холодной и менее влажной ВМ. Особенно велико влияние на устойчивость ВМ подстилающей поверхности. Если ВМ теплее подстилающей поверхности и от нее охлаждается, то в приземном слое величина у быстро уменьшается и может стать отрицательной (инверсия температуры). Поэтому теплая воздушная масса, как правило, является устойчивой ВМ. Если ВМ холоднее подстилающей поверхности и от нее нагревается, то в приземном слое величина у быстро возрастает и условия для развития конвективных движений особенно благоприятны. Поэтому холодная ВМ, как правило, является неустойчивой ВМ. Это не противоречит сказанному выше о том, что при прочих равных условиях теплая ВМ относительно более неустойчива, чем холодная.

Характеристики теплых воздушных масс

Теплая устойчивая ВМ над материками наблюдается, как правило, в холодную половину года. Обычно это ВМ, поступающая на материк после длительного перемещения над относительно теплым океаном (МТВ, МУВ).

Над океанами и морями такая воздушная масса отмечается в основном в теплую половину года, когда теплый воздух с материка (КТВ, КУВ) смещается на относительно холодную водную поверхность. В любой сезон при смещении ВМ в сторону более холодной подстилающей поверхности и меньшего прихода солнечной радиации ВМ будет приобретать свойства теплой устойчивой массы.

Синоптические условия, наиболее благоприятные для поступления теплой устойчивой ВМ — теплые секторы циклонов и прилегающие к ним северные окраины антициклонов.

Типичная погода в теплой устойчивой ВМ: сплошная слоистая (St) или слоисто-кучевая (Sc) облачность, иногда сопровождающаяся выпадением моросящих осадков или образованием адвективных туманов, значительная скорость ветра при преобладании южных (летом), юго-западных (зимой) направлений; температура воздуха обычно значительно выше среднего климатического значения для данного места и времени года.

Ситочный ход метеорологических элементов в теплой устойчивой ВМ выражен слабо, ввиду низкой облачности и наличия интенсивного турбулентного перемешивания в приземном слое.

Теплая неустойчивая ВМ над материками наблюдается летом (мТВ и кТВ), а вблизи побережий морей может наблюдаться и зимой (мУВ). Над океанами и морями такая ВМ наблюдается, как правило, в холодную половину года, особенно при смещении относительно теплого воздуха (мУВ) на еще более теплую водную поверхность. В субтропиках и тропиках над водной поверхностью формируются наиболее теплые ВМ (мТВ), которые могут быть пеустойчивы и летом.

Синоптические условия, при которых теплая ВМ может быть пеустойчива, достаточно разнообразны: теплые секторы циклонов, западные периферии антициклонов, вторичные теплые секторы циклонов.

Типичная погода в теплой неустойчивой ВМ: кучевая (Cu), а иногда и кучево-дождевая (Cb) облачность с ливневыми осадками а грозами, радиационные туманы (преимущественно после дождя и наступления прояснения). Иногда ливни и грозы бывают вечером или даже ночью, что можно объяснить охлаждением верхней границы влажного—слоя, способствующим развитию конвекции и образованию мощных кучево-дождевых облаков.

Суточный ход метеорологических элементов в теплой неустойчивой ВМ больше, чем в теплой устойчивой массе, но не слишком велик.

Характеристики холодных воздущных масс

Холодные устойчивые ВМ (кУВ и кАВ) над материками наблюдаются в основном зимой, однако надо 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 вторжения холодных устойчивых ВМ— антициклонические системы и особенно центральные части антициклонов. Формирование антициклона способствует быстрому повышению устойчивости холодного воздуха в связи с развитием нисходящих движений воздуха.

Типичная погода: а) безоблачная морозная, иногда с радиационными туманами (основной тип); б) значительная и сплошная облачность, иногда слабые снегонады (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. При неоднородном рельефе земной поверхности наиболее холодный и влажный воздух заполняет низины, образуя местные очаги низких температур. В отдельных случаях в низинах температура может быть на 10—20° ниже, чем на окружающих холмах при разности высот всего в несколько десятков метров. Суточный ход метеорологических элементов в холодной устойчивой ВМ при ясной погоде значительно больше, чем в теплой

устойчивой ВМ, но меньше, чем в неустойчивых ВМ.

— Холодная неустойчивая ВМ 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 ВМ, — тыловые части циклонов за холодными фронтами и примыкающие к ним окраины антициклонов.

Типичная погода: резко меняющаяся конвективная облачность, ливневые осадки, часто многократно повторяющиеся, днем иногда грозы, а ночью над материками — радиационные туманы (при значительной влажности воздуха), в дневное время — сильный порывистый ветер, особенно при ливнях и грозах, чаще всего северных направлений, а летом и западных.

Суточный ход метеорологических элементов в холодных неустойчивых ВМ особенно велик. Например, ночью может наблюдаться ясная холодная маловетреная погода, днем — вначительная облачность, осадки, усиление ветра и повышение температуры на 10—15°.

Характеристики нейтральных воздушных масс

Нейтральные (местные) ВМ над материками летом в основном неустойчивы, а зимой — устойчивы. Над океанами и морями такие массы летом чаще устойчивы, зимой — неустойчивы. Устойчивость и неустойчивость нейтральных (местных) ВМ определяется, главным образом, начальными свойствами и направлением трансформации той воздушной массы, из которой образовалась данная ВМ. Нейтральная воздушная масса, образовавшаяся из теплой, путем охлаждения ее от подстилающей поверхности, приобретает обычно свойства устойчивой ВМ. Нейтральная воздушная масса, образовавшаяся из холодной от прогревания подстилающей поверхностью, как правило, является неустойчивой ВМ.

Синоптические условия, наиболее благоприятные для формирования нейтральной ВМ, — антициклонические системы.

Типичная погода: а) в устойчивой нейтральной ВМ: преобладание ясного неба, ночью с радиационными туманами (над сушей), и слоистой или слоисто-кучевой облачности и моросящих осадков (над океанами), ветер слабый, температуры воздуха несколько ниже климатической средней для данного места и времени года; б) в неустойчивой нейтральной ВМ преобладание кучевой

облачности (Cu), кучево-дождевые облака возникают сравнительно редко, но зато имеют большие горизонтальные и вертикальные размеры, сопровождаются интенсивными ливневыми осадками, которые ввиду медленного движения кучево-дождевых облаков бывают продолжительными, иногда с грозами и шквалами; в ночное время над сушей, где почва увлажнена осадками, может образоваться поземный туман.

Суточный ход метеорологических элементов в нейтральных ВМ значительный, за исключением Арктики и Антарктики, где во время полярной ночи амплитуда суточного хода метеорологических

'элементов практически равна нулю.

Изменение устойчивости воздушных масс-

Подразделение воздушных масс на устойчивые и неустойчивые учитывает один из важнейших результатов процесса трансформации ВМ — изменение вертикального распределения температуры, с которым связаны более или менее определенные погодные характеристики. Перечислим основные факторы, влияющие на изменение устойчивости ВМ.

1. При охлаждении ВМ от подстилающей поверхности ее устойчивость повышается, при нагревании — возрастает неустойчивость.

2. Увлажнение ВМ при прочих равных условиях потенциально увеличивает ее неустойчивость в связи с понижением уровня конденсации.

3. Неравномерная адвекция температуры на различных высотах приводит к возрастанию устойчивости ВМ, если с высотой усинивается адвекция тепла или уменьшается адвекция холода. При уменьшении адвекции тепла с высотой или возрастании адвекции холода происходит повышение неустойчивости ВМ. Наибольший эффект достигается в том случае, если в нижнем слое ВМ знак адвекции противоположен знаку адвекции в верхнем слое при значительных адвективных изменениях температуры.

4. В устойчивой ВМ ($\gamma < \gamma_a$) восходящие движения воздуха, вызывая понижение температуры, способствуют возрастанию неустойчивости ВМ, если температура у поверхности земли не претерпевает существенных изменений или повышается. Нисходящие

звижения способствуют возрастанию устойчивости ВМ.

5. Радиационное охлаждение верхнего слоя ВМ, в том числе верхней границы облаков, способствует возрастанию неустойчивости ВМ.

Общие сведения о фронтах и их классификация

Соседние ВМ, обладающие различными физическими свойствами, при взаимодействии друг с другом могут образовать в пространстве узкую переходную зону, в которой метеорологические элементы претерпевают резкие изменения. Эта переходная зона называется атмосферным фронтом. Толщина переходного слоя в вертикальной плоскости (рис. 16) составляет около 1 км (отрезок

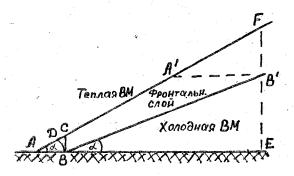


Рис. 16. Вертикальный разрез фронтального переходного слоя: АВ и А'В' — ширина, ВД — толщина, ВС — В'F — вертикальная мощность, ЕF — высота, АЕ — горизонтальная проекция.

ВД), поэтому атмосферный фронт можно рассматривать как фронтальную поверхность, а пересечение этой поверхности с земной поверхностью — как линию фронта. Фронтальная поверхность имеет наклон в сторону холодного воздуха: более холодная воздушная масса лежит под ней узким клином у земной поверхности, а более теплая — на ней. Угол наклона фронтальной поверхности ечень мал — от 1° до 10′ ($tg \alpha = 1/30:1/300$). Ширина фронтального слоя вблизи земной поверхности (отрезок AB) наименьшая: от нескольких до десятков километров, а на высоте 3-5 км (A'B') может достигать 300 км. В верхней половине тропосферы ширина фронтального слоя может быть еще больше. Горизонтальная проекция фронтальной поверхности (AE) составляет 100-1000 км, а его высота (EF) — от 1 до 10 км. Различают следующие фронты: основные (их называют тропосферными или высокими), вторичные (приземные, низкие) и верхние.

Основными называют фронты, имеющие большую горизонтальную (несколько тысяч километров) и вертикальную протяженность.

Этим фронтам соответствуют (ВФЗ), они разделяют ВМ, существенно отличающиеся по своим физическим свойствам; скачок температуры при переходе через линию основного фронта на приземной карте обычно превышает 5°. Каждый основной фронт можст быть прослежен на картах погоды на протяжении нескольких дней. На этих фронтах развиваются внетропические циклоны.

Вторичными называют фронты небольшой соризонтальной (несколько сотей километров) и вертикальной протяженности. Они разделяют различные порции одной и той же ВМ. ВФЗ со вторичными фронтами не связана. Период существования вторичного фронта обычно не превышает двух суток. Однако при благоприятных условиях вторичные фронты могут превратиться в основные.

Верхними называют фронты, которые могут быть прослежены на картах барической топографии, но не выявляются на приземной карте погоды. В качестве верхнего фронта можно рассматривать любую хорошо выраженную ВФЗ, имеющую ширину менее 500 км.

Каждый основной фронт неоднороден по своим свойствам на различных участках. Одни участки смещаются в сторону теплой ВМ, другие — в сторону холодной, третьи — малоподвижны и т. д. Поэтому фронты классифицируются по ряду дополнительных признаков.

По особенностям вертикального строения, перемещения и условий погоды различают простые фронты — теплые, холодные и малоподвижные (стационарные); сложные фронты (или фронты окклюзии) — теплые, холодные и нейтральные; фронты окклюзии могут быть и малоподвижными.

Простые фронты образуются двумя BM, сложные тремя или более BM, разделяемыми, по крайней мере, двумя фронтальными

поверхностями.

Теплыми называют участки фронта, перемещающиеся в сторону относительно холодной воздушной массы. За теплым фронтом перемещается теплая ВМ.

Холодными называются участки фронта, перемещающиеся в сторону относительно теплой ВМ. За холодным фронтом переме-

щается холодная воздушная масса.

Малоподвижными (стационарными) называются участки фрон-

та с незначительным перемещением.

В циклоне холодный фронт перемещается быстрее теплого. С течением времени происходит их сближение, а затем и слияние, начинающееся вблизи центра циклона. При этом теплая ВМ, занимавшая теплый сектор циклона, вытесняется вверх. Такой процесс называется процессом окклюдирования циклона, а фронт, образовавшийся в результате слияния холодного и теплого фронтов, называется фронтом окклюзии (замкнутым фронтом). В зависимости от соотношения температур по обе стороны фронта окклюзии и на-

правления его перемещения различают теплые и холодные фронты окклюзии. Если по обе стороны фронта окклюзии температура оди-

накова, его называют нейтральным.

Горизонтальная протяженность фронтов окклюзии близка к протяженности вторичных фронтов, т. е. не выходит за пределы одного циклона. Продолжительность существования фронта окклюзии зависит от продолжительности существования циклона с момента начала окклюдирования до заполнения (два — три дня). По характеру вертикальных движений фронты делятся на ана-

По характеру вертикальных движений фронты делятся на анафронты и катафронты. Первые характеризуются восходящим, вторые—нисходящим движением теплого воздуха над фронтальной

поверхностью.

По географической классификации различают следующие главные атмосферные фронты:

арктический, разделяющий массы арктического и умеренного

(полярного) воздуха;

умеренный (полярный), разделяющий массы умеренного и тропического воздуха;

тропический, разделяющий массы тропического и экваториаль-

ного воздуха.

* Если при переходе через линию фронта метеорологические величины меняются резко, то такой фронт является обостренным, а если меняются незначительно, то такой фронт является размытым.

Образование и размывание фронтов/(фронтогенез и фронтолиз)

Каждый атмосферный фронт существует ограниченный период времени. Фронты образуются и исчезают. Процессы образования и обострения фронта называются фронтогенезом, а процессы размывания фронтов — фронтолизом. Эти процессы наблюдаются непрерывно, подобно тому, как непрерывно формируются и транс-

формируются ВМ.

Степень развития системы облаков фронта любого типа, интенсивность осадков и других явлений погоды, связанных с фронтом, или, как говорят, а к т и в н о с т ь фронта, определяется многими факторами и, прежде всего, контрастом температур $(T_y = \partial T/\partial y)$ при переходе через линию фронта. Чем больше этот контраст, тем при прочих равных условиях активнее фронт. Следовательно, изменение во времени горизонтального градиента температуры в рассматриваемом слое или на определенном уровне может служить основным показателем фронтогенеза или фронтолиза.

Для образования фронта необходимо существование хотя бынебольшого горизонтального градиента температуры и такого поля ветра, под действием которого этот градиент значительно увеличился бы в некоторой узкой полосе. Очень наглядно происходит фронтогенез при криволинейных изобарах. На рис. 17, слева, изоб-

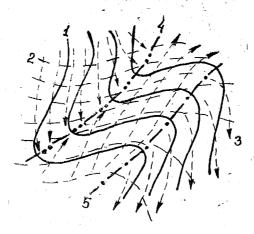


Рис. 17. Сходимость и расходимость приземных течений при криволинейных изобарах

ражена барическая ложбина, в которой стрелками показано приземное поле скоростей. Вдоль оси ложбины, являющейся линией сходимости, наблюдается сгущение изотерм приземного слоя, т. е. происходит фронтогенез. Ось гребня (правая часть рисунка) является линией дивергенции. Здесь наблюдается уменьшение горизоитального температурного градиента, т. е. происходит фронтолиз. Следовательно, циклоническая кривизна изобар способствует фронтогенезу в приземном слое, антициклоническая — фронтолизу.

Особую роль в образовании и размывании фронтов играют барические седловины и связанные с ними деформационные поля (рис. 18). Если изотермы наклонены к оси растяжения под углом

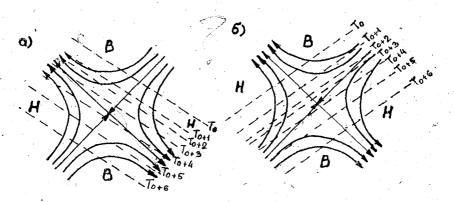


Рис. 18. Фронтогенез (а) и фронтолиз (б) в деформационном поле

менее 45°, вдоль оси растяжения имеет место фронтогенез, а вдоль оси сжатия — фронтолиз. Если начальный угол более 45°, то соотношение обратное. Однако и в этом случае угол между изотермами и осью растяжения с течением времени уменьшается, так что процесс завершается фронтогенезом. Именно поэтому высотным деформационным полям воздушных течений придается особенно большое значение при оценке возможностей фронтогенеза, тем более что такие поля часто существуют продолжительное время.

Наклон фронтальной поверхности

Угол наклона стационарной фронтальной поверхности определяется по формуле Маргулеса

$$\frac{t g \alpha}{g} = \frac{l}{g} \frac{T_2 v_1 - T_1 v_2}{T_2 - T_1} \cong \frac{l}{g} \frac{\Delta v}{\Delta T} T_m$$
(43)

где $T_1,\ v_1$ — значение температуры и скорости ветра в холодном гоздухе; $T_2,\ v_2$ — то же в теплом воздухе; $T_m = \frac{T_1 + T_2}{2}$ — среднее значение температуры; $\Delta T = T_2 - T_1$; $\Delta v = v_1 - v_2$. Найдем угол наклона стационарного фронта в средних широтах l=2 $w\sin \phi \approx 10^{-4}$ с⁻¹; g=10 м/с²; $v_1\approx 10$ м/с; $v_2\approx 10$ м/с; $\Delta v=v_1-v_2\approx 20$ м/с (v_1 и v_2 направлены вдоль линии стационарного фронта в противоположные стороны). $\Delta T = T_2 - T_1 \approx 5^\circ$, $T_m \approx 300$ K. Тогда $tg \alpha = \frac{10^{-4}}{10} \cdot \frac{20}{5}$.

 $\cdot 300 \approx 0.01$ или $\alpha = 35'$. Из формулы (43) видно, что угол наклона зависит от разности температуры и скорости ветра в теплой и холодной ВМ. Величины ΔT и Δv не являются независимыми: с увеличением ΔT величина Δv возрастает обычно еще больше, так что увеличению ΔT в зоне фронта, как правило, соответствует увеличение угла наклона фронтальной поверхности α .

Можно отметить также, что при прочих равных условиях наклон фронтальной поверхности тем круче, чем ближе к полюсу расположен фронт. На экваторе, где α=0 и геострофический ветер невозможен, невозможно и существование наклонной поверхности стационарного фронта: она превращается в горизонтальный слой инверсии.

В пограничном слое атмосферы расчеты по формуле (43) не дяют правильного значения tg α, поскольку в этой формуле не учтено влияние трения. В пределах слоя трения скорость движения фронтальной поверхности по высоте увеличивается, а выше уровня трения почти не изменяется. Это по-разному влияет на профиль поверхности холодного и теплого фронтов в пограничном слое.

На рис. 19 схематически показано искажение профиля холод-

ного и теплого фронтов в пограничном слое.

Сходимость встров у линии фронта в приземном слое приводит к возникновению восходящих движений. Поэтому вблизи линий фронтов имеются наиболее благоприятные условия для образова-

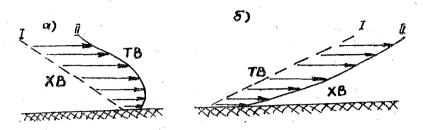


Рис. 19. Влияние трения на профиль поверхностей (I и II) холодного (а) и теплого (б) фронтов: I — стационарный, II — движущийся фронт.

ния облаков и осадков. По этой же причине не существует стационарных фронтов в строгом смысле этого слова, поскольку конвергенция, обусловленная трением, вызывает восходящие движения, воздуха, образование облачности, а иногда и выпадание осадков не только у перемещающихся фронтов, но и у малоподвижных. При этом следует иметь в виду, что в малоподвижном состоянии фронт обычно находится непродолжительное время.

Облачные системы и погода теплого фронта /

Теплые фронты являются, как правило, поверхностями восходящего скольжения (анафронтами). Это значит, что теплый воздух находится в состоянии восходящего скольжения. Перпендикулярная к линии фронта составляющая скорости его движения больше скорости отступающего клина холодного воздуха. Поэтому все новый и новый теплый воздух поднимается вверх вдоль фронтальной поверхности, адиабатически охлаждаясь. Содержащийся в тепломвоздухе водяной пар достигает насыщения и конденсируется, образуя мощную облачную систему, располагающуюся преимуществеино перед приземной линией фронта вдоль клина холодной ВМ. Основными составляющими этой системы являются облака Сі-Cs — As - Ns. Нижняя граница этой облачной системы приблизительно совпадает с верхней границей фронтального слоя, а верхняя — близка к горизонтальной. Под поверхностью фронта наблюдаются разорванные облака St fr, особенно в зоне выпадающих обложных осадков. Облака Ci-Cs чаще всего представляют собой самостоятельный слой, верхняя граница которого совпадает с уровнем максимальных скоростей ветра (ось струйного течения), 1. е. близка к тропопаузе. На рис. 20 приведена типичная схема

вертикального строения и примерные размеры облачной системы теплого фронта. В каждом отдельном случае строение облачной системы теплого фронта может существенно отличаться от этой схемы. Зависит это от влажности теплой ВМ, продолжительности

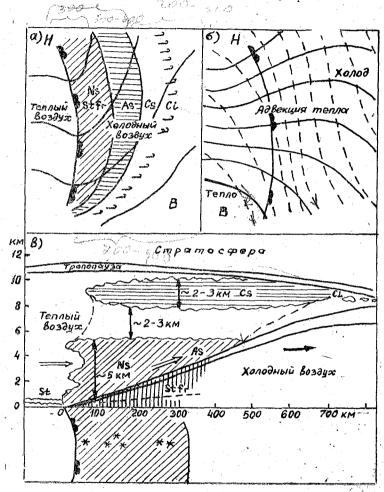


Рис. 20. Схема теплого фронта: a — на приземной карте; δ — на карте термобарического поля; e — в вертикальном разрезе

существования циклона и его интенсивности, величины упорядоченных восходящих движений на разных уровнях, сезона, географических особенностей района и т. п. Вблизи центра циклона, где система облаков теплого фронта наиболее развита, 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 200—300 км. Таким образом, в целом система облаков простирается перед линией фронта на расстояние 700—900 км, поэтому по характеру изменения облачности можно судить о приближении теплого фронта. На рис. 20 видно, что изменения погоды при движении теплого фронта на пункт наблюдения происходят в определенной последовательности:

при первых признаках фронта появляются облака типа Ci, сменяющиеся затем облаками Cs, затем начинается падение давления

и постепенное усиление ветра.

Потом появляются Astr, все более уплотняющиеся и переходящие в As_{op} , а затем в Ns и начинается выпадение осадков. Давление продолжает понижаться, а ветер усиливать; температура воздуха повышается. С приближением фронта понижение давления замедляется, а ветер продолжает усиливаться, достигая наибольшей величины перед прохождением фронта.

Прохождение фронта отмечается быстрым повышением температуры, резким поворотом ветра вправо, прекращением или резким ослаблением падения давления, прекращением осадков.

При скорости теплого фронта около 30 км/ч продолжительность прохождения системы облаков теплого фронта через пункт наблюдения составляет около 1 суток, а выпадение обложных осадков — около 10 ч.

В ночное время обложные осадки на теплом фронте наблюдаются чаще, чем днем, и в виде более широкой зоны. Это вызвано почным радиационным охлаждением верхней границы сплошного облачного покрова, увеличением вертикального температурного градиента и усилением вертикального перемешивания внутри облака.

Внутри области осадков часто наблюдается туман, обусловленный притоком водяного пара в холодный воздух за счет испаренич осадков и в меньшей степени адиабатическим охлаждением воз-

духа в связи с понижением давления.

Выпадение снега перед теплым фронтом зимой часто сопровождается метелями. Если при отрицательной температуре в приземном слое над фронтальной поверхностью температуры положительные, то выпадающие капли дождя в переохлажденном состоянии достигают поверхности земли, что приводит к образованию гололеда. С приближением фронта видимость чаще всего ухудшается. В теплом зафронтальном воздухе в большинстве случаев наблюдается пасмурная погода, возможны туманы, морось, иногда слабые осадки. В случаях, когда восходящие движения вблизи линии фронта приобретают харажтер конвективных, осадки переходят в ливневые и иногда сопровождаются грозами.

Облачные системы и погода холодных фронтов

Облачные системы и погода холодных фронтов зависят от скорости перемещения этих фронтов, свойств теплого воздуха и характера вертикальных движений теплого воздуха над клином холодного. По этим характеристикам принято различать два рода холодных фронтов.

Холодные фронты 1-го рода — медленно движущиеся. Теплый воздух стратифицирован достаточно устойчиво, в нем не возникает конвекция, а подъем этого воздуха перед вторгающимся холодным

воздухом происходит упорядоченно.

В восходящем теплом воздухе происходит конденсация водяного пара и образование облаков упорядоченного подъема подобно тому, как это бывает на теплом фронте, но облачность и осадки при этом располагаются в основном за линией фронта, напоминая зеркальное отражение облачности теплого фронта (рис. 21).

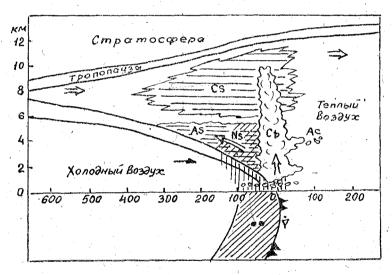


Рис. 21. Схема облаков холодного фронта 1-го рода.

Если на холодном фронте 1-го рода при преобладании облаков упорядоченного подъема появляется конвекция, то создается сложная система облаков слоистых и кучевых форм, аналогичная облакам теплого фронта с грозами. Осадки холодного фронта 1-го рода начинаются на небольшом расстоянии перед приземной линией фронта и в основном выпадают за фронтом уже в холодном воздухе.

Ширина зоны облачности, ее мощность и соответственно шири зоны осадков примерно вдвое меньше, чем у теплого фронта.

payophaurune

Под основной системой облачности образуются облака <u>St fr.</u> Может возникать и фронтальный туман. Таким образом, в отличие от теплого фронта, облачные системы холодного фронта 1-го рода не позволяют заранее обнаружить его приближение.

Холодные фронты 2-го рода — быстродвижущиеся. Теплый воздух стратифицирован неустойчиво и содержит сравнительно большие запасы влаги. Быстрое перемещение клина холодного воздуха вызывает вынужденную интенсивную конвекцию вытесняемого теплого воздуха в узком пространстве у передней части фронтальной поверхности, а нисходящие движения теплого воздуха надестальной частью поверхности холодного фронта препятствую граспространению облачной системы за линию фронта. Возникающая облачная система представляет собой в основном вал мощных облаков Сb (рис. 22), при растекании которых могут образоваться в небольшом количестве Сi, Сc, Ас и Sc, а под ними, в зоне выпадающих ливневых осадков, обычно наблюдаются Sfr или Сu fr плохой погоды.

Ширина зоны перед фронтом, в которой наблюдается Cb и выпадают ливневые осадки, составляет 50-100 км, так что на приземных картах обычного масштаба она не всегда может быть выявлена. Вал облаков Cb может быть несплошным, а ночью облака могут размываться. В дневное время в связи с прогреванием подстилающей поверхности и развитием турбулентных движений усиливаются конвективные движения, приводящие к наибольшему развитию облачности и осадков холодного фронта над сушей в

послеполуденные часы.

При надвижении холодных фронтов на пункт наблюдения происходят следующие изменения метеорологических элементов. Атмосферное давление перед фронтом чаще всего слабо понижается, а иногда несколько возрастает; после прохождения фронта оно быстро повышается. Направление ветра изменяется так же, как и в случае теплого фронта, но поворот вправо в момент прохождения линии холодного фронта более значительный и резкий. Одновременно резко усиливается скорость ветра. Температура и абсолютная влажность воздуха при прохождении фронта, как правило, понижаются; видимость улучшается, особенно если воздух перед фронтом был тропический. Прохождение холодного фронта летом часто сопровождается шквалами и грозами, а зимой — метелями.

Внутри холодной ВМ в барических ложбинах в тылу циклона за основным холодным фронтом могут возникать вторичные холодные фронты. Они имеют систему облаков и осадков, сходную с системой облаков и осадков холодного фронта 2-го рода, однако вертикальная протяженность облаков меньше протяженности облаков основных холодных фронтов и осадки слабее. В отдельных случаях может быть несколько ложбин и вторичных фронтов. Вследствие этого после кратковременного прояснения, наступаю-

щего вслед за прохождением основного фронта, при прохождении вторичных фронтов вновь появляется конвективная облачность, зачастую с ливневыми осадками.

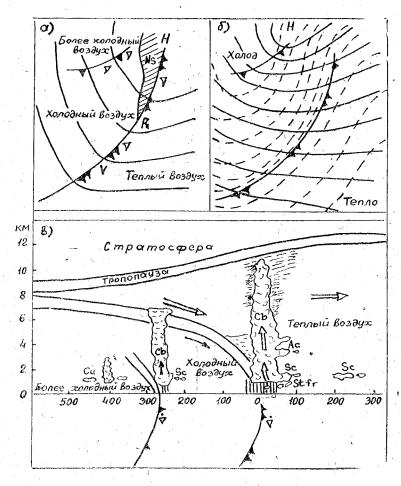


Рис. 22. Схема холодного фронта 2-го рода: a — на приземной карте; b — на карте термобарического ноля; b — в вертикальном разрезе.

Облачные системы и погода фронтов окклюзии

При развитии циклона холодный фронт в его тыловой части движется быстрее, чем теплый в его передней части (рис. 23 а). В результате холодный воздух, находящийся за холодным фронтом, нагоняет холодный воздух, располагающийся перед теплым фрон-

том, и смыкается с ним (рис. 23 б). Теплый воздух, находящийся между ними, вытесняется вверх. Вытеснение теплого воздуха продолжается и после смыкания фронтов. В результате теплая ВМ все более удаляется от земной поверхности (рис. 23 в). Поверхность раздела между тыловой и передней массами холодного воздуха называют поверхностью окклюзии. Линию ве пересечения с поверхностью земли называют нижним фронтом окклюзии. А участок фронта в свободной атмосфере, вдоль которой граничат ВМ, — верхним три рронтом окклюзии. Всю систему в целом называот фронтом окклюзии или тросто окклюзией. Точку, тачиная от которой холодный и теплый фронты

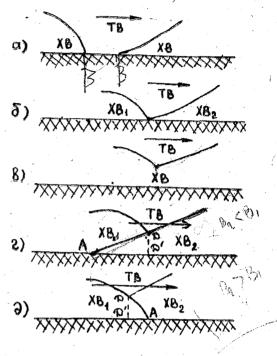


Рис. 23. Қ образованию фронта окклюзии. Стрелкой показано направление перемещения фронтальных поверхностей.

на приземной карте вошли в соприкосновение, называют точкой окклюзии.

Если впереди лежащая холодная масса XB_2 холоднее массы XB_1 (рис. 23 г), то нижний фронт будет теплый, а если холоднее тыловая масса XB_1 (рис. 23 д), то нижний фронт окклюзии будет холодный. В теплом и холодном фронтах окклюзии различают линию соответственно верхнего холодного и верхнего теплого фронтов (точка \mathcal{I} на рис. 23 г и д).

Эти же термины употребляются для обозначения проекции линий верхних фронтов на земную поверхность (точка \mathcal{J}'). Посколь-

ку проекция верхнего фронта, как правило, расположена близко от приземного, то на картах погоды их разграничить практически невозможно.

На рис. 24 приведены схемы теплого и холодного фронтов окклюзии и соответствующих им термобарических полей. Как на теплом, так и на холодном фронтах ожклюзии имеются три облачные системы: прежних теплого и холодного и вновь возникшего иижнего фронтов. Облачные системы распространяются по обе стороны от приземного фронта окклюзии, особенно у холодного. По своим внешним признакам теплый фронт окклюзии сходен с теп-

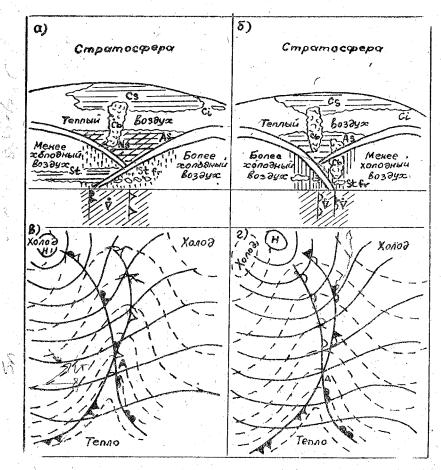


Рис. 24. Схемы теплого (a) и холодного (б) фронтов окклюзии и соответствующих им термобарических полей (в, г).

лым фронтом, а холодный фронт окклюзии с холодным фронтом 1-го рода. Поэтому все признаки, относящиеся к теплому фронту и холодному фронту 1-го рода, справедливы и для соответствующих фронтов окклюзии, однако у последних они выражены слабее. При приближении фронта окклюзии давление понижается, после прохождения— повышается. Значительный поворот направления ветра вправо (иногда почти на противоположный) наблюдается при прохождении липии нижнего фронта. Наибольшая скорость ветра наблюдается перед верхним холодным фронтом (теплый фронт окклюзии) и при прохождении нижнего холодного фронта окклюзии.

Теплые фронты окклюзии над Европой чаще наблюдаются в холодное полугодие, когда холодный зафронтальный воздух, поступающий с Атлантики, теплее предфронтального холодного коптинентального воздуха. При этом иногда наблюдаются метели, реже — гололеды.

Холодные фронты окклюзии типичны для лета. Вдоль этих фронтов нередко наблюдаются грозы, в том числе и вдоль сильно размытых фронтов, а 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.

Высотные фронтальные зоны и струйные течения

В пределах верхней тропосферы и нижней стратосферы существуют переходные зоны между высокими холодными циклонами и высокими теплыми антициклонами. Эти переходные зоны получили название высотных фронтальных зон (ВФЗ). Размеры ВФЗ огромны: ширина составляет сотни километров, длина вдоль основного потока — несколько тысяч километров, высота — несколько километров. ВФЗ являются областями атмосферы, в которых сконцентрированы огромные запасы кинетической и внутренней энергии, поскольку в них наблюдаются значительные градиенты давления (а следовательно, и скорости ветра) и температуры. Именно здесь происходит преобразование одного вида энергии в другой.

На картах абсолютной и относительной топографии ВФЗ представляются в виде области сгущения изогипс. Центральная изогипса в области называется осевой. При входе в эту зону изогипсы сближаются, образуя «вход» ВФЗ, а выходя из нее — расходятся, образуя «дельту» ВФЗ. ВФЗ обычно связаны с одним или несколькими основными тропосферными (высокими) фронтами. Отдельные ВФЗ, переходя одна в другую, опоясывают полушарие, образуя планетарную высотную фронтальную зону (ПВФЗ). Таким обра-

зом, ВФЗ можно рассматривать как звенья ПВФЗ. ПВФЗ располагается преимущественно зонально, но может иметь волны большой амплитуды меридионального направления.

С ПВФЗ тесно связаны процессы образования и развития циклонов и антициклонов. В свою очередь эти процессы приводят к образованию волн в области ПВФЗ, ее ветвлению и деформации.

Образование ПВФЗ объясняют наличием в пределах полушария различных по своему радиационному балансу широтных зон, в пределах которых формируются воздушные массы различных географических типов, а также процессов, аналогичных процессам фронтогенеза, но планетарного масштаба.

С ПВФЗ тесно связаны струйные течения (СТ), под которыми понимаются сильные узкие воздушные потоки в тропосфере и стратосфере, характеризующиеся значительными градиентами скорости и большой горизонтальной протяженностью. Длина СТ измеряется тысячами километров, ширина — сотнями километров, высота — несколькими километрами. За границы СТ принято считать изотаху 30 м/с (100 км/ч). Вертикальный градиент скорости ветра в СТ превышает 5 м/с на 1 км, а горизонтальный — 10 м/с на 100 км. Линия с максимальной скоростью ветра в пределах ПВФЗ называется осью СТ. На практике чаще имеют дело с горизонтальной осью СТ — линией максимальной скорости ветра на данном уровне или на данной изобарической поверхности.

Вдоль оси СТ скорость ветра неодинакова. Выявляются подвижные максимумы скорости, перемещающиеся вдоль оси СТ с меньшей скоростью, чем скорость на оси СТ, и претерпевающие эволюцию. Скорости ветра в СТ над холодными фронтами больше, чем над теплыми. Если смотреть вдоль-оси СТ, то левая его сторона называется циклонической, правая — антициклонической.

Большой интерес к изучению СТ и их прогнозу обусловлен определенной связью СТ с возникновением и развитием циклонов и антициклонов. В СТ наблюдаются зоны сильной болтанки. С ними связано образование облачности, и они обладают огромными запасами кинетической энергии.

По условиям локализации различают струйные течения:

арктические СТ (в среднем севернее 65° с. ш.) с осями на высотах 6—8 км;

СТ умеренных широт (в зоне $45-65^{\circ}$ с. ш.) с осями на высотах 8-12 км;

субтропические СТ (в зоне 30° с. ш.) с осями на высотах 12—17 км:

экваториальные СТ, имеющие, в отличие от предыдущих типов, восточное направление с осями на высотах более 25—30 км;

стратосферные СТ умеренных и высоких широт также восточного направления с осями на высотах более 15 км.

3.3. ЦИКЛОНЫ И АНТИЦИКЛОНЫ

Общие сведения о циклонах и антициклонах

В зависимости от географического района и особенностей воз пикновения и развития различают следующие виды барических образований:

внетропические циклоны — фронтальные и нефронтальные (местные, термические). Несколько циклонов, развивающихся на одном основном фронте, образуют семейство (серию) циклонов;

тропические циклоны — ураганные (ураганы, тайфуны) и сла-

бые циклонические образования экваториальной зоны;

внетропические антициклоны — промежуточные (между циклонами одного семейства), заключительные (в тылу последнего циклона семейства) и нефронтальные (местные, термические);

субтропические антициклоны.

От направлений перемещения (откуда перемещаются) различают следующие траектории циклонов и антициклонов: северные, западные, южные и восточные, которые часто обозначаются добавочными терминами или более детальным указанием географического района их зарождения или перемещения. Как правило, циклон и антициклон перемещаются с запада на восток с составляющими, направленными к высоким широтам у циклонов и к низким широтам у антициклонов.

Имеются районы, в которых циклоны и антициклоны часто становятся малоподвижными и существуют длительное время. В таких случаях говорят о синоптических центрах действия атмосферы

и указывают их географическое положение.

По вертикальной протяженности циклоны и антициклоны подразделяются на низкие, у которых замкнутые изобары наблюдаются до высоты 1—2 км, средние, у которых замкнутые изобары наблюдаются до высоты 3—4 км, высокие, у которых замкнутые изобары наблюдаются до высоты 5 км и выше, верхние, у которых изобары отмечаются на некоторых уровнях тропосферы, но отсутствуют у земной поверхности, и стратосферные, простирающиеся из тропосферы в нижнюю стратосферу или самостоятельно образовавшиеся в стратосфере.

В атмосфере непрерывно происходит образование, развитие и затухание циклонов и антициклонов. Продолжительность жизни фронтальных циклонов и антициклонов около 5—7 дней, но при благоприятных условиях они могут существовать и значительно дольше.

Циклоны и антициклоны в процессе своего развития проходят ряд стадий:

начальная стадия или стадия возникновения циклона (антициклона) — от первых признаков зарождения до появления первой замкнутой изобары, кратной 5;

стадия молодого циклона (антициклона) или стадия углубления циклона (усиления антициклона);

стадия максимального развития циклона (антициклона);

стадия заполнения циклона (ослабления или разрушения антициклона).

При переходе от стадии к стадии существенно меняется термобарическое поле, горизонтальная и вертикальная структура и характеристики погоды циклона и антициклона. Обычно в процессе развития циклон (антициклон) превращается из низкого подвижного барического образования в высокое малоподвижное образование. Продолжительность каждой стадии колеблется от нескольких часов до нескольких суток. Наименее продолжительны начальные стадии развития.

Циклон и антициклон не обязательно проходят все стадии развития. Молодой циклон может начать заполняться, а молодой антициклон разрушаться, не получив максимального развития. Деление периода существования циклона (антициклона) на стадии носит условный характер, так как между стадиями нет резких границ.

Скорости перемещения циклонов и антициклонов колеблются в широких пределах. В начальной стадии развития низкие циклоны пантициклоны перемещаются со скоростями 40—50 км/ч, а иногда и более; в поздней стадии, когда они превращаются в высокие образования, скорость перемещения уменьшается и они становятся малоподвижными. Средняя скорость перемещения циклонов и антициклонов составляет 30—40 км/ч.

Теоретические основы циклогенеза и антициклогенеза

Процесс образования и углубления (усиления) циклонов (антигиклонов) называется циклогенезом (антициклогенезом).

Циклогенез и антициклогенез взаимосвязаны. Практически это единый процесс: в одном районе создается дефицит массы, а в соседнем — избыток. Общим является и то, что развитие соседних циклонов и антициклонов связано с одной и той же ВФЗ, но с различными ее участками. Условия возникновения и развития циклонов и антициклонов в свободной атмосфере можно рассматривать на основании качественного анализа уравнения локального изменения вертикальной составляющей вихря скорости, которое можно записать в следующем виде:

$$\frac{\partial \Omega_{z}}{\partial t} = \frac{l}{T} \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) - v \frac{\partial l}{\partial y} - \left(u \frac{\partial \Omega_{z}}{\partial x} + v \frac{\partial \Omega_{z}}{\partial y} \right) - \left(\Omega_{z} + l \right) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right). \tag{44}$$

Первый член правой части уравнения (44) дает локальное изменение вертикальной составляющей вихря скорости в зависимости от адвективного изменения температуры воздуха. При адвекции тепла этот член отрицателен, а при адвекции холода — положителен. Следовательно, под влиянием одного этого члена при адвекции тепла возникает и усиливается антициклонический (отрицательный) вихрь и ослабевает имеющийся циклонический (положительный) вихрь. Под влиянием адвекции холода, наоборот, возникает или усиливается циклонический (положительный) вихрь и ослабевает имеющийся антициклонический (отрицательный) вихрь.

Вторым членом ўчитывается эффект влияния меридионального переноса воздуха на локальное изменение вихря скорости. С увеличением широты l возрастает, а с уменьшением — убывает. Слеловательно, в воздушной массе, движущейся к северу, $V \frac{\partial l}{\partial y} > 0$ и под влиянием только этого фактора при прочих равных условиях возникает или усиливается антициклонический вихрь, а при движении к югу — возникает или усиливается циклонический вихрь.

Третий член характеризует зависимость $\partial\Omega_z/\partial t$ от адвекции вихря скорости. Это слагаемое больше всех других слагаемых и называется вихревой составляющей уравнения тенденции вихря скорости (44). Анализ третьего слагаемого, представленного в натуральных координатах, позволяет установить следующее:

положительная адвекция вихря скорости имеет место в передней части высотной ложбины (особенно в случае дивергенции циклонически изогнутых изогипс при уменьшении их кривизны по потоку) и в тыловой части высотного гребня (особенно в случае конвергенции антициклонически изогнутых изогипс при увеличении их кривизны по потоку);

отрицательная адвекция вихря скорости имеет место в тыловой части высотной ложбины (особенно в случае конвергенции циклонически изогнутых изогипс при увеличении их кривизны по потоку) и в передней части высотного гребня (особенно в случае дивергенции антициклонически изогнутых изогипс при уменьшении их кривизны по потоку).

Четвертый член уравнения (44) отражает влияние горизонтальной дивергенции скорости ветра на изменение вертикальной составляющей вихря скорости. В связи с волновым движением ПВФЗ действие этого фактора значительно менее устойчиво во времени по сравнению с влиянием трех предыдущих и практически оценка степени влияния его на изменение вихря скорости затруднительна.

Согласно формуле (38), $\Omega_z = \frac{g}{l} \nabla^2 H$. Следовательно,

$$\frac{\partial \Omega_z}{\partial t} = \frac{g \dot{\partial}}{l \partial t} \nabla^2 H = \frac{g}{l} \nabla^2 \frac{\partial H}{\partial t}.$$
 (45)

Выражение (45) можно подставить в уравнение (44) и решать его относительно $\partial H/\partial t$. На основе такого подхода может быть в простейшем виде решена задача численного прогноза локальных изменений высот изобарических поверхностей, т. е. прогноза барического поля.

Следует заметить, что знаки у $\partial\Omega_z/\partial t$ и $\partial H/\partial t$ противоположны. Действительно, при положительной адвекции вихря скорости, например в связи с приближением циклона, наблюдается падение давления и понижение высот изобарических поверхностей. Следовательно, при $\frac{\partial\Omega_z}{\partial t}>0$ имеем $\frac{\partial H}{\partial t}<0$. Аналогично при $\frac{\partial\Omega_z}{\partial t}<0$ имеем $\frac{\partial H}{\partial t}>0$.

Вклад рассмотренных факторов в локальное изменение вихря скорости особенно велик в районах с большими градиентами температуры, давления и большими скоростями ветра, т. е. в ВФЗ со связанными с ними СТ.

Условия возникновения циклонов и антициклонов

Теория и опыт показывают, что возникновение циклонов и антициклонов связано с ВФЗ и СТ. В этих случаях во фронтальной зоне тропосферы контрасты средней температуры между холодными и теплыми массами воздуха достигают 8—12°С и более на расстоянии 1000 км (перпендикулярно изогипсам ОТ). Чем больше величина контрастов температуры, тем интенсивнее в последующем углубляется циклон и усиливается антициклон.

Развивающийся циклон (антициклон) зарождается обычно на антициклонической (циклонической) стороне СТ и лишь в процессе дальнейшего развития переходит на циклоническую (анти-

циклоническую) сторону.

На рис. 25 а приведена схема термобарического поля тропосферы, наиболее благоприятного для циклогенеза в приземном слое, а на рис. 25 б — для антициклогенеза. Итак, возникновение цикло на у поверхности земли чаще всего происходит под передней частью высотной ложбины или тыловой частью высотного гребня, а антициклона — под передней частью высотного гребня или тыловой частью ложбины.

Непосредственным признаком формирования нового циклона (антициклона) на приземной карте погоды являются образование и усиление области относительного понижения (повышения) давления в данном районе. Образуется замкнутая изобара и одновременно оформляется циклоническая (антициклоническая) циркуляция воздуха. Иногда такая область понижения (повышения) дав-

ления возникает в малоградиентном барическом поле; тогда происходит быстрое формирование нового циклона (антициклона).

Подавляющее большинство подвижных циклонов возникает на тропосферных фронтах, причем в циклон вовлекаются обе воздушные массы, разделенные фронтом. Механизм этого процесса, сог-

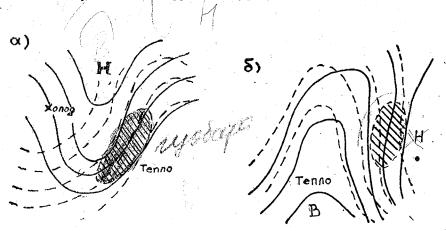


Рис. 25. Схема термобарического поля тропосферы, наиболее благоприятного: a — для циклогенеза, δ — для антициклогенеза.

ласно волновой теории циклогенеза, связан с возникновением на фронте динамически неустойчивых волн. В образовании таких волн играет роль как разрыв плотности и скорости ветра на фронте, так и отклоняющая сила вращения Земли. Длина такой водны — от нескольких сотен до 2—3 тыс. км. Волны малой длины (до нескольких сот километров) динамически устойчивы и с нимисвязаны лишь неглубокие возмущения в барическом поле. Волны длиной в пределах 800—2800 км неустойчивы и поэтому часто превращаются в замкнутые высокие циклонические и антициклонические вихри.

Циклоны обычно проходят сериями: вслед за первым циклоном идет второй, за ним — третий и т. д. В серии может быть до пяти циклонов. В среднем период прохождения циклонической серии через какой-либо район равен 5,5 суток. Каждый новый член циклонической серии оказывается «несколько моложе» предыдущего циклона, продолжающего развиваться. К тому времени, когда очередной, второй или третий циклон достигает стадии наибольшего развития, первый циклон становится уже окклюдированным и малоподвижным. Подвижные циклоны в ряде случаев могут войти в систему малоподвижного, вызвать его регенерацию и обра-

зовать обширный стационарный циклон (чаще многоцентровый), который называется центральным циклоном.

Фронтальные циклоны чаще всего возникают на малоподвижном холодном фронте, на теплом фронте и у точки окклюзии.

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

Возникновение и развитие фронтальных антициклонов связано с ВФЗ. В отличие от циклона, линия фронта не может проходить через центр антициклона. Это видно из общих представлений об условиях фронтогенеза. Воздух от центра распространяется во все стороны, что исключает возможность сближения разнородных ВМ вблизи центра. Линия фронта может проходить лишь по окраине антициклона или пересекать его гребень по линии, приблизительно нормальной к оси гребня. В этом случае на линии фронта изобары также изогнуты ложбинообразно, но ложбина выражена менее, чем в системе циклона.

Выше пограничного слоя фронтальный слой иногда может располагаться в центральной части антициклона. Однако для центгральной части антициклона более характерным является образование слоев инверсии, имеющих различное происхождение.

Приземные слои инверсии (радиационные и адвективные) в антициклонах возникают в связи с охлаждением приземного слоя воздуха от подстилающей поверхности. При разрушении только нижней части приземного слоя инверсии (под влиянием прогрева подстилающей поверхности в дневные часы) в верхней остается тонкий инверсионный слой, называемый инверсией внутри пограничного слоя.

Формирование слоев инверсии в антициклонах происходит также при опускании воздуха и последующем его растекании по горизонтали. Такие инверсии называют 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.

Особую группу, не связанную с антициклонами, представляют динамические инверсии вблизи уровня максимального ветра. К зоне с максимальной скоростью ветра воздух подтекает со всех сторон, снизу и сверху. В восходящем потоке температура воздух адиабатически понижается, а в нисходящем — повышается. Таким образом возникает перераспределение температуры и в средней части зоны больших скоростей возникает инверсия.

Своеобразными слоями инверсии или изотермии являются тро попауза и расположенная выше нижняя стратосфера. Их форми рование происходит под влиянием радиационных процессов.

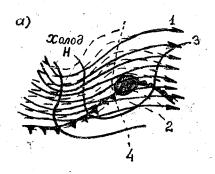
Выделяют два типа фронтальных антициклонов.

Промежуточные антициклоны возникают между отдельными циклонами одной серии. Направление и скорость перемещения таких антициклонов совпадает с направлением и скоростью движения циклонов. На приземной карте они чаще всего представлены в виде гребней.

Заключительные антициклоны являются основным типом фронтальных антициклонов. Они образуются за холодным фронтом в тылу последнего циклона серии. Развитие заключительного антициклона обрывает процесс циклогенеза на данной ветви основного фронта. Направление перемещения такого антициклона не совпадает с направлением движения циклонов; он перемещается в основном с севера на юг с некоторым отклонением к востоку и редко — к западу.

Свойства фронтальных циклонов на различных стадиях развития

В первой начальной стадии (стадии волны) возникший на фронте циклон, как система течений с замкнутой циркуляцией вдоль первой замкнутой изобары, появляется лишь в нижних слоях тропосферы (рис. 26 а). Искривление фронта и линий тока таково. что в передней части возникшего циклона фронт принимает характер теплого фронта, в тылу же — характер холодного фронта, т. е. иа нем образуется волна. Центр возникшего циклона совпадает с вершиной волны.



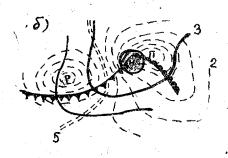


Рис. 26. Первая стадия развития циклона. — изогинсы, 2 — изотермы, 3 — изобары, 4 — линии иулевой адвекции. 5 — линии нулевой изотенденции.

В термобарическом поле тропосферы, представляющем собой ВФЗ, также обнаруживается волнообразное возмущение с высотным гребнем над передней областью приземного циклона и высотной ложбиной над его тыловой областью. Через центральную часть приземного циклона, расположенную под дельтой ВФЗ (передняя часть высотной ложбины), проходит линия нулевой адвекции, оставляя адвекцию тепла над центральной и передней частями образовавшегося циклона, а адвекцию холода — над тыловой. В этих зонах адвекция опособствует изменению давления у поверхности земли. Более существенная роль вихревых и дивергентных факторов изменения давления. В передней части ложбины $(\partial H/\partial t)$ вихревое < 0, что способствует падению давления под передней частью высотной ложбины. В дельте высотной фронтальной зоны наиболее вероятна отрицательная дивергенция скорости, от чего дивергентная составляющая изменения давления в диклоне отрицательна. В итоге сумма воздействий всех факторов приводит в этой ста-

дии к дальнейшему углублению циклона и перемещению его в на-

правлении высотных течений.

Приземное изаллобарическое поле в первой стадии развития циклона имеет вид, представленный на рис. 26 б. Центры очагов суммарного изменения давления располагаются так, что наибольшее падение давления оказывается впереди теплого фронта, а наибольший его рост — позади холодного фронта.
Вторая стадия — стадия молодого циклона — характеризуется

дальнейшим развитием волнообразного возмущения фронта, усиливающимся понижением давления и распространением циклони.

ческой циркуляции по высоте.

Наиболее характерным признаком молодого циклона является наличие теплого сектора, который ограничен спереди теплым, а с тыла холодным фронтом. Теплый и холодный фронты своей выпуклостью обращены в сторону движения циклона. Центр молодого никлона совпадает с вершиной теплого сектора (рис. 27 а).

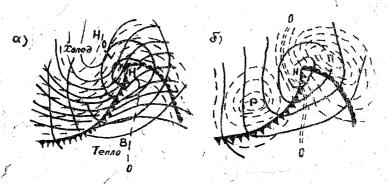


Рис. 27. Вторая стадия развития циклона -- молодой циклон. (Усл. обозначения см. на рис. 26).

Молодой циклон обычно бывает ограничен двумя-тремя изобарами. По высоте он чаще всего относится к средним барическим образованиям и прослеживается на карте AT₇₀₀, на которой обычно имеется одна замкнутая изогипса. На высотной карте центр циклона смещен относительно его положения в сторону холода. При углублении циклона линия нулевой адвекции проходит над приземным центром циклона.

В расположении зон термического изменения давления существенных перемен по сравнению с первой стадней нет. Высотная ложбина еще более углубляется, а действие вихревой составляющей изменения давления усиливается. Увеличивается также и значение дивергентной составляющей. Обе эти составляющие способствуют значительному понижению давления в передней части циклона и в его центре. В тылу циклона знаки составляющих обратные. Приземное изаллобарическое поле молодого циклона мало отличается от изаллобарического поля его ранней стадии (рис. 27 б). Оно указывает не только на дальнейшее перемещение, но и на углубление циклона (понижение давления в центре). Для обеих стадий развития циклона в центральной части и в зоне падения давления происходят упорядоченные восходящие движения с постепенным понижением средней температуры слоя, а ложбина холода, обнаруживающаяся вначале под тылом циклона, все более приближается к его центральной части.

В молодом циклоне выделятся три зоны, резко отличающиеся по условиям погоды (рис. 28).

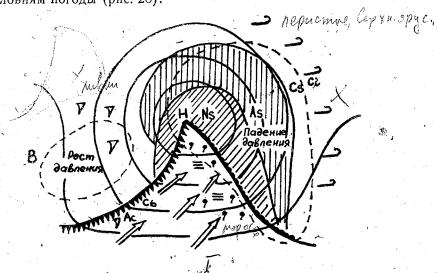


Рис. 28. Условия погоды в молодом циклоне.

Первая зона — передняя и центральная части холодного сектора циклона перед теплым фронтом. Характер погоды определяется свойствами теплого фронта. Чем ближе к центру циклона и линии чеплого фронта, тем мощнее система облаков и тем вероятнее выпадение обложных осадков.

Вторая зона — 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 ВМ в этой зоне выпадают ливневые осадки.

Третья зона — теплый сектор между теплым и холодным фронтами. Поскольку теплая ВМ является преимущественно влажной и устойчивой, то и условия погоды в ней обычно соответствуют типовым условиям погоды, характерным для такой ВМ (см. 3.1).

Тредья стадия — максимальное развитие циклона (стадия окклюзии). Холодный фронт соединяется с теплым, а теплый сектор у земли постепенно исчезает; на средние высоты тропосферы распространяется циклоническое вращательное движение, наблюдавшееся ранее лишь внизу. Наклон вертикальной оси циклона увеличивается, ложбина холода еще более усиливается и тоже приближается к положению приземного циклона. Это приводит к оттеснению зоны наибольших температурных градиентов на периферию пиклона (рис. 29).

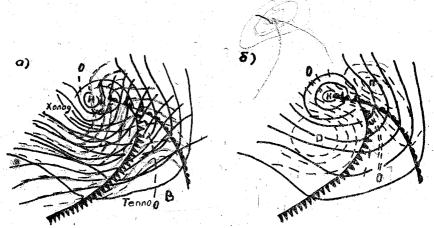


Рис. 29. Третья стадия развития циклона— окклюдированный циклон (Усл обозначения см. на рис. 26)

В третьей стадии линия нулевой адвекции, как правило, начинает сдвигаться от центра циклона к его передней части. Зона адвекции тепла и адвективного падения давления все более отсту-

пает в переднюю часть циклона, а адвекция холода способствует повышению давления не только в тылу, но и в центре циклона. Очаг наибольшего падения давления располагается перед точкой окклюзии, а центр очага роста по-прежнему находится за холодным фронтом. Развитие и продолжительность существования окклюдированного циклона зависит от строения термобарического поля над его центральной частью. При этом сказывается влияние тех же факторов, которые были рассмотрены применительно к условням возникновения циклона. В случаях, когда строение термобарического поля неблагоприятно для падения давления вблизи центра циклона, его заполнение возможно уже в самом начале окклюдирования. Иногда углубление циклона может продолжаться длительное время после начала окклюдирования. Медленно углубляющиеся циклоны обычно медленно заполняются, а быстро углубляющиеся — быстро. Часто в тыловой части приземного циклона проходит ложбина, по оси которой располагается вторичный холодный фронт. В таком циклоне между теплым фронтом окклюзии и вторичным холодным фронтом образуется так называемый вторичный теплый сектор.

Погода в передней части окклюдированного циклона обусловливается фронтом окклюзии и теплым фронтом. Основная облачная система Cs-As-Ns. Зона обложных осадков лучше выражена перед точкой окклюзий. В теплом секторе наблюдаются туманы, сплошная слоистая облачность. Погоде холодного фронта свойственны кучево-дождевая облачность, ливни, грозы и шквалы. Погода в тыловой части циклона определяется наличием здесь неустойчивой ВМ. Во вторичном теплом секторе даже в холодное полугодие часто наблюдаются ливневые осадки, поскольку относительно теплая ВМ в нижних слоях, расположенная за фронтом скклюзии, обладает значительной неустойчивостью и в верхней

тропосфере является уже холодной.

Четвертая стадия — стадия заполнения циклона. В результате — адвекция холода в тылу циклона и адиабатического охлаждения поднимающегося вверх воздуха, что характерно первым трем сталиям, циклон заполняется холодным воздухом и во всей тропосфере, а часто и в нижней стратосфере устанавливается мощная циклоническая циркуляция, т. е. циклон становится высоким барическим образованием (рис. 30). В последней стадии область контрастных температур, являющаяся энергетическим источником, подлерживающим существование циклона, перемещается на его периферию, где образуется новая высотная фронтальная зона. Сюда же перемещаются и активные процессы изменения давления. Вследствие этого в центральной части циклона начинает все больше сказываться приземная конвергенция трения, вызывающая рост давления.

В заполняющемся окклюдированном циклоне фронты размываются, сплошная зона обложных осадков распадается на отдель-

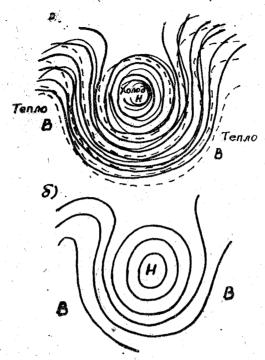


Рис. 30. Термобарическое поле заполняющегося циклона (Усл. обозначения см. на рис. 26)

ные участки; постепенно условия погоды выравниваются во всех его секторах и, наконец, циклон как самостоятельная барическая система исчезает.

Свойства фронтальных антициклонов на различных стадиях развития

От возникновения до исчезновения антициклон, как и циклон, проходит различные стадии, определяющиеся изменением пространственного термобарического поля:

Первая стадия — стадия возникновения (рис. 31). В начальной стадии антициклон, возникший за холодным фронтом в тылу последнего члена циклонической серии, является низким барическим образованием со значительным температурным контрастом. Термобарическое поле тропосферы представляет собой ВФЗ волнообразной формы, малой амплитуды, под густой сетью сходящих-

ся изогиис которой и происходит образование приземного антициклона. Термический и вихревой факторы вызывают рост давления в системе возникшего и усиливающегося аитициклопического вихря.

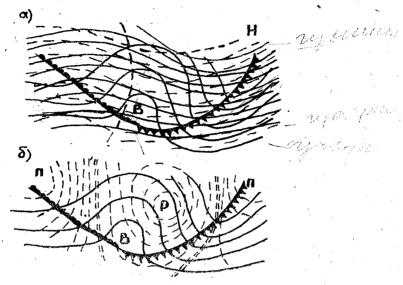


Рис. 31. Первая стадия развития антициклона. (Усл. обозначения см. на рис. 26)

Вторая стадия — молодой антициклон (рис. 32). Дальнейшее повышение давления в системе антициклонального вихря и распространение антициклональной циркуляции по высоте. Молодой антициклон бывает ограничен двумя-тремя изобарами. На карте AT_{700} он обычно прослеживается в виде ясно выраженного гребня, ось которого смещена относительно приземного центра в сторону

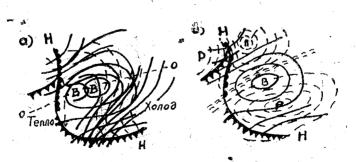


Рис. 32 Вторая стадия развития антициклона. (Усл. обозначения см. на рис. 26)

тепла. Линия нулевой адвекции проходит вблизи приземного центра, оставляя переднюю и центральную части этого антициклона в зоне адвекции холода. Термический фактор способствует дальнейшему росту давления в зоне адвекции холода. Над центральной частью приземного антициклона вихревой фактор оказывается также положительным (сходимость изогипс и увеличение циклонической кривизны изогипс вдоль нотока). В результате условия для роста давления создаются не только непосредственно в тылу циклона, но и над центральной частью приземного антициклона.

В противоположность циклону нисходящее движение воздуха и адвекции тепла в тылу антициклона вызывают общее повышение температуры в нем и рост абсолютного геонотенциала изобарических поверхностей.

Третья стадия — стадия максимального развития антициклона фис. 33). Хорошо выражена барическим образованием с высоким давлением в приземном центре и расходящейся системой сравни-

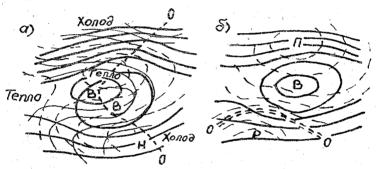


Рис. 33. Третья стадия развития антициклона. (Усл. обозначения см. на рис. 26)

тельно слабых приземных ветров. В этой стадии на высотах еще существует зона сходящихся изогинс с сильными ветрами и большими градиентами температуры. По мере поступления в тыл антициклона теплого воздуха появляется небольшой замкнутый центр и мощный гребень высокого давления, в связи с чем значительно увеличиваются углы адвекции на большей части термобарического поля. Адвекция холода в передней части антициклона дает термический рост давления, а развивающаяся адвекция тепла в тыловой части — термическое понижение давления. Области паления и роста, обусловленные вихревым фактором, смещаются таким образом, что линия нулевого изменения давления приближается к приземному центру антициклона. В центральной части антициклона, где все основные факторы изменения давления меняют

знак, нарастание давления прекращается, т. е. прекращается усиление антициклона.

Четвертая стадия — стадия разрушения антициклона. В результате продолжающейся адвекции тепла и адиабатического натревания, вследствие нисходящих движений воздуха антициклон в четвертой стадии развития заполняется теплым воздухом во всей тропоефере и превращается в очаг тепла с хорошо выраженной антициклональной циркуляцией. В последней стадии развития наибольшие горизонтальные контрасты температуры смещаются на периферию антициклона, поэтому значительных изменений давления под влиянием термических и вихревых причин не происходит.

Под действием дивергенции приземного ветра, обусловленной трением, давление в системе антициклона понижается, сокращается занимаемая им площадь, и он постепенно разрушается.

Условия погоды в антициклонах. Поскольку в антициклонах атмосферные фронты не получают развития, условия погоды в них определяются преимущественно свойствами ВМ, трансформирующимися в результате их взаимодействия с подстилающей поверхностью.

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

Северная окраина антициклона обычно непосредственно связана с теплым сектором соседнего циклона. Здесь в холодное полугодие часто наблюдаются слабые осадки из облаков St и Sc или из системы As-Ns, связанной с атмосферным фронтом соседнего циклона. Нередко отмечаются туманы. Летом наблюдается небольшое количество облаков верхнего яруса, в дневные часы могут развиваться кучевые облака.

Западная окраина антициклона примыкает к передней части циклона. Здесь могут появиться первые признаки теплого фронта— облака Сі. В холодное полугодие в этом секторе антициклона часто отмечаются St и Sc, которые могут достигать значительной высоты и сопровождаться обширными зонами преимущественно слабых осадков. Осадки могут быть также связаны с прохождением верхнего фронта, отделившегося от фронтальной системы окклюдированного циклона, расположенного южнее антициклона. Когда антициклон малоподвижен и существует длительное время (блокирующий антициклон), на его западной периферии создаются большие градиенты температуры и давления и наблюдаются сильные ветры. Летом на западной окраине антициклона при вы-

сокой температуре воздуха и значительной влажности нередки грозы.

Южная окраина антициклона примыкает к северной части циклона. Поэтому здесь встречаются облака верхнего и среднего яруса, причем зимой из As может выпадать снег. На южной окраине хорошо выраженного антициклона зимой наблюдаются большие градиенты давления и сильные ветры, возможны метели.

Восточная окраина антициклона граничит с тыловой частью циклона. При неустойчивой ВМ здесь летом в дневные часы образуются Cu и даже Cb; в последнем случае выпадают ливневые дожди. Зимой может быть безоблачная погода или несплошная облачность Sc, которая образуется в результате растекания облаков Cb и перемещелия сюда подынверсионных облаков из северной части антициклона.

Высокие теплые антициклоны и холодные циклоны являются источниками тепла и холода соответственно. В районах между термическими очагами создаются новые фронтальные зоны, усиливаются контрасты температуры и снова возникают атмосферные вихри, проходящие тот же цикл жизни.

Регенерация циклонов и антициклонов//

Регенерацией циклонов и антициклонов называются процессы, при которых начавшееся заполнение циклона сменяется новым его углублением, а начавшееся ослабление антициклона — усилением. Во всех случаях регенерация происходит при такой перестройке термобарического поля тропосферы, когда в окрестностях существующего барического центра создаются благоприятные условия для нового его углубления (усиления).

Регенерация циклонов происходит либо при вхождении в систему существующего окклюдированного циклона нового основного фронта, либо при развитии нового циклона вблизи центра сушествующего циклона с последующим их слиянием. В первом случае происходит заток свежих порций холодного воздуха в тыл начавшегося заполняться циклона, увеличиваются контрасты температуры в окрестностях центра и на новом фронте возникает, по существу, новый циклен, развитие которого происходит на фоне старого. Во втором случае для регенерации необходимо, чтобы массы более холодного воздуха распространились в тыл южного циклона, смещающегося в направлении центра старого. При этом барическое поле перестраивается таким образом, что старый циклон быстро заполняется, а на его месте оказывается новый углубляющийся циклон. Такого рода процессы повторяются неоднократно и поддерживают длительное существование глубоких и обширных циклонов (центральные, или блокирующие циклоны).

Регенерация антициклонов происходит при слиянии заключительного антициклона с малоподвижным старым и при развитии нового в отроге существующего. Оба процесса регенерации антициклонов имеют много общего, так как развитие нового антициклона идет на фоне старого.

В 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 вновь возникающему низкому барическому образованию, а высокому, прошедшему все стадии развития.

Птропические циклоны

Атмосферные возмущения циклонического характера возникают и внутри тропиков. В большинстве случаев это слабые тропические депрессии, часто даже без замкнутых изобар. Возникают они как врлновые возмущения по внутритропической зоне конвергенции или внутри пассатного течения.

Наиболее существенной особенностью циркуляции тропической зоны является зарождение интенсивных и разрушительных тропических циклонов в отдельных районах обоих полушарий в зоне широт 5—25°.

Тропические циклоны возникают над теплыми районами океана, где температура воды выше 27°. Для развития циклона из первоначально слабой депрессии нужна большая энергия неустойчивости воздушных масс. Главной причиной развития сильного тропического циклона является мощный подъем нагретого и влажного воздуха над большой площадью океана в возникшем возмущении. Кроме того, необходимо, чтобы в верхней тропосфере над развивающимся циклоном существовала хорошо выраженная дивергенция воздушных потоков.

После зарождения тропические циклоны перемещаются с востока на запад, т. е. в направлении общего переноса в тропической зоне. В дальнейшем они обычно перемещаются в сторону высоких широт, однако их траектории очень разнообразны и, как правило, не повторяются. Направления движения могут изменяться самым причудливым образом. Скорость перемещения центра циклона в начальный период составляет 10—20 км/ч и со временем возрастает до 30—40 км/ч и более.

Диаметры тропических циклонов в стадии наибольшего развития составляют в среднем несколько сотен километров. Давление в центре циклона обычно понижается до 980—960 мбар, а в отдельных случаях до 885 мбар.

В тропическом циклоне наблюдаются исключительно большие барические градиенты (до I мбар/км вблизи центра циклона). Поэтому на синоптических картах они отмечаются в виде сгустка концентрических изобар и изогипс.

В самом центре тропического циклона образуется зона затишья—«глаз бури» Ее диаметр составляет обычно 30—50 км, по может быть и в несколько километров, а иногда достигает 300 км. К «глазу бури» примыкает зона ураганных ветров и максимальных осадков. Ширина этой зоны 100—150 км. Скорость ветра в большинстве случаев превышает 50—60 м/с, а иногда доходит до 100—120 м/с и более. Постепенно эта зона переходит в зону штормовых ветров, размеры которой колеблются в широких пределах.

При больших скоростях ветра и большой кривизне траекторий частиц воздуха центробежная сила существенно влияет на отток воздуха от центра и на опускание воздуха, приводящее к его адиа-

батическому нагреванию и размыванию облачности.

Распределение ветра и осадков в тропическом циклоне несимметрично. Наибольшие скорости ветра обычно наблюдаются в тыловом правом квадрате (если смотреть по направлению перемещения циклона). Облака и осадки распределяются в виде спиральных полос, окружающих центральную зону, что хорошо видно из наблюдений метеорологических спутников.

Под влиянием ветра в зоне тропического циклона возникает исключительно сильное волнение (высота волн может достигать 20 м и более). В центральной части циклона происходит подъем уровня моря (до нескольких метров), вызванный понижением давления, а также вращательным движением массы воды вокруг центра циклона.

При выходе тропического циклона в умеренные широты и сближении с фронтом происходит его регенерация. Дальше тропический циклон развивается как фронтальный циклон. При отсутствии фронта и выходе тропического циклона на сушу обычно наблюдается его быстрое заполнение. Объясняется это изменением свойств подстилающей поверхности и особенно понижением температуры и увеличением трения.

з.4. ОСНОВЫ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ

Понятие об общей циркуляции атмосферы и основных факторах, ее определяющих

Общая циркуляция атмосферы (ОЦА) в широком смысле слова является системой макропроцессов, непрерывно изменяющихся во времени и пространстве. При всем разнообразии непрерывных изменений ОЦА можно выделить некоторые ее устойчивые особен-

пости, повторяющиеся из года в год. Лучше всего выявляются они с помощью статистического осреднения, при котором сглаживаются мелкомасштабные во времени и пространстве возмущения циркуляции. Изучение ОЦА помогает понять причины изменения погоды и условий формирования климата, что важно в долгосрочном прогнозировании.

Характер ОЦА и ее изменения определяются большим комплексом взаимодействующих факторов, роль которых изменяется во времени. Среди них наиболее важными являются: приток солнечной радиации, вращение Земли, неоднородность земной поверхности и ее термических свойств, пространственные размеры атмос-

феры, солнечная активность.

Приток солнечной радиации является главным источником возникновения и поддержания атмосферной циркуляции. Количество ноступающей и поглощаемой солнечной радиации зависит от ши-

роты.

Низкие широты получают ее значительно больше, чем высокие. Вследствие этого горизонтальный градиент температуры в тропосфере направлен от экватора к полюсу (в сторону уменьшения температуры). Такое же направление в среднем имеет горизонтальный градиент давления. В результате действия отклоняющей силы вращения Земли в тропосфере возникают зональные воздушные течения, направленные с запада на восток. Однако под влиянием неоднородности земной поверхности и ее температурных свойств наблюдаются и меридиальные, и вертикальные воздушные течения, а также вихри меньшего масштаба. Поскольку в погодообразовании главную роль играют процессы, развивающиеся в тропосфере, то это позволяет рассмотреть атмосферу как тонкую пленку воздуха вблизи поверхности земли, в пределах которой вертикальная скорость на два-три порядка меньше горизонтальной.

Изменение солнечной активности влияет на интенсивность цир-

куляции и повторяемость преобладающих типов процессов.

Сезонные изменения атмосферной циркуляции зависят от притока солнечного тепла от сезона к сезону. Относительное охлаждение материков зимой и нагревание летом приводят к смене знака контрастов температуры, а значит, и направления силы барического градиента между материком и океаном.

Характеристики общей циркуляции атмосферы

Квазигеострофичность. Течения общей циркуляции в большей части атмосферы являются квазигеострофическими. Это значит, что они достаточно точно приближаются к геострофическому ветру, т. е. мало криволинейны, мало подвержены трению и направлены почти по изобарам.

Условие квазигеострофичности не выполняется вблизи земной поверхности, где ветер сильно отклонен от изобар вследствие трения. Оно не выполняется также на экваторе и вблизи него, где отклоняющая сила вращения земли равна нулю или ничтожно мала и не может уравновешивать силу барического градиента. Конечно, строго геострофическими течения не будут и над слоем трения; как правило, они имеют ускорения и направлены не строго по изобарам, от чего зависит изменение барического поля.

Преобладающая зональность. Поскольку географическое распределение барического поля характеризуется в среднем зональностью, то вследствие квазигеострофичности движений основным видом циркуляции воздуха на вращающейся Земле является зональный перенос. Циклоническая деятельность, т. е. образование и перемещение в атмосфере циклонов и антициклонов, постоянно нарушает зональность в распределении давления и ветра. Воздействие неравномерного нагревания суши и моря на циклоническую деятельность приводит к тому, что и на многолетних средних картах получаются существенные нарушения зональности: появляются центры действия атмосферы (см. рис. 7, 8).

Таким образом, зональность циркуляции проявляется только в преобладании широтных составляющих ветра (западной или восточной в зависимости от широты зоны и высоты) над меридиональными составляющими. Зональность ОЦА возрастает с увеличением высоты, так как ослабевает сила трения и циклоническая деятельность, а также уменьшаются тепловые различия между су-

Высокое 3 Высокое Но

Рис. 34. Схема зонального распределения атмосферного давления и переносов воздуха в верхней тройосфере и в нижней стратосфере.

шей и морем.

Отклонения от строгой зональности имеют в ОЦА очень важное значение, поскольку происходит обмен воздухом (теплом) между высокими и низкими широтами Земли.

Западный перенос. В тропосфере и нижней стратосфере на всем земном шаре господствует западный перенос (рис. 34), так как значения температуры и давления воздуха более высокие в тропиках и более низкие в полярных областях. Причем зимой интенсивность циркуляции значительно больше, чем летом. Западный перенос наиболее выражен в верхней тропосфере субтропических широт (30—40°), где особенно устойчивы и интенсивны струйные течения. Только в нижней тропосфере тропических и полярных широт западный перенос сменяется восточным, а вблизи экватора (главным образом в летнем полушарии) восточные ветры сохраняются до больших высот. В умеренных же широтах западный перенос господствует во всей тропосфере от поверхности Земли. Значительно чаще повторяемость ветров западных направлений встречается в средних широтах южного полушария.

Западный перенос сохраняется зимой и в стратосфере. Летом меридиональный градиент давления выше 20 км принимает обратное направление — от полюса к экватору. Вместе с этим и преобладающий западный перенос воздуха, начиная с указанных высот,

детом меняется на восточный.

29) Упрощенная схема общей циркуляции атмосферы. У земной поверхности и в нижней тропосфере зональное распределение атмосферного давления и ветра сложнее, чем в вышележащих слоях. Рассмотрим упрощенную схему распределения атмосферного давления и воздушных потоков у однородной поверхности Земли (рис. 35). В полосе между широтами 20—40° давление над уров-

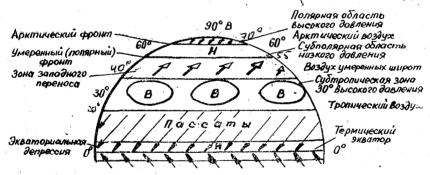


Рис. 35. Упрощенияя схема зонального распределения давления и переносов воздуха у земной поверхности в северном полушарии.

нем моря повышенное. Эта полоса называется субтропической зоной высокого давления, и в ней располагаются антициклоны. Ветры в зоне очень слабые. Вдоль термического экватора располагается полоса пониженного давления — экваториальная депрессия. Между субтропической зоной высокого давления северного полушария и экваториальной депрессией возникают ветры северо восточного направления, которые носят название пассатов.

Пассаты сходятся в экваториальной депрессии, которая поэтому называется еще и внутритропической зоной конвергенции.

Между широтами 55 и 70° обоих полушарий располагается субполярная область низкого давления. Между ней и субтропической зоной высокого давления образуется зона западного переноса. Над полярными районами располагаются области высокого давления. Из них воздушные массы устремляются в северном полушарии в юго-западном, а в южном — в северо-западном направлении.

Типизации атмосферных процессов и индексы циркуляции

Приведенные выше сведения об ОЦА имеют общее познавательное значение. В определенный момент времени в конкретном географическом районе характеристики ветра на различных высотах могут сильно отличаться от обобщающих схем. В зависимости от непериодически меняющихся особенностей циклонической деятельности в каждом сезоне года во внетропических широтах можно различать разные типы (формы) атмосферной циркуляции. Такие типы циркуляции можно назвать как для определенных секторов земного шара, так и для целого полушария.

Типизация атмосферной циркуляции — один из методов анализа макросиноптических процессов. Она позволяет разобраться в большом многообразии реально существующих макросиноптических ситуаций, находить общие закономерности развития процессов для долгосрочного прогноза погоды.

В СССР применяются следующие способы типизации.

Типизация Г. Я. Вангенгейма. Основана на понятии элементарного синоптического процесса (ЭСП), в течение которого в данном географическом районе сохраняются основные направления возлушных течений и, следовательно, знак барического поля. Все ЭСП были объединены в 26 типов. По принципу преобладающего переноса в тропосфере умеренных широт их затем свели в три группы и назвали макропроцессами западной (W), восточной (E) и меридиональной (E) форм атмосферной циркуляции.

Формы W, E, C отражают ряд важных особенностей атмосферной циркуляции. При процессах форм W в толще тропосферы наблюдаются волны малой амплитуды, быстро смещающиеся с запада на восток. Процессы форм E и C являются двумя видами меридионального состояния атмосферы и в толще тропосферы им соответствуют стационарные волны большой амплитуды. Процессы формы E отличаются от процессов формы C локализацией основных гребней и ложбин. Среднее поле давления при процессах форм E характеризуется более мощными барическими образованиями, чем при процессах формы C, и более значительным нарушением западной циркуляции. Географическая локализация основных гребней и ложбин на карте AT_{500} при трех разновидностях этих форм схематически представлена на рис. 36.

Эта типизация выгодно отличается от других своей простотой и нашла широкое использование. В результате последних иссле-

дований установлены важные особенности длинных волн. Они свойственны каждой из форм атмосферной циркуляции.

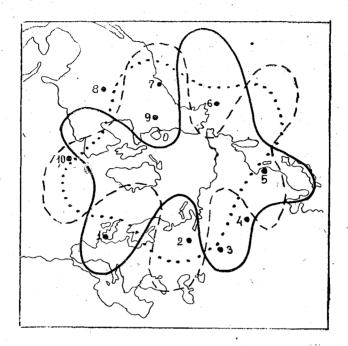


Рис. 36. Положение основных высотных (500 мбар) гребней и ложбин в кульминационной стадии процессов форм $W-\dots$, $E-\dots$

Типизация Б. Л. Дзердзеевского основана на учете циркуляционной связи между северными и южными широтами. Практически эта связь определялась путем учета количества, интенсивности и района арктических вторжений. Было установлено 13 типов процессов, названных элементарными циркуляционными механизмами (ЭЦМ). Для каждого из них были построены типовые сборно-кинематические карты, а также карты среднего давления. Все типы процессов объединены в четыре группы. К первой отнесены типы процессов, при которых отсутствуют арктические вторжения, т. е. преобладает западная циркуляция. Ко второй группе — случаи с одним арктическим вторжением (но в разных районах). К третьей группе относятся случаи с двумя и более одновременными вторжениями. В четвертую группу входит один тип, в котором циклоны ческая деятельность охватывает всю полярную область, а циклоны проходят через северный полюс. Типизация Дзердзеевского успешно применяется в исследованиях по изменению климата северного

полушария.

К недостаткам указанных способов типизации можно отнести качественный подход к определению типов и, следовательно, известный субъективизм, несмотря на то, что во всех случаях используются карты барической топографии.

Для определения типов атмосферной циркуляции есть различные способы количественной их оценки с помощью индексов циркуляции. Наиболее удачный в этом отношении способ Россби. Им в качестве индекса циркуляции была использована зональная составляющая скорости движения воздуха, которую можно вычислить по разности атмосферных давлений между определенными широтами как для широтного пояса, так и для любой его части. При этом атмосферные прощессы в соответствии с различными значениями зонального индекса были разделены на два типа циркуляции; зональный (высокий индекс) и меридиональный (низкий индекс).

Классификация Г. Я. Вангенгейма обладает, однако, определенным преимуществом по сравнению с классификацией Россби. Расчленение меридионального состояния на две противоположные формы в прогностическом отношении имеет очень важное значение, так как с этими формами связано противоположное распределение аномалий ряда гидрометеорологических элементов и явлений.

А. Л. Кац в качестве количественных показателей циркуляции принял оценку интенсивности переноса массы воздуха в единичном слое за единицу времени. Предложенная им система индексов позволяет оценить не только зональную и меридиональную составляющие циркуляции, но и общий индекс, характеризующий отношение зональной циркуляции к меридиональной и наоборот.

При проведении изобар через b мбар формулы для расчета зо- нального (I_a) , меридионального (I_m) и общего (I') индексов

имеют вид:

$$I_{s}=\frac{bn}{(\varphi_{2}-\varphi_{1})i}\text{ мбар/град}\cdot\text{экв};$$

$$I_{m}=\frac{bm}{(\lambda_{2}-\lambda_{1})j\cos\varphi}\text{ мбар/град}\cdot\text{экв};\ I'=\frac{I_{m}}{I_{s}}\text{ (мбар/град}\cdot\text{экв}),$$

где i — число меридианов, на которых подсчитываются меридиональные градиенты давления между параллелями φ_1 и φ_2 ; j — число параллелей, на которых подсчитываются зональные градиенты давления между меридианами λ_1 и λ_2 ; φ — географическая широта; n — число пересечений изобарами меридианов, m — число пересечений изобарами параллелей.

На основе статистических обработок было установлено, что для синоптических процессов в зоне $35-70^{\circ}$ с. ш. критическим значением I' является величина, равная 0.75. При $I' \geqslant 0.75$ процесс является меридиональным, а если $I' \leqslant 0.75$ — зональным. При этом, если зональное состояние циркуляции почти однозначно определяет характеристики распределения многих метеорологических величин, меридиональные процессы необходимо различать по географической локализации гребней и ложбин ВФЗ. В зависимости от положения высотных гребней над восточной частью Северной Атлантики, Европой и Сибирью меридиональные процессы разделены на четыре формы циркуляции:

западную форму (3) — высотный гребень находится у запад-

ного побережья Европы;

центральную форму (Ц) — высотный гребень находится зимой над западной, а летом над восточной частью ЕТС;

восточную форму (В) — восточный гребень находится над За-

падной Сибирью;

смешанную форму (С) — один гребень находится у западного

побережья Европы, а другой — над Западной Сибирью.

Типизация А. Л. Каца нашла применение в исследованиях по разработке комплексного метода прогноза погоды на 3—10 дней.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Глава 1	Введение в синоптическую метеорологию
1.1 1.2	Предмет синоптической метеорологии
Глава II	Поля метеорологических величин
2.2	. Поля температуры и влажности атмосферы
	Основные синоптические объекты
3.2 3.3	Воздушные массы .52 Атмосферные фронты .60 Циклоны и антициклоны .75 Основы общей пинкупации этмосферы .92

САВИЧЕВ АЛЕКСЕЙ ИВАНОВИЧ

СИНОПТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ АНАЛИЗА АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ

Редактор *А. Б. Петров* Корректор *Р. В. Федорова*

М — 13316. Сдано в набор 8/V 79 г. Подписано к печати 27/XII 79 г. Формат бумаги 60×90¹/₁₆. Бумага тип. № 2. Тираж 700 экз. Объем 5,0 уч.-изд. л... Цена 18 коп. Зак. 359.

Издание ЛПИ-им. М. И. Калинина, 195251, Ленинград, Политехническая, 29 Темплан 1979 г., поз. 1276.