

11. АТМОСФЕРНЫЕ ФРОНТЫ

Неравномерное нагревание земной поверхности и нижних слоев атмосферы является причиной возникновения горизонтальных градиентов температуры. Особенно большие горизонтальные градиенты температуры воздуха создаются между высокими и низкими широтами. Вследствие горизонтального переноса тёплые и холодные воздушные массы могут сближаться друг с другом или, наоборот, удаляться друг от друга.

При сближении воздушных масс, имеющих различные характеристики, в зоне между ними увеличиваются горизонтальные градиенты температуры воздуха, влажности, давления, возрастает скорость ветра. Наоборот, при удалении воздушных масс друг от друга градиенты метеорологических величин и скорости ветра уменьшаются.

- **Переходные зоны в тропосфере, в которых происходит сближение воздушных масс с различными характеристиками, называются фронтальными зонами или фронтальными поверхностями**

В горизонтальном направлении протяжённость фронтов, как и воздушных масс, имеет сотни или тысячи километров, по вертикали – около 5 км, ширина фронтальной зоны у поверхности Земли – порядка сотни километров, на высотах – несколько сотен километров.

Фронтальные зоны характеризуются значительными изменениями температуры воздуха, влажности, направлений ветра вдоль горизонтальной поверхности, как на уровне Земли, так и выше.

Проекция фронтальной поверхности на приземную синоптическую карту называется атмосферным фронтом, на карты барической топографии – высотной фронтальной зоной (ВФЗ).

Понятие фронтов и фронтальных поверхностей было введено в метеорологическую литературу и практику в 1918 г. Я. Бьеркнесом (Бергенская школа в Норвегии), который показал, что распределение метеорологических элементов в разных частях внетропических циклонов различается (*прерывается*), а не распределено непрерывно. Бьеркнес нашел, что поверхности разрыва имеют небольшой наклон, причём, холодный (более плотный) воздух образует клин под тёплым (менее плотным) воздухом.

В дальнейших исследованиях понятие фронтов было расширено – подчёркивалась их роль как существенных звеньев в общей циркуляции атмосферы высоких и средних широт.

На существование фронтальных зон и их роль в образовании атмосферных вихрей указывал ещё в середине прошлого века адмирал Фицрой (1863 г.). Он предполагал, что развитие атмосферных процессов происходит бурно и сопровождается образованием вихрей в тех районах, где встречаются холодные массы воздуха, идущие с севера, и тёплые массы воздуха, идущие с юга. Подобная мысль была ещё раньше (1837 г.) высказана Дове. Однако эти предположения в научной среде не были восприняты с должным вниманием.

Фактически ещё в 1878-1879 гг. ученые Ли и Кеппен выявили характерные признаки того важного явления, которое теперь называется холодным фронтом. Но частью синоптической теории и практики это понятие стало лишь с 1918 г., когда оно вновь было открыто Бергенской школой.

Тёплый фронт был обнаружен Бергенскими метеорологами только после 60-ти лет составления синоптических карт (в 1918 г.).

11.1. Ориентация и размеры фронтальной поверхности

“Фронтальная поверхность” – это поверхность или зона перехода, разделяющая воздушные массы с различными свойствами, в том числе, различной плотностью воздуха.

Непрерывность давления накладывает определённые условия на пространственную ориентацию фронтальной поверхности.

При отсутствии движения любой разрыв в поле плотностей (или зона быстрого перехода из одной воздушной массы в другую) должен быть горизонтальным. При наличии движения поверхность перехода становится наклонной, при этом более плотный воздух (холодный) образует клин под менее плотным (тёплым), а тёплый воздух совершает восходящее скольжение вдоль этого клина.

Фронтальная поверхность не может быть вертикальной, поскольку из-за различия температур воздушных масс давление с высотой у них убывает по-разному. В тёплой массе барическая ступень больше – давление убывает медленнее, в холодной – барическая ступень меньше, и давление убывает быстрее. Следовательно, давление не может оставаться одинаковым с обеих сторон фронтальной поверхности.

Если бы фронтальная поверхность располагалась перпендикулярно к земной поверхности, тогда на очень малом расстоянии по горизонтали создались бы сверхбольшие градиенты давления (порядка 50-100 гПа/100км), соответствующие сверхзвуковым скоростям ветра, т.е. возник бы разрыв давления (*рис. 11.1a*).

На самом деле разрыва давления в атмосфере не происходит (*рис. 11.1b*).

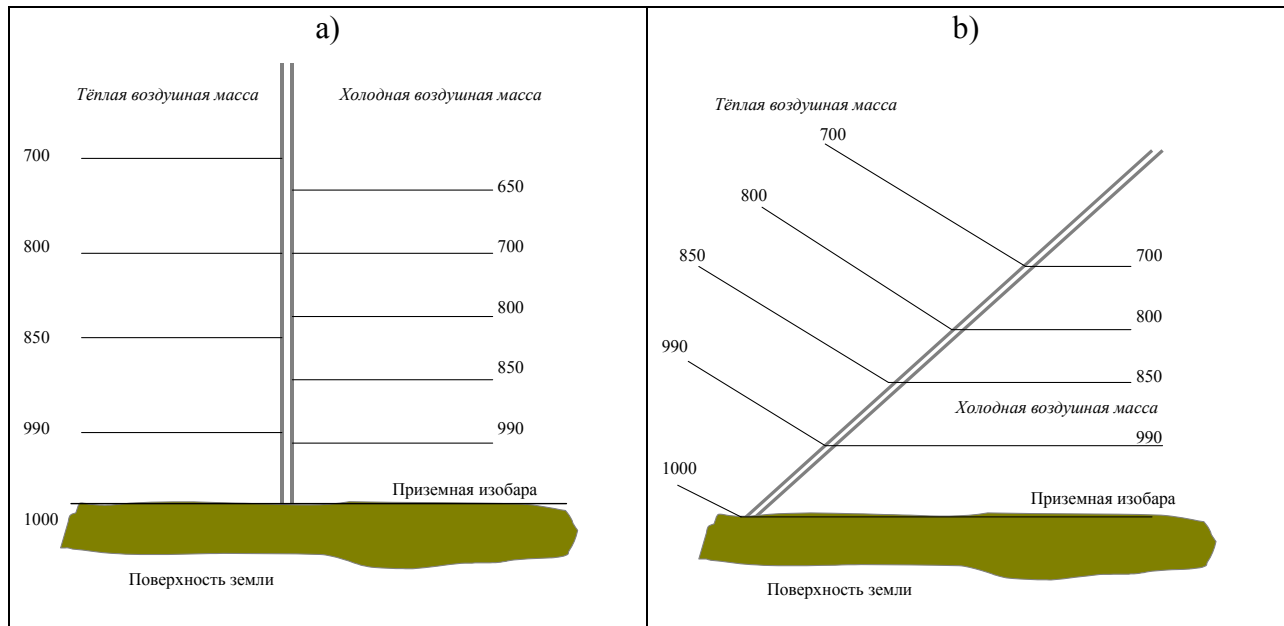


Рис. 11.1. Схема изменений атмосферного давления в холодной и тёплой воздушной массах при перпендикулярном (а) и наклонном (б) положении фронтальной зоны в тропосфере

В гидродинамике доказывается, что если поверхность разрыва всё время разделяет одни и те же воздушные массы воздуха, то для неё выполняется следующее динамическое условие: значения давления по обе стороны поверхности разрыва одинаковы, следовательно, в любой точке фронтальной поверхности

$$P_1 = P_2 = 0, \text{ или } dP_1 = dP_2 = 0,$$

т.е. давление не испытывает скачка на поверхности разрыва. В случае разрыва давления, как указывалось выше, на бесконечно малом участке в атмосфере создались бы бесконечно большие градиенты давления и, соответственно, огромные скорости ветра, при которых устойчивая поверхность существовать не может. Следовательно, скачок плотности на фронтальной поверхности обусловлен только скачком температуры и влажности.

Для поверхности разрыва, состоящей всё время из одних и тех же частиц, должно выполняться кинематическое условие: нормальные к поверхности слагающие скорости в обеих массах должны быть равны. Это условие связано с условием непрерывности: на фронтальной поверхности не должно возникать пустоты и не должно появляться новой массы.

Для этого в одной массе скорость должна иметь слагающую, направленную к фронтальной поверхности, а в другой – равную по величине слагающую, направленную от фронтальной поверхности.

На схеме (рис. 11.2) приведена фронтальная поверхность, разделяющая воздушные массы с различными характеристиками: справа от фронтальной поверхности располагается холодная воздушная масса с плотностью ρ_1 , скоростью ветра v_1 , температурой воздуха T_1 , давлением воздуха P_1 ; слева от фронтальной поверхности располагается тёплая воздушная масса с плотностью ρ_2 , скоростью ветра v_2 , температурой воздуха T_2 , давлением воздуха P_2 .

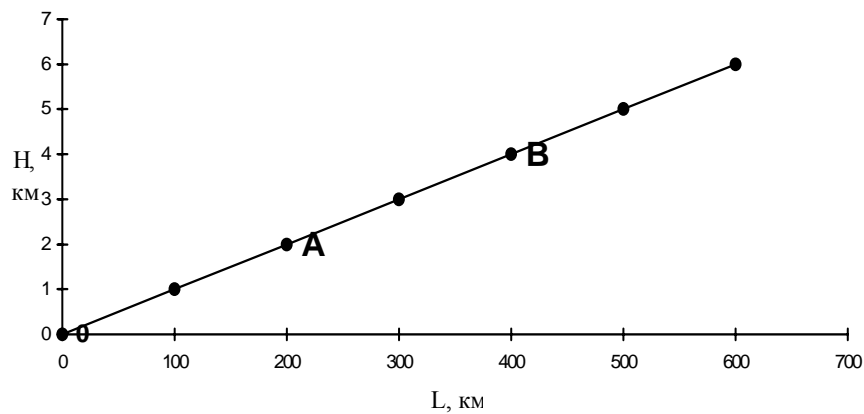


Рис. 11.2. Схема для вычисления угла наклона фронтальной поверхности

Изменение давления в случае перехода из точки А в точку В (см. рис. 11.2) не зависит от того, через какую воздушную массу осуществляется переход, т.е.:

$$dP_1 = \frac{\partial P_1}{\partial x} dx + \frac{\partial P_1}{\partial z} dz = dP_2 = \frac{\partial P_2}{\partial x} dx + \frac{\partial P_2}{\partial z} dz.$$

Откуда

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{dz}{dx} = \frac{\frac{\partial P_2}{\partial x} - \frac{\partial P_1}{\partial x}}{\frac{\partial P_1}{\partial z} - \frac{\partial P_2}{\partial z}}.$$

Заменим:

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \text{ (из уравнения статики); } \mathbf{v} = \frac{1}{\ell \rho} \frac{\partial P}{\partial \mathbf{x}}, \quad \frac{\partial P}{\partial \mathbf{x}} = \ell \rho \mathbf{v} = (2\boldsymbol{\omega} \sin \varphi) \rho \mathbf{v}.$$

Тогда тангенс угла наклона равен:

$$\mathbf{tg}\alpha = \frac{\mathbf{v}_2 \ell \rho_2 - \mathbf{v}_1 \ell \rho_1}{g \rho_2 - g \rho_1} = \frac{\ell (\mathbf{v}_2 \rho_2 - \mathbf{v}_1 \rho_1)}{g (\rho_2 - \rho_1)}.$$

Таким образом, $\mathbf{tg}\alpha$ пропорционален контрасту плотностей ρ и изменению скоростей по обе стороны фронтальной поверхности.

Т.к. $P_1 = P_2$ (условие неразрывности давления), $\rho = \frac{P}{RT}$ (уравнение состояния), получим формулу Маргулеса:

$$\mathbf{tg}\alpha = \frac{\ell (\mathbf{v}_2 T_1 - \mathbf{v}_1 T_2)}{g (T_1 - T_2)}.$$

Формула Маргулеса выведена при существенных ограничениях: прямолинейность движения, отсутствие трения и т.д. Тем не менее, качественные выводы, которые можно сделать при её анализе, применимы ко всем фронтальным поверхностям.

Если принять, что $T_2 = T_1 = T_m$, где T_m – средняя температура воздуха, то для практических целей формула Маргулеса может быть представлена в виде

$$\mathbf{tg}\alpha = \frac{\ell T_m (\mathbf{v}_2 - \mathbf{v}_1)}{g (T_1 - T_2)} = \frac{\ell T_m}{g} \frac{\Delta \mathbf{v}}{\Delta T}.$$

Последнее выражение показывает, что $\mathbf{tg}\alpha$ пропорционален изменению скоростей и обратно пропорционален контрасту температур по обе стороны фронтальной поверхности. Кроме того, угол наклона фронтальной поверхности пропорционален синусу географической широты – при прочих равных условиях, α убывает от полюса к экватору. Причем, на экваторе $\alpha=0$, т.е. поверхность раздела становится горизонтальной при любых значениях скоростей и температур. С переходом в южное полушарие наклон изменяет знак, вместе с φ .

Данное выражение позволяет оценить наклон фронта. В реальной атмосфере $T_m \approx 250^\circ\text{K}$, разность температур между воздушными массами $\Delta T \approx 5^\circ\text{C}$, $\Delta V \approx 10$ м/с, $\ell = 1.2 \cdot 10^{-4}$, $g = 9.8$ м/с². Тогда $\mathbf{tg}\alpha = 0.067 \approx 0.01$ (а для изобарических поверхностей $\mathbf{tg}\alpha \approx 0.0001$), а угол наклона примерно составляет 35'.

Наблюдения показывают, что наклон фронтальной поверхности колеблется около средней величины 1:150 – от 1:50 до 1:300.

Фронт с наклоном 1:50 считается крутым, с наклоном 1:300 – пологий.

Это значит, что если удалиться от линии фронта у поверхности Земли на 300 км в сторону холодного воздуха, то фронтальная поверхность будет находиться на высоте 2-3 км, при удалении в горизонтальном направлении на 600 км, фронтальная поверхность будет находиться на высоте 4-6 км. При таких малых углах наклона фронтальных поверхностей их трудно изобразить на чертеже. Для наглядного представления атмосферного фронта обычно горизонтальный масштаб уменьшают в 100 раз.

Горизонтальная и вертикальная протяжённость фронтальных поверхностей имеет тот же порядок, что и протяжённость воздушных масс, которые они разделяют. Наибольшая протяжённость фронтальных поверхностей по высоте в средних широтах – 8-12 км. Нередко они достигают тропопаузы. Протяжённость фронтальных поверхностей по горизонтали – тысячи километров.

Толщина фронтальной поверхности по вертикали очень мала – несколько сотен метров, это гораздо меньше, чем ширина воздушных масс, которые она разделяет.

В пределах тропосферы одна воздушная масса перекрывает другую.

Ширина зоны фронта на картах погоды составляет несколько десятков километров, но при анализе синоптических карт фронт проводят в виде одной линии. Лишь на вертикальных разрезах атмосферы крупного масштаба удастся выявить верхнюю и нижнюю границы переходного слоя.

Изобарические поверхности при пересечении фронтальной поверхности претерпевают ложбинообразный изгиб (*рис. 11.3, см. рис. 11.1b*). В таком случае выполняется основное уравнение статики. Изгиб в противоположном направлении невозможен. В тёплой воздушной массе расстояние между изобарическими поверхностями больше, чем в холодной – гребнеобразный изгиб привел бы к обратной картине, что противоречит физическому смыслу.

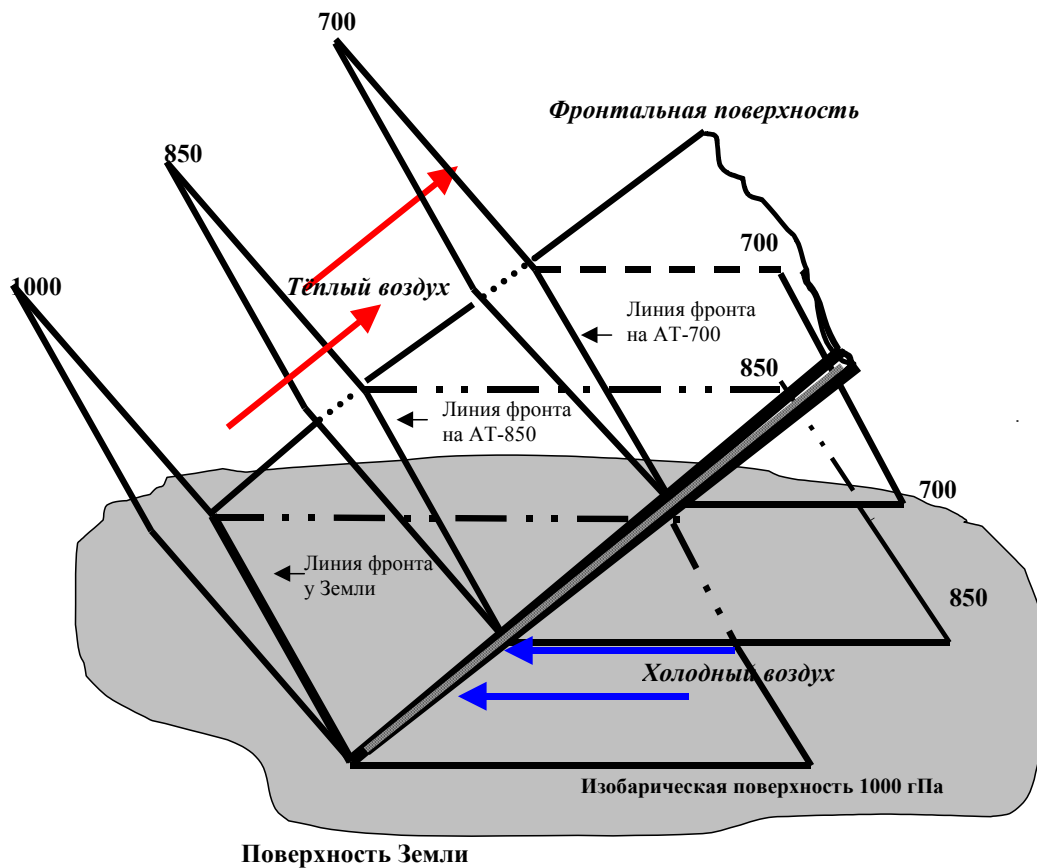


Рис. 11.3. Схематическое положение изобарических поверхностей при пересечении их фронтальной поверхностью в тропосфере

Фронтальные разделы хорошо обнаруживаются на картах AT_{850} – здесь ярче, чем в приземном слое, выражены контрасты температуры. Но всё же приземная синоптическая карта является наиболее важной для анализа фронтов. На приземной карте погоды имеется богатая информация метеорологических станций, позволяющая положение фронтальных разделов по всему комплексу погодообразующих элементов. Ширина фронтальной зоны на приземной карте вследствие влияния сил трения примерно в два раза уже, чем на AT_{850} , т.е., её легче обнаружить. Что касается вышележащих уровней, то здесь фронты прослеживаются недостаточно выражено. Только некоторые, особо резкие фронты удаётся обнаружить на картах AT_{700} и AT_{500} .

Большую помощь при проведении фронтов оказывает карта OT_{1000}^{500} , показывающая расположение и интенсивность тропосферных очагов тепла и холода, между которыми обычно располагаются фронтальные разделы.

В поле температуры и ветра фронты наиболее чётко выражены у поверхности Земли в системе развивающихся циклонов и барических ложбин. Этому способствует сходимость воздушных течений у поверхности Земли, вследствие которой в зоне фронта встречаются массы воздуха с различными характеристиками, в том числе, с различной температурой. В системе антициклонов и гребней фронты в приземном слое размываются. Это происходит при расходящихся воздушных течениях (дивергенции).

11.2. Классификация фронтов

Существует несколько общепринятых классификаций фронтов, основанных на циркуляционной значимости фронтов и их пространственной протяженности, особенностях перемещения, вертикального строения и условиях погоды

11.2.1. Географическая классификация атмосферных фронтов

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

- *Арктический фронт* (АФ) – фронт между арктическими и полярными (умеренными) воздушными массами северного полушария. Располагается на южной границе арктической воздушной массы. Обычно различают несколько одновременно существующих ветвей АФ, иногда АФ огибает непрерывно всё северное полушарие.

- *Полярный фронт* или фронт умеренных широт – является южной границей умеренной воздушной массы, разделяющий воздушные массы умеренных широт и тропический воздух.

- *Пассатный фронт*¹ – фронт в тропиках, разделяющий две массы тропического воздуха с различными свойствами – старый ТВ и более свежий ТВ, который недавно образовался путем трансформации массы полярного воздуха. Пассатный фронт обычно проходит в пассатной ложбине между двумя субтропическими антициклонами, являясь продолжением в тропиках полярного фронта. Осадки в пассатной зоне выпадают главным образом, в связи с пассатными фронтами.

- *Внутритропическая зона конвергенции* (ВЗК)² – достаточно узкая и выраженная зона сходимости между северным и южным пассатами (либо между пассатом и муссоном, или между пассатом и экваториальными западными ветрами).

Арктический, полярный, пассатный, тропический (ВЗК) фронты относятся к климатологическим фронтам.

- **Климатологические фронты показывают среднее положение фронтов определённого типа в конкретном районе. Расположение климатологических фронтов тесно связано с центрами действия атмосферы.**

Кроме географической, существуют и другие классификации атмосферных фронтов.

11.2.2. Классификация фронтов по циркуляционной значимости и пространственной протяжённости

По циркуляционной значимости и пространственной протяжённости выделяют: основные (тропосферные, высокие), вторичные (приземные, низкие) и верхние атмосферные фронты.

• *Основные атмосферные фронты.* К основным относятся атмосферные фронты, имеющие большую горизонтальную (несколько тысяч километров) и вертикальную (несколько километров) протяжённость. Основные фронты разделяют воздушные массы, существенно различающиеся по своим свойствам. Прослеживаются на приземных и высотных картах погоды. На высотах в тропосфере и на картах OT_{1000}^{500} основной фронт отражается как зона сгущения изогипс – высотная фронтальная зона (ВФЗ).

Контраст температуры в зоне основного фронта на приземной карте погоды превышает $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ на 100 км. В высотной фронтальной зоне, связанной с основным фронтом, градиенты геопотенциала в средней тропосфере (на карте $OT\ 500/1000$) составляют более 16 гп. дам/1000км и более (или $8\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ км}$ и более).

Фронты, определяемые по географическому признаку (арктические, полярные, а также ВЗК), относятся к основным.

• *Высотные фронтальные зоны.* На картах барической топографии AT_{500} , AT_{300} , OT_{1000}^{500} (т.е. в средней и верхней тропосфере) в виде области значительного сгущения изогипс представлены зоны перехода между высокими холодными циклонами и высокими тёплыми антициклонами – высотные фронтальные зоны (рис. 11.4, 11.5).

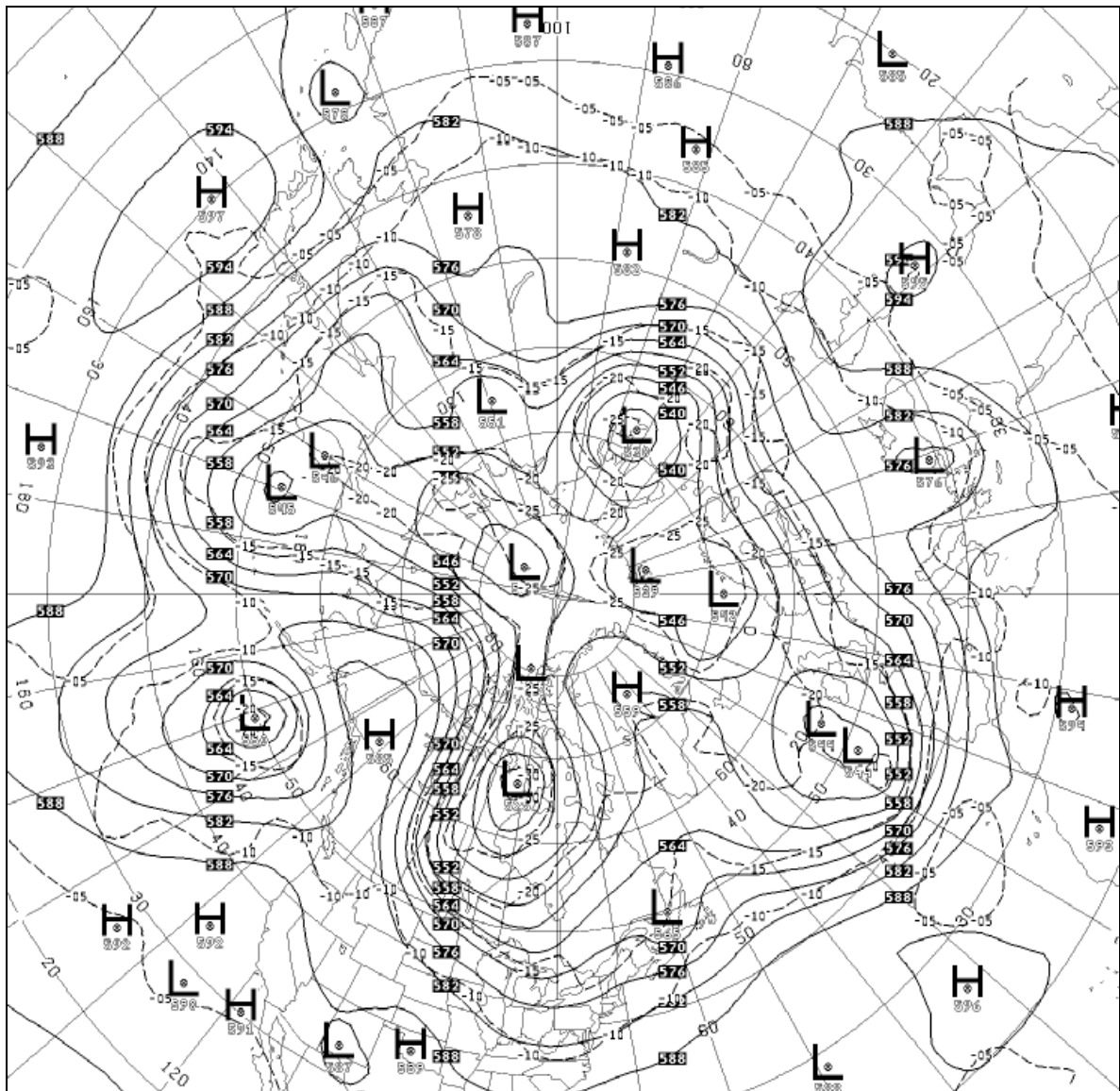


Рис. 11.4. Карта абсолютной топографии и температуры на уровне 500 гПа
18 августа 2004 г. (<http://weather.noaa.gov/pub/fax/QTUA11.TIF>)

Фронтальные зоны постоянно возникают, обостряются и разрушаются. Интенсивность их зависит от разности температур встречающихся воздушных масс.

В этих зонах концентрируются огромные запасы энергии. При нестационарности движения возникают крупнейшие атмосферные вихри – циклоны и антициклоны. Таким образом, фронтальные зоны играют огромную роль в развитии погодообразующих процессов.

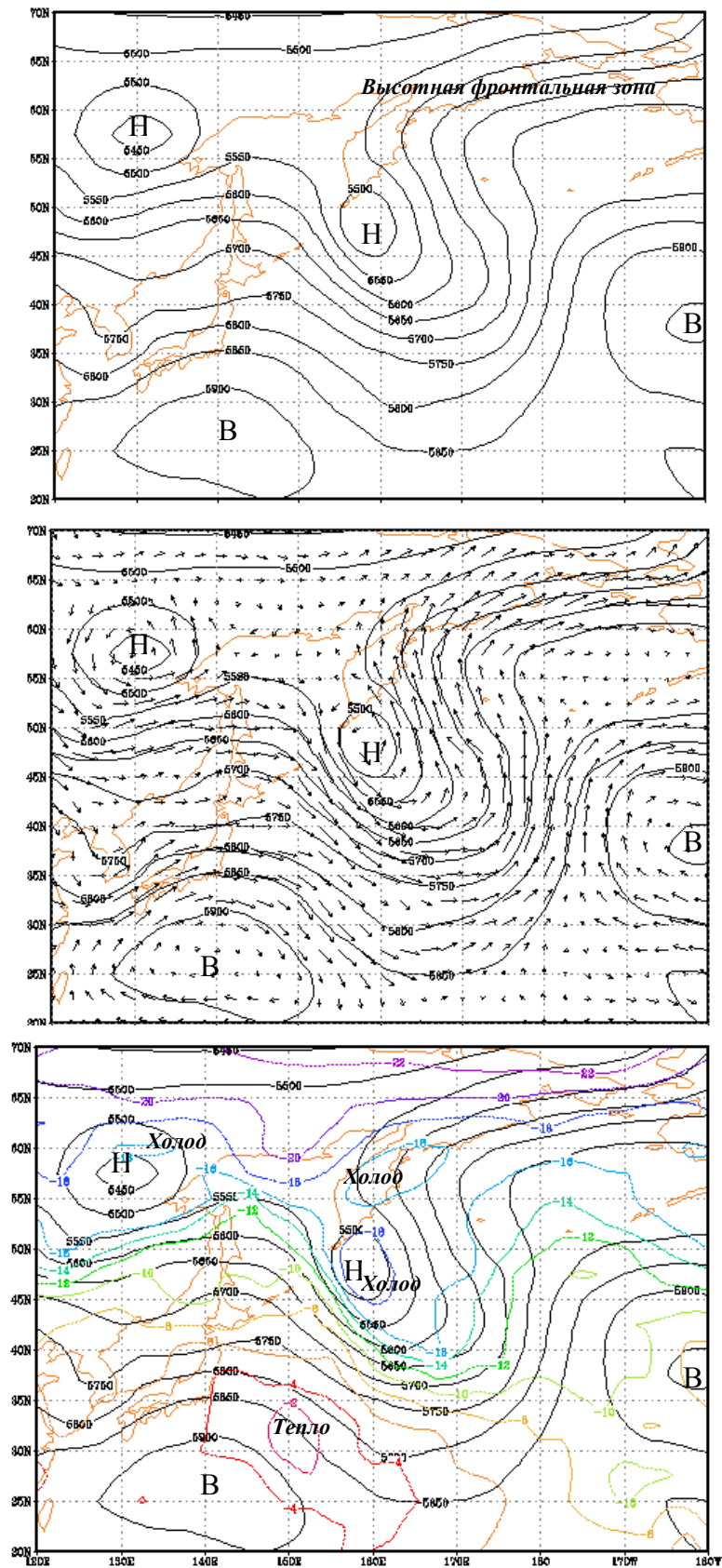


Рис. 11.5. Участок высотной фронтальной зоны над Азиатско-Тихоокеанским регионом:
поле изогипс (вверху), поле ветра, поле температуры (внизу)

Центральная изогипса этой зоны сгущения называется осевой.

Часть ВФЗ слева от оси (по направлению переноса) называется циклонической периферией ВФЗ, справа от оси – антициклонической периферией ВФЗ.

Часть ВФЗ, где в направлении потока наблюдается сходимость изогипс, называется входом ВФЗ, часть, где в направлении потока наблюдается расходимость изогипс – дельтой ВФЗ.

Отдельные ВФЗ, сливаясь друг с другом, образуют планетарную высотную фронтальную зону (ПВФЗ). ПВФЗ на огромных участках располагается преимущественно зонально, но может иметь волны большой амплитуды меридионального направления.

Существуют две основные ПВФЗ. Одна разделяет арктические воздушные массы и воздушные массы умеренных широт – опоясывает северное полушарие по периферии Полярного бассейна. Вторая – разделяет воздушные массы умеренных широт и субтропиков и проходит по северной периферии субтропических антициклонов.

Однозначной связи между высотными фронтальными зонами и атмосферными фронтами не существует. Нередко два примерно параллельных фронта, хорошо выраженных внизу, сливаются в верхних слоях атмосферы в одну широкую фронтальную зону. В то же время, при наличии фронтальной зоны на высотах у Земли фронт не всегда существует. Фронт в нижних слоях атмосферы отмечается, когда наблюдается приземная конвергенция течения. При дивергенции ветра признаки существования фронта обычно отсутствуют. ВФЗ. Непрерывная ВФЗ на большом протяжении в нижнем слое тропосферы часто разделяется на отдельные участки – существует в циклонах и отсутствует в антициклонах.

Вторичные атмосферные фронты. Фронты, которые существуют только в нижних слоях атмосферы – у поверхности Земли или у Земли и не выше AT_{850} , а в поле температуры на высотах не обнаруживаются, относятся к вторичным (приземным, низким). Это, как правило, фронты внутри неоднородной воздушной массы, разделяющие её на две воздушные массы одного происхождения.

Наиболее частый случай вторичного фронта – фронт внутри горизонтально неоднородной холодной воздушной массы (арктического или полярного воздуха), за которым вторгается более “свежая” и более холодная часть этой же воздушной массы. Вторичные фронты нередко наблюдаются в тылу циклона за основным фронтом. Вторичные фронты существуют не более 1-2 суток, не связаны с ВФЗ и обычно не выходят за пределы циклона, с которым они связаны.

- *Верхние атмосферные фронты.* Верхними называются фронты, отсутствующие у поверхности Земли, но выраженные на высотах. Они могут образоваться вследствие размывания фронта у поверхности Земли, но сохраняющегося на высотах. Фронты также могут самостоятельно образовываться на высотах, не достигая Земли. Когда зимой фронт перемещается над приземным слоем очень выхолаженного воздуха, то он становится замаскированным и не прослеживается в поле температуры у поверхности Земли. В качестве верхнего фронта можно рассматривать и ВФЗ, с которыми не связаны атмосферные фронты у Земли.

11.2.3. Классификация фронтов по особенностям перемещения, вертикального строения и условиям погоды

В соответствии с данной классификацией атмосферные фронты подразделяются на тёплые, холодные, малоподвижные, фронты окклюзии (последние относятся к сложным фронтам и могут быть тёплыми, холодными и нейтральными).

- *Тёплыми* называются фронты, перемещающиеся в сторону более холодного воздуха. За тёплым фронтом перемещается тёплая воздушная масса.

- *Холодными* называются фронты, перемещающиеся в сторону более тёплой воздушной массы. За холодным фронтом движется холодная воздушная масса.

Такое перемещение фронтов определяется условиями атмосферной циркуляции – в случае тёплого фронта нормальная к линии фронта составляющая вектора ветра направлена в холодную массу от линии фронта, в тёплой – к линии фронта. В случае холодного фронта соотношение обратное.

В 20-х годах норвежские метеорологи предложили деление атмосферных фронтов на поверхности восходящего (анафронты) и нисходящего (катафронты) скольжения тёплого воздуха. К анафронтам относят все тёплые фронты и медленно смещающиеся холодные фронты, к катафронтам – быстро смещающиеся холодные фронты.

Фронты вместе с воздушными массами перемещаются со скоростью 30-35 км/ч. За сутки они могут пройти 600-800 км. При определённых условиях атмосферные фронты могут длительное время оставаться на месте. Если от срока к сроку фронт практически не перемещается, то его называют *малоподвижным (квазистационарным)*.

При изменении циркуляционных условий может измениться направление перемещения фронта (знак фронта): участок тёплого фронта может превратиться в участок хо-

лодного, и наоборот. Также могут начать смещаться и участки малоподвижного фронта. В зависимости от направления смещения по отношению к тёплой или холодной воздушной массе соответствующим будет и знак фронта.

- *Фронты окклюзии.* Поскольку участки тёплого и холодного фронтов являются соседними участками одного и того же основного фронта, то образование этих участков приводит к деформации основного фронта, преобразованию барического поля и возникновению циклона, в центре которого происходит смена знака фронта.

По мере своего движения холодный фронт начинает догонять тёплый, который перемещается медленнее, чем холодный. Начинается их смыкание – процесс вытеснения тёплого воздуха в циклоне с образованием сложного фронта окклюзии, сочетающего в себе признаки как тёплого, так и холодного фронтов. Фронты окклюзии не относятся к основным (динамически значимым) фронтам и прослеживаются до уровня АТ850. Фронты окклюзии могут быть тёплыми, холодными и нейтральными (когда температуры воздуха по обе стороны от фронта практически одинаковы). В любом случае, по обе стороны фронта окклюзии располагаются воздушные массы, более близкие по своим свойствам, чем воздушные массы, разделяемые холодными или тёплыми фронтами. Поэтому фронты окклюзии относят к вторичным фронтам. Их горизонтальная протяжённость не выходит за пределы одного циклона. Нередко на фронтах окклюзии развиваются новые циклоны.

Фронты любого типа могут быть резко выраженными (обостренными) или слабо выраженными (размытыми). Процессы образования и обострения фронтов называются фронтогенезом, процессы размывания – фронтолизом.

11.3. Перемещение фронтов

Скорость перемещения данного участка фронта на приземной карте погоды равна скорости нормальной слагающей геострофического ветра, вычисленной по изобарам у поверхности Земли. Расчёт производится с помощью градиентной линейки. Для этого нужно приложить градиентную линейку не по нормали между соседними изобарами, а вдоль линии фронта так, чтобы начало координат совпадало с одной из изобар, пересекающих фронт. Тогда на пересечении с соседней изобарой отсчитаем величину слагающей барического градиента в направлении фронта, а точка пересечения этого перпендикуляра с гиперболической кривой укажет скорость перемещения фронта (без поправок на трение).

Вследствие влияния трения скорость фронта оказывается обычно меньше, чем нормальная слагающая геострофического ветра. В первом приближении, можно принять,

что тёплые фронты движутся со скоростью 60-80% от скорости геострофического ветра, холодные фронты первого рода – со скоростью около 100%, холодные фронты второго рода – 70-90% от скорости геострофического ветра. Расчёты перемещения тем точнее, чем точнее выполняются условия близости действительного ветра к геострофическому – чем больше скорость геострофического ветра и меньше кривизна изобар и изаллобарический градиент.

Если фронт близок по направлению к изобарам, то нормальные слагающие геострофического ветра отсутствуют или малы, и могут не совпадать по направлению с нормальными слагающими ветра. Тогда направление перемещения фронта можно определить из распределения барических тенденций по обе стороны фронта, учитывая, что фронт проходит по оси ложбины: ось ложбины и с нею фронт перемещается в сторону изаллобарической области падения.

11.4. Профиль движущегося фронта

Под действием силы трения воздух в нижних слоях атмосферы будет отставать в своем движении от вышележащих слоев. Поэтому в случае тёплого фронта профиль фронта становится более пологим, и может образовать у поверхности Земли тонкую пленку холодного воздуха (зону “волочения”), протянувшуюся за основным холодным клином.

В случае холодного фронта, благодаря трению, угол наклона фронтальной поверхности становится внизу очень большим, а в самом нижнем слое может даже перейти за 90°, т.е. наклон будет в другую сторону – клин холодного воздуха располагается в виде вала так, что часть холодного воздуха оказывается над тёплым. Крутизна фронтальной поверхности в виде вала проявляется в виде бурного образования ливневых облаков перед фронтом в тёплом воздухе, интенсивно вытесняемом вверх наступающим холодным валом.

Естественно, холодный воздух верхних слоев не может неограниченно опережать нижние слои. Так как положение холодного воздуха над тёплым неустойчиво, то будет происходить “обрушивание” вниз холодных воздушных масс в передней части продвигающегося холодного вала. Это нисходящее движение всё время ликвидирует отставание нижних слоев и стремится уменьшить угол наклона.

Зона волочения на тёплом фронте также не будет растягиваться на неограниченную длину, так как турбулентность будет постепенно размывать её с тонкого конца. Сле-

довательно, приземное трение заставляет линию фронта отставать от общего движения фронтальной поверхности, но турбулентность и нисходящее движение стремятся ликвидировать это отставание. В итоге линия фронта у поверхности Земли перемещается со скоростью, нормальной к фронту слагающей градиентного ветра или несколько меньшей.

Все виды фронтов, встречаясь с мощными горными препятствиями, оставляют много влаги на наветренной стороне хребта. По мере преодоления горного хребта облачная система фронтов нарушается, на подветренной стороне гор, когда воздушная масса, опускаясь, адиабатически нагревается, облака рассеиваются и осадки, как правило, прекращаются. После переваливания, когда горы остаются позади, облачная система фронтов снова восстанавливается.

11.5. Общие характеристики фронтов

На фронтах большое развитие получают восходящие движения воздуха, поэтому вблизи фронтов имеются благоприятные условия для образования облаков и выпадения осадков. Их появлению способствует, во-первых, сходимости ветра к линии фронта в приземном слое. Кроме того, в системе фронтов происходит подъём тёплого воздуха (восходящее скольжение, термическая конвекция). Восходящие движения воздуха возникают и вследствие разности скоростей зафронтального и предфронтального воздуха, т.е. когда зафронтальный воздух движется быстрее, чем предфронтальный. Подъём воздуха происходит на тех участках фронта, где наблюдается нестационарность движения. Восходящим движениям на ранней стадии развития циклона способствует также динамическое падение давления. При подъёме воздуха происходит его адиабатическое охлаждение, формирование облачности и осадков.

Хорошо выраженный фронт имеет высоту 8-12 км, однако, чаще они не достигают такого уровня (до 2-3 км). С мощными, или основными фронтами связаны продолжительные и обильные осадки, в системе вторичных фронтов процессы облакообразования выражены слабее, осадки не всегда выпадают.

11.5.1. Фронты в барическом поле

В приземном слое вследствие сходимости воздушных потоков к оси барических ложбин здесь создаются наибольшие контрасты температуры воздуха – поэтому фронты у Земли располагаются именно вдоль осей барических ложбин. Фронты не могут располагаться вдоль осей барического гребня, где имеет место расходимость воздушных потоков.

Фронт может пересекать ось барического гребня перпендикулярно последней, меняя знак на оси.

С высотой контрасты температур на оси барической ложбины уменьшаются – ось ложбины смещается в сторону более низких температур воздуха и стремится совместиться с осью термической ложбины, где контрасты температуры минимальны. Так с высотой фронт постепенно отходит от оси барической ложбины на её периферию, туда, где создаются наибольшие контрасты. На AT_{850} фронты ещё, как правило, лежат на оси барической ложбины, на AT_{700} и AT_{500} – сдвинуты на её периферию. С высотой тёплый сектор расширяется – линии тёплого и холодного фронтов смещаются в сторону холодной воздушной массы.

Ложбины, связанные с тёплыми фронтами, обычно неглубоки и на высотах часто сглаживаются. В таких случаях фронты располагаются на периферии области высокого давления. Поскольку на высотах изогипсы примерно параллельны изотермам средней температуры нижележащего слоя, то и фронты с высотой становятся всё более параллельны изогипсам.

11.5.2. Фронты в поле ветра

Если фронт лежит в барической ложбине, то направление ветра с разных сторон фронта различается, причём, имеет место сходимость потоков к фронту. Прохождение фронта через пункт сопровождается правым поворотом ветра (по часовой стрелке).

Если фронт находится на периферии области высокого давления, то направление ветра в холодном и тёплом воздухе примерно параллельно фронту. Здесь различаются скорости – ветер сильнее с той стороны, где давление выше. Таким образом, прохождение фронта через пункт сопровождается усилением ветра при сохранении его направления.

11.5.3. Фронты в поле барических тенденций

Если фронт перемещается, то барические тенденции по обе стороны фронта различаются либо по знаку, либо, при одинаковом знаке, по величине. Фронт характеризуется значительными изаллобарическими градиентами, которые связаны с областями падения или роста давления с замкнутыми изаллобарическими очагами. За фронтом обычно давление растёт, перед фронтом – падает. Наибольший рост давления имеет место за холодным фронтом, а наибольшее падение давления – перед тёплым фронтом. Прохождение фронта сопровождается изменением хода кривой давления на барограмме: либо происхо-

дит переход от падения давления к росту, либо ослабление падения, либо резкий рос давления.

В случае квазистационарного (малоподвижного) атмосферного фронта изменения давления по обе стороны фронта одинаковы, как по знаку, так и по величине.

11.5.4. Фронты в поле температуры воздуха

В большинстве случаев фронт хорошо выражен в термическом поле не только на высотах, но и у поверхности Земли. Однако, здесь влияние подстилающей поверхности, облачности и осадков приводит нередко к возникновению ряда особенностей термического поля. Часто у поверхности Земли температура воздуха в тёплом и холодном воздухе по обе стороны фронта оказывается одинаковой, а иногда, в тёплой воздушной массе – несколько ниже, чем в холодной. Фронт становится маскированным. Поэтому при синоптическом анализе необходимо, в первую очередь, использовать исторический анализ. Обнаружить фронты помогают также данные о распределении температуры воздуха на высотах, например, изотерм на AT_{850} . О наличии фронта и его структуре можно судить не только по температуре на изобарических поверхностях, но и по картам средней температуры слоя – обычно, OT_{1000}^{500} . Густота изогипс на OT будет наибольшая в зоне фронта, причем, за холодным и перед тёплым фронтом. По степени сгущения изогипс за линией фронта в сторону холодной воздушной массы судят об интенсивности и значимости фронта.

В 30-х годах Н.Л. Таборовский и Х.П. Погосян ввели понятие динамически значимых фронтов – фронтов, связанных с ВФЗ, с контрастами температуры на OT_{1000}^{500} 16 гп. дам/100 км и более (или $8^{\circ}C/100$ км и более) по нормали к фронту в сторону холодного воздуха.

Динамически значимые фронты у поверхности Земли и на высотах располагаются параллельно изогипсам OT_{1000}^{500} .

Размытые тропосферные фронты с малой вертикальной протяжённостью, а тем более приземные фронты (динамически незначимые фронты) могут пересекать изогипсы OT_{1000}^{500} под любым углом. Такие фронты обычно отражаются на OT_{1000}^{500} в виде слабой сгущенности изогипс, либо вообще не отражаются.

Контрасты температуры вдоль фронтальной зоны распределяются неравномерно. На одном участке фронт может быть динамически значимым, а на другом – динамически

незначимым. Наиболее часто фронт, являющийся динамически значимым, располагается в средней части фронтальной зоны, а на периферии фронтальной зоны – фронты обычно динамически незначимы.

11.5.5. Фронты в поле влажности и облачности

Атмосферные фронты обычно хорошо выражены в поле влажности. Зоне фронта, как правило, соответствуют области низкого дефицита точки росы.

Фронт, как правило, характеризуется максимальными значениями точки росы и малыми горизонтальными градиентами влажности

Наличие восходящих движений на атмосферных фронтах способствует образованию облачности, вид и количество которой, а также формирование осадков, определяются характером и интенсивностью вертикальных перемещений воздуха, влажностью тёплого воздуха, стратификацией атмосферы, углом наклона фронтальной поверхности. В среднем для медленно смещающихся атмосферных фронтов, где преобладают упорядоченные восходящие движения, характерна слоистообразная облачность и обложные осадки. Для быстро смещающихся фронтов с развитием интенсивной конвекции характерны мощные кучевые и кучево-дождевые облака и ливневые осадки.

11.6. Тёплый фронт

Тёплый фронт имеет антициклоническую кривизну и движется в сторону холодного воздуха. На карте погоды тёплый фронт отмечается красным цветом или зачернёнными полукружками, направленными в сторону перемещения фронта (*рис. 11.6*). По мере приближения линии тёплого фронта начинает падать давление, уплотняются облака, выпадают обложные осадки. Зимой при прохождении фронта обычно появляются низкие слоистые облака.

Температура и влажность воздуха медленно повышаются. При прохождении фронта температура и влажность обычно быстро возрастают, ветер усиливается. После прохождения фронта направление ветра меняется (ветер поворачивает по часовой стрелке), скорость его уменьшается, падение давления прекращается и начинается его слабый рост, облака рассеиваются, осадки прекращаются.

Поле барических тенденций представлено следующим образом: перед тёплым фронтом располагается замкнутая область падения давления, за фронтом – либо рост давления, либо относительный рост (падение, но меньшее, чем перед фронтом).

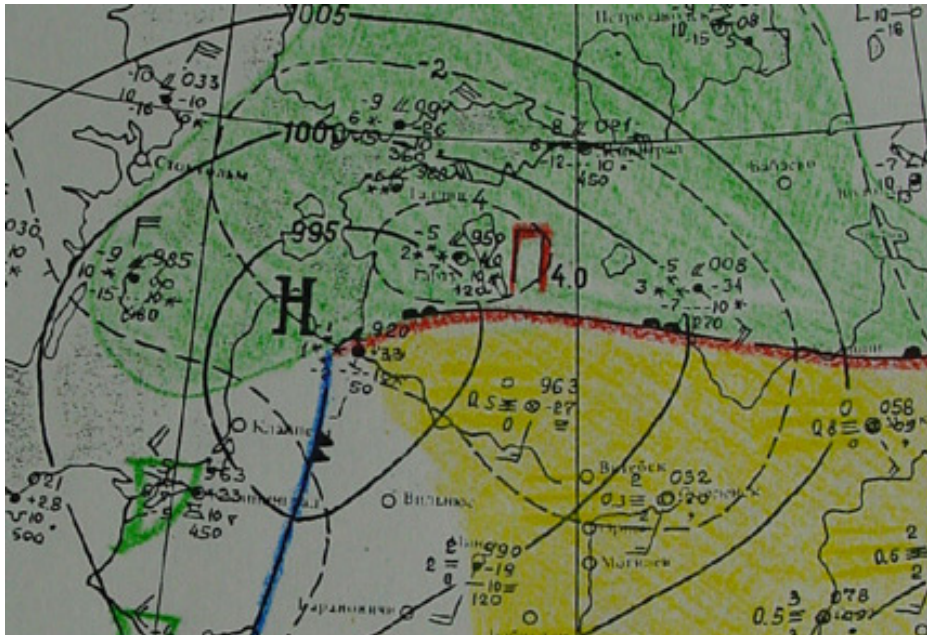


Рис. 11.6. Тёплый фронт на приземной карте погоды

В случае тёплого фронта тёплый воздух, перемещаясь в сторону холодного, натекает на клин холодного воздуха и совершает восходящее скольжение вдоль этого клина и динамически охлаждается (рис. 11.7).

На некоторой высоте, определяемой начальным состоянием восходящего воздуха, достигается насыщение – это уровень конденсации. Выше этого уровня в восходящем воздухе происходит облакообразование.

Основание облаков оказывается наклонным, совпадая с наклонной фронтальной поверхностью. Механизм возникновения облачной системы тёплого фронта аналогичен механизму возникновения орографических облаков (типа *Lenticularis*) – роль препятствия выполняет клин холодного воздуха.

Адиабатическое охлаждение тёплого воздуха, скользящего вдоль клина холодного, усиливается развитием восходящих движений от нестационарности при динамическом падении давления и от сходимости ветра в нижнем слое атмосферы.

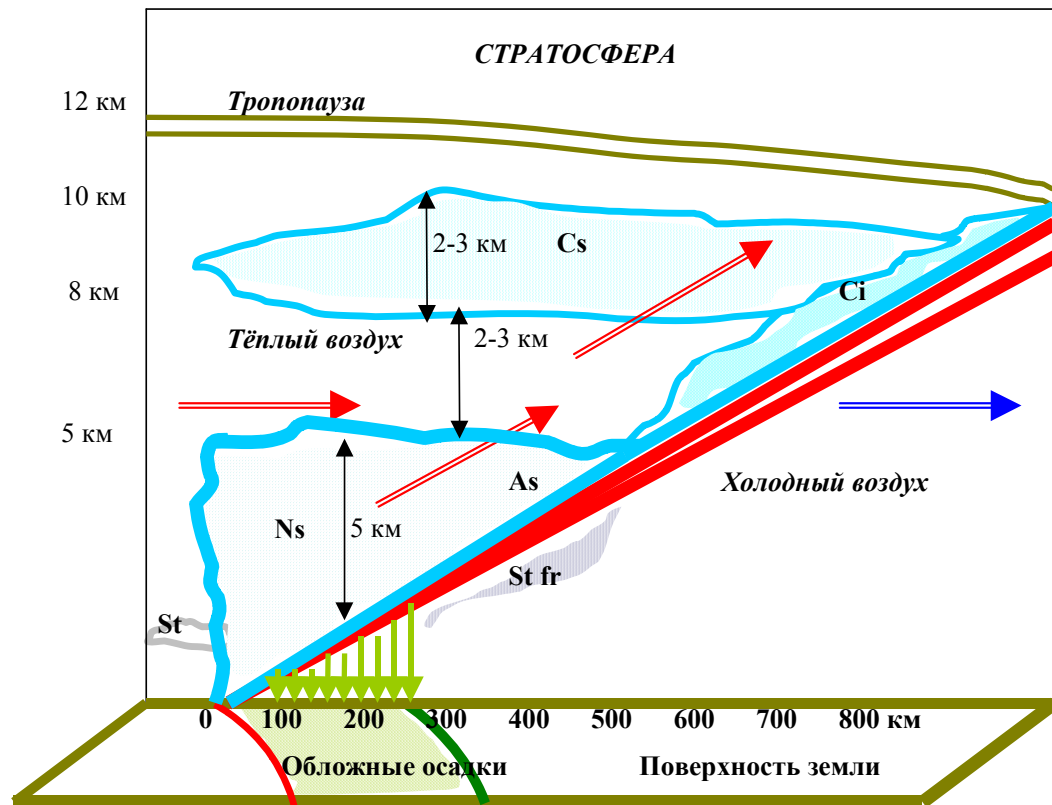


Рис. 11.7. Схема тёплого фронта в вертикальном разрезе

Охлаждение тёплого воздуха при восходящем скольжении по поверхности фронта приводит к образованию характерной системы слоистообразных облаков (облаков восходящего скольжения): перисто-слоистые–высокослоистые–слоисто-дождевые (*Cs-As-Ns*).

При приближении к пункту тёплого фронта с хорошо развитой облачностью сначала появляются перистые облака в виде параллельных полос с когтевидными образованиями в передней части (предвестники тёплого фронта), вытянутые в направлении воздушных течений на их уровне (*Ci uncinus*). Первые перистые облака наблюдаются на расстоянии многих сотен километров от линии фронта у поверхности Земли (порядка 800-900 км). Перистые облака переходят затем в перисто-слоистые облака (*Cirrostratus*). Для этих облаков характерны явления гало.

Облака верхнего яруса – перисто-слоистые и перистые (*Ci* и *Cs*) состоят из ледяных кристаллов, и осадки из них не выпадают. Чаще всего облака *Ci-Cs* представляют собой самостоятельный слой, верхняя граница которого совпадает с осью струйного течения, т.е. близка к тропопаузе.

Затем облака становятся всё плотнее: высокостроистые облака (*Altostratus*) постепенно переходят в слоисто-дождевые (*Nimbostratus*), начинают выпадать обложные осадки, которые ослабевают или совсем прекращаются после прохождения линии фронта. По мере приближения к линии фронта высота основания *Ns* снижается. Минимальное её значение определяется высотой уровня конденсации в восходящем тёплом воздухе.

Высокостроистые (*As*) являются коллоидальными и состоят из смеси мельчайших капелек и снежинок. Их вертикальная мощность довольно значительна: начинаясь на высоте 3-5 км, эти облака простираются до высот порядка 6-7 км, т.е. имеют 2-4 км в толщину.

Выпадающие из этих облаков осадки летом, проходя сквозь тёплую часть атмосферы, испаряются и не достигают поверхности Земли. Зимой осадки из *As* в виде снега могут достигать поверхности Земли, а также стимулировать выпадение осадков из *St-Sc*. В этом случае ширина зоны обложных осадков может достигать ширины 400 км и более.

Ближе всего к поверхности Земли на высоте нескольких сотен метров образуются слоисто-дождевые облака (*Ns*), под которыми развиваются разорванно-дождевые (*St fr*), сливающиеся со слоисто-дождевыми, из которых выпадают обложные осадки в виде дождя и снега.

Облака *Ns* простираются от уровня порядка 1-3 км до 6-7 км, т.е. имеют весьма значительную вертикальную мощность. Облака также состоят из ледяных элементов и капель, причём, и капли и кристаллы особенно в нижней части облаков более крупные, чем в *As*.

Нижнее основание системы облаков *As-Ns* в общих чертах совпадает с поверхностью фронта. Поскольку верхняя граница облаков *As-Ns* приблизительно горизонтальна, наибольшая их толщина наблюдается вблизи линии фронта.

У центра циклона, где система облаков тёплого фронта имеет наибольшее развитие, ширина облачной зоны *Ns* и зоны обложных осадков в среднем – около 300 км. В целом облака *As-Ns* имеют ширину 500-600 км, ширина зоны облаков *Ci-Cs* - около 200-300 км.

Если спроектировать данную систему на приземную карту, то вся она окажется перед линией тёплого фронта на расстоянии 700-900 км. Опыт показывает, что в отдельных случаях зона облачности и осадков может быть значительно уже или шире, в зависимости от угла наклона фронтальной поверхности, высоты уровня конденсации, термических условий нижней тропосферы.

В ночное время радиационное выхолаживание верхней границы облачной системы *As-Ns* и понижение температуры в облаках, а также усиление вертикального перемешивания при опускании охлаждённого воздуха внутрь облака способствует образованию ледяной фазы в облаках, росту облачных элементов и образованию осадков.

По мере удаления от центра циклона восходящие движения воздуха ослабевают, осадки прекращаются.

Фронтальные облака могут образовываться не только над наклонной поверхностью фронта, а в некоторых случаях – и по обе стороны от фронта. Это характерно для начальной стадии циклона, когда восходящие движения захватывают зафронтальную область. Тогда и осадки могут выпадать с обеих сторон. Но за линией фронта фронтальная облачность обычно сильно расслоена и зафронтальные осадки чаще представлены в виде мороси.

В случае очень пологого фронта система облаков может быть смещена вперед от линии фронта.

В тёплое время года восходящие движения вблизи линии фронта приобретают характер конвективных, и в дневное время на тёплых фронтах нередко развиваются кучево-дождевые облака и наблюдаются ливневые осадки и грозы.

Облачность старых тёплых фронтов также может быть расслоенной на всём протяжении фронта. Постепенно эти слои рассеиваются и осадки прекращаются.

Иногда тёплый фронт почти или вообще не сопровождается осадками. Так бывает при малом влагосодержании тёплого воздуха, когда уровень конденсации лежит на значительной высоте. При сухости воздуха и особенно в случае его заметной устойчивой стратификации восходящее скольжение тёплого воздуха не достигает больших высот, и состояния насыщения не наступает.

Летом в дневные часы в приземном слое за линией тёплого фронта при значительной облачности температура воздуха над сушей может быть ниже, чем перед фронтом. Это явление называется маскировкой тёплого фронта.

11.7. Холодный фронт

Холодный фронт имеет циклоническую кривизну (выпуклость в сторону тёплого воздуха) и движется в сторону тёплого воздуха. На карте погоды холодный фронт отмечается синим цветом или зачернёнными треугольниками, направленными в сторону перемещения фронта. Течение в холодном воздухе имеет слагающую, направленную к линии

фронта, поэтому холодный воздух, продвигаясь вперед, занимает пространство, где до этого находился тёплый воздух, что увеличивает его неустойчивость.

При переходе через линию тёплого фронта ветер, как и в случае тёплого фронта, поворачивает вправо, но поворот более значительный и резкий – от юго-западного, южного (перед фронтом) к западному, северо-западному (за фронтом). При этом усиливается скорость ветра.

Атмосферное давление перед фронтом меняется медленно. Оно может падать, но может и расти. С прохождением холодного фронта начинается быстрый рост давления. За холодным фронтом располагается замкнутая изаллобарическая область роста давления, причём, рост может достигать 3-5 гПа/3ч. Изменение давления в сторону его роста (от падения к росту, от медленного роста к более сильному) свидетельствует о прохождении линии приземного фронта.

Перед фронтом часто наблюдаются грозы и шквалы. Температура воздуха после прохождения фронта падает (адвекция холода), причём часто быстро и резко – на 10 °С и более за 1-2 часа. Массовая доля водяного пара понижается одновременно с температурой воздуха. Видимость, как правило, улучшается, поскольку за холодным фронтом вторгается полярный или арктический воздух. Кроме того, неустойчивость воздушной массы препятствует конденсации вблизи поверхности Земли.

Характер погоды на холодном фронте заметно различается в зависимости от скорости смещения фронта, свойств тёплого воздуха перед фронтом, характера восходящих движений тёплого воздуха над клином холодного.

Различают два типа холодных фронтов – 1-го и 2-го рода (рис. 11.8):



Рис. 11.8. Холодный фронт 1-го рода (слева) и холодный фронт 2-го рода на приземных картах погоды

11.7.1. Холодные фронты 1-го рода

На холодных фронтах 1-го рода преобладает упорядоченное поднятие тёплого воздуха над клином холодного воздуха. Холодный фронт 1-го рода является пассивной поверхностью восходящего скольжения. К этому типу принадлежат медленно движущиеся или замедляющие свое движение фронты, преимущественно на периферии циклонических областей в глубоких барических ложбинах (*рис. 11.9, см. рис. 11.8*).

Облачность холодного фронта 1-го рода, образуемая вследствие восходящего скольжения вдоль его поверхности вытесняемого холодным клином тёплого воздуха, является как бы зеркальным отражением облачности тёплого фронта. Она начинается с *Ns*, а заканчивается *Cs-Ci*.

При этом облака расположены главным образом за линией фронта. Отличие от облачности тёплого фронта всё же существует. Вследствие трения поверхность холодного фронта в нижних слоях становится крутой. Поэтому перед самой линией фронта вместо спокойного и пологого восходящего скольжения наблюдается более крутой (конвективный) подъём тёплого воздуха.

Благодаря этому, в передней части облачной системы иногда возникают мощные кучевые (*Cu cong.*) и кучево-дождевые (*Cb*) облака, растянутые на сотни километров вдоль фронта, с ливнями летом, снегопадами зимой, грозами, градом и шквалами.

Над вышележащей частью фронтальной поверхности с нормальным наклоном в результате восходящего скольжения тёплого воздуха облачная система представляет равномерный покров слоистообразных облаков *As-Ns*. Ливневые осадки перед фронтом после прохождения фронта сменяются более равномерными обложными осадками.

Наконец, появляются перисто-слоистые и перистые облака. Вертикальная мощность системы *As-Ns* и ширина облачной системы и области осадков при этом будет почти в 2 раза меньше, чем в случае тёплого фронта. Верхняя граница системы *As-Ns* находится примерно на высоте 4-4.5 км. Под основной облачной системой могут возникать слоистые разорванные облака (*St fr*), иногда образуются фронтальные туманы.

Продолжительность прохождения холодного фронта 1-го рода через пункт наблюдения составляет 10 ч. и более.

Имеются сезонные особенности структуры холодных фронтов 1-го рода. В холодную половину года ширина облачной системы 400-500 км, а зоны обложных осадков – до 200 км. В зоне осадков образуются разорванно-дождевые облака высотой 100-200 м. В об-

лаках и переохлаждённом дожде отмечается обледенение. Видимость в осадках 1000 м и менее.

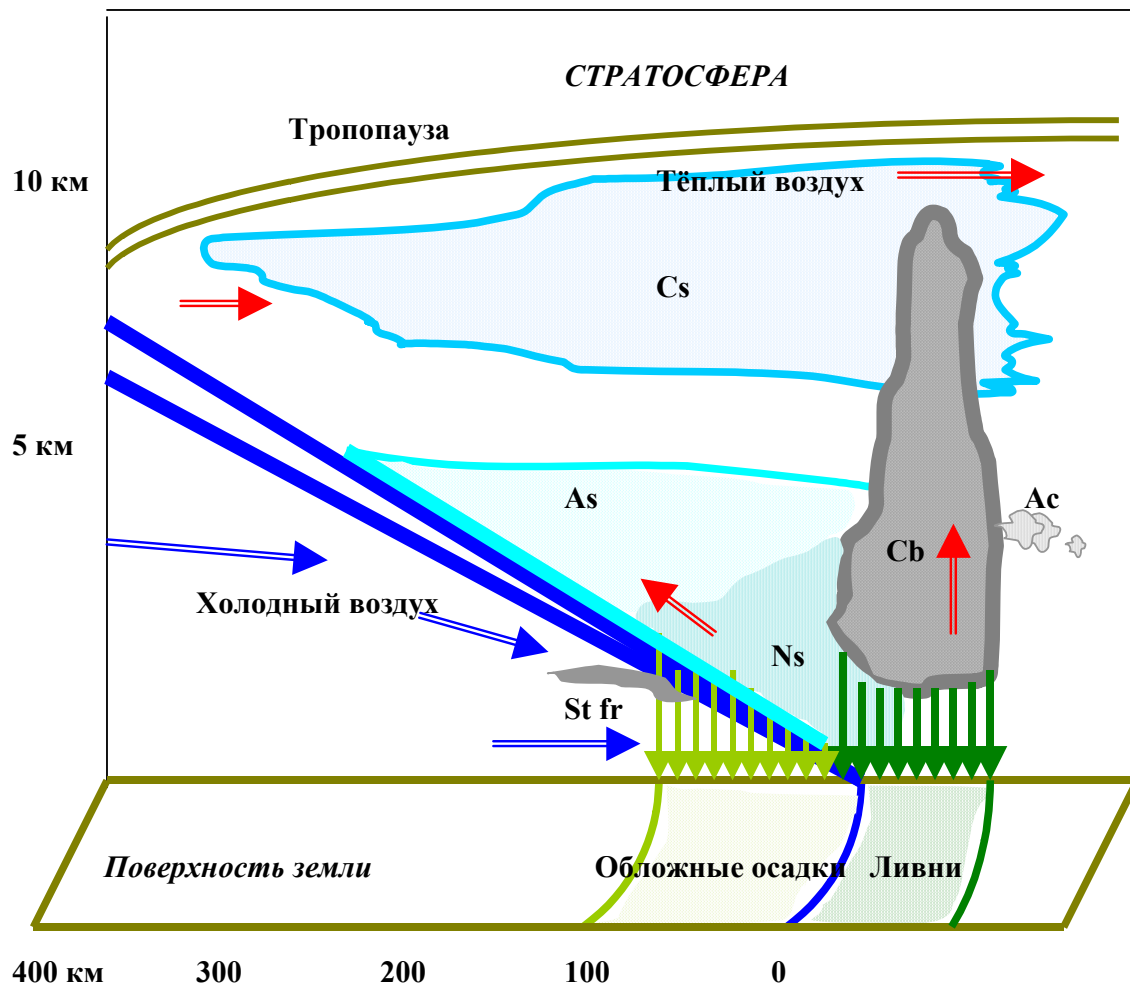


Рис. 11.9. Схема холодного фронта 1-го рода в вертикальном разрезе

В тёплую половину года на фронте, кроме основной облачной системы, нередко развиваются кучево-дождевые облака *Cb*, грозы, сопровождающиеся ливневыми осадками и шквалистыми ветрами. Ширина облачной системы составляет около 300 км, зона ливневых осадков – около 50 км, далее они переходят в обложные. Общая ширина зоны осадков в среднем около 150 км. В облаках отмечается обледенение, а в кучево-дождевых, кроме того, сильная болтанка.

11.7.2. Холодные фронты 2-го рода

Фронты 2-го рода в нижнем слое атмосферы являются пассивной поверхностью восходящего скольжения, а выше – активной поверхностью нисходящего скольжения. К

этому типу принадлежит большая часть быстро движущихся холодных фронтов в циклонах (рис. 11.10, см. рис. 11.8). Здесь происходит вытеснение тёплого воздуха нижних слоев вверх продвигающимся вперед холодным валом. Поверхность холодного фронта в нижних слоях располагается очень круто, образуя даже выпуклость в виде вала.

Быстрое перемещение клина холодного воздуха вызывает вынужденную конвекцию вытесняемого тёплого воздуха в узком пространстве у передней части фронтальной поверхности. Здесь создается мощный конвективный поток с образованием кучево-дождевой облачности, усиливающийся в результате термической конвекции.

Предвестниками фронта являются высококучевые чечевицеобразные облака, которые распространяются перед ним на удалении до 200 км.

Возникающая облачная система имеет небольшую ширину (50-100 км) и представляет собой не отдельные конвективные облака, а непрерывную цепь, или облачный вал, который иногда может быть не сплошным. На картах обычного масштаба Сб и ливневые осадки, град и грозы не всегда могут быть выявлены.

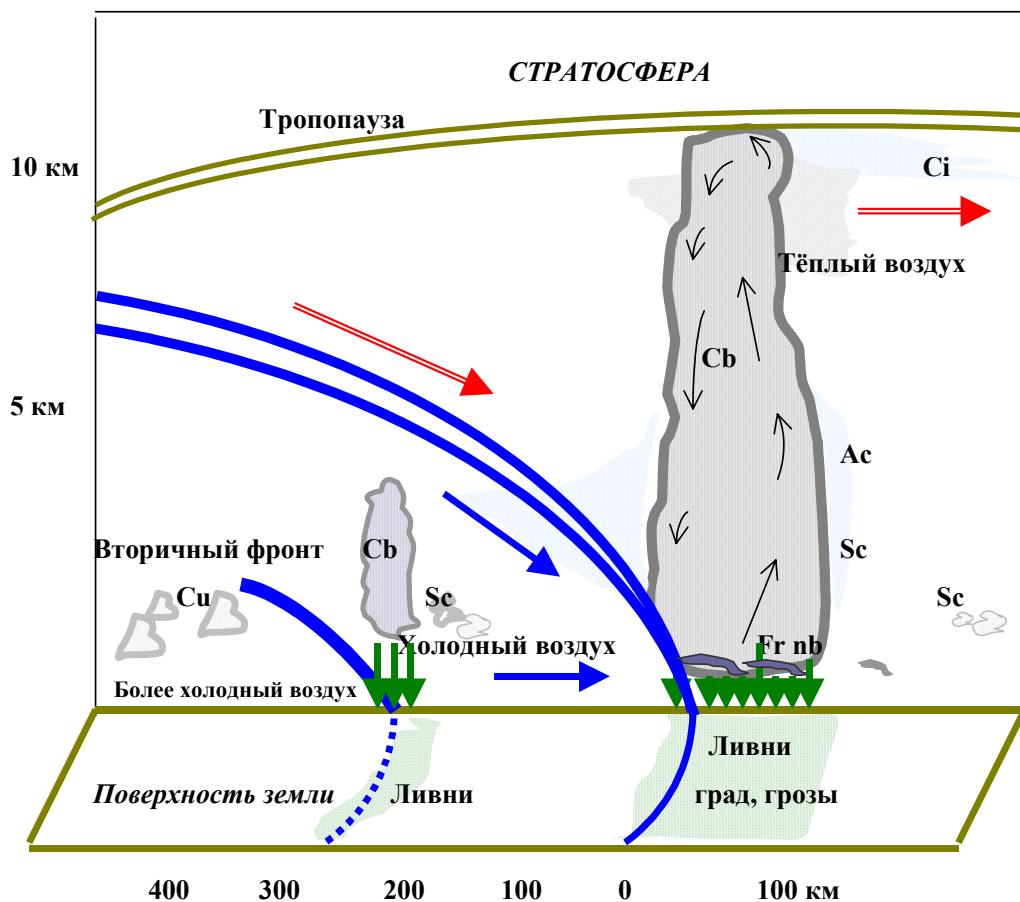


Рис. 11.10. Схема холодного фронта 2-го рода в вертикальном разрезе

В тёплую половину года верхняя граница кучево-дождевых облаков распространяется до высоты тропопаузы. На холодных фронтах 2-го рода наблюдается интенсивная грозовая деятельность, ливни, иногда с градом, шквалистые ветры. В облаках сильная болтанка и обледенение. Ширина зоны опасных явлений погоды составляет несколько десятков километров.

В холодную половину года вершины кучево-дождевых облаков достигают 4 км. Ширина зоны снегопада составляет 50 км. С этой облачностью связаны сильные снегопады, метели при видимости менее 1000 м, резкое усиление скорости ветра, болтанка.

Облака холодного фронта 2-го рода имеют ярко выраженный суточный ход. Ночью облака *Cb* могут размываться. Днём усиливаются конвективные движения воздуха в связи с прогреванием подстилающей поверхности и развитием турбулентных движений. Поэтому и наибольшего развития облака и осадки холодного фронта 2-го рода достигают в послеполуденные часы, что характерно и для внутримассовых облаков *Cu* и *Cb*.

Если тёплый воздух имеет большую влажность и неустойчивость, то перед фронтом выпадают интенсивные ливни, сопровождаемые грозами, градом, шквалами. Вертикальная мощность *Cb* может изменяться от 3 до 15 км. Нижняя граница (основание) лежит обычно ниже 2 км, вершины облаков *Cb* нередко достигает уровня тропосферы, где верхним сильным потоком вытягиваются далеко вперед по движению холодного фронта в виде пелены высокослоистых и перисто-слоистых облаков с образованием наковальни (*Ci incus*). Наковальня свидетельствует о наличии твёрдой фазы в кучево-дождевом облаке (*Cb capillatus*).

Нисходящие движения тёплого воздуха над остальной частью поверхности препятствуют распространению облачной системы за линию фронта.

При прохождении холодных фронтов 2-го рода через пункт наблюдений сначала (часа за 3-4 до прохождения линии фронта у Земли) появляются перистые облака, которые быстро сменяются высокослоистыми, иногда чечевицеобразными, которые быстро сменяются громадой *Cb* с ливнями, грозами, градом, шквалами. Продолжительность перемещения системы облаков с ливневыми осадками и грозами обычно не превышает 1-2 часа. После прохождения холодного фронта ливневые осадки прекращаются.

Особенностью холодных фронтов как первого, так и второго рода являются передфронтальные шквалы. Поскольку в передней части холодного клина, благодаря трению, создается крутой наклон фронтальной поверхности, часть холодного воздуха оказывается над тёплым. Далее происходит “обрушивание” вниз холодных воздушных масс в перед-

ней части продвигающегося холодного вала. Обрушивание холодного воздуха приводит к вытеснению вверх тёплого воздуха и к возникновению вдоль фронта вихря с горизонтальной осью.

Особенно интенсивными бывают шквалы на суше летом, при большой разности температур между тёплым и холодным воздухом по обе стороны от фронта и при неустойчивости тёплого воздуха. В этих условиях прохождение холодного фронта сопровождается разрушительными скоростями ветра. Скорость ветра нередко превышает 20-30 м/с, продолжительность явления обычно несколько минут, иногда наблюдаются порывы.

11.7.3. Вторичные холодные фронты

Вторичные холодные фронты обнаруживаются у поверхности Земли в барических ложбинах в тылу циклона за основным фронтом (см. рис. 11.10), где имеет место сходимость ветра. Может быть 1-2 вторичных фронтов. Вторичные фронты имеют систему облаков, сходную с облачностью системы облаков холодного фронта 2-го рода, но вертикальная протяжённость облаков меньше, чем у основных.

Вследствие этого, после кратковременного прояснения, наступающего вслед за прохождением основного фронта, появляются конвективные облака, связанные с вторичными фронтами, с ливневыми осадками, грозами, шквалами и метелями.

Но осадки в тылу циклона могут быть не только фронтальными, но и внутримассовыми, поскольку в тылу циклона воздушная масса неустойчива. Внутримассовыми могут быть и шквалы, связанные с мощными облаками конвекции (*Cb*) в жаркую летнюю погоду над сушей или в холодных неустойчивых массах над тёплой подстилающей поверхностью (в тыловой части *Cb* имеют место нисходящие движения, в передней – мощные восходящие, что формирует вихрь с горизонтальной осью – шквал).

11.8. Фронты окклюзии

Вследствие нисходящих движений в холодном воздухе в тылу циклона, холодный фронт движется быстрее тёплого фронта и со временем нагоняет его. На стадии заполнения циклона возникают комплексные фронты – фронты окклюзии, которые образуются при смыкании холодного и тёплого атмосферных фронтов.

В системе фронта окклюзии взаимодействуют три воздушные массы, из которых тёплая уже не соприкасается с поверхностью Земли. Процесс вытеснения тёплого воздуха в верхние слои называется окклюдированием. При этом тыловой клин холодного воздуха

циклона смыкается с передним клином холодного воздуха. Тёплый воздух в виде воронки постепенно поднимается вверх, а его место занимает холодный воздух, поступающий с боков.

Поверхность раздела, возникающую при смыкании холодного и тёплого фронтов, называют поверхностью фронта окклюзии. Линия пересечения поверхности раздела с поверхностью Земли называется нижним фронтом окклюзии, а линия в свободной атмосфере, где граничат три воздушные массы – верхним фронтом окклюзии. Проекция верхнего фронта (верхней части фронтальной поверхности окклюзии) на приземную карту носит название верхнего фронта. Эта проекция может располагаться либо впереди, либо позади нижнего фронта окклюзии.

Смыкающиеся при окклюдировании воздушные массы обычно имеют разную температуру – одна может быть холоднее другой. В соответствии с этим, различают два типа фронтов окклюзии – фронты окклюзии типа тёплого фронта и фронты окклюзии типа холодного фронта.

Если тыловой воздух теплее, чем передний, образуется тёплый фронт окклюзии, если холоднее – холодный фронт окклюзии (*рис. 11.11*).

В момент смыкания холодного и тёплого фронтов сближаются их облачные системы, т.е. к облакам и осадкам тёплого фронта вплотную примыкают облака и осадки холодного фронта. Поэтому при прохождении фронта окклюзии через пункт наблюдения осадки выпадают как перед приближением фронта, так и после его прохождения (*рис. 11.12*).

Надвижение тылового холодного воздуха на поверхность тёплого фронта в случае тёплого фронта окклюзии не является восходящим движением тёплого воздуха вдоль клина холодного, как в случае обычного тёплого фронта, как это может показаться первоначально.

Восходящее скольжение будет иметь место только в самых нижних слоях атмосферы, благодаря конвергенции трения. Но в большей части тылового холодного клина сохраняются нисходящие слагающие движения. Продвижение верхнего холодного фронта над поверхностью тёплого фронта происходит, в основном, за счёт продвижения воздуха тылового клина из свободной атмосферы вперед по наклонной поверхности тёплого фронта, а также за счёт нисходящих движений, опускающих тыловой воздух к поверхности тёплого фронта сверху.

С течением времени температуры по обе стороны нижнего фронта окклюзии и от поверхности окклюзии постепенно выравниваются, и фронт окклюзии дегенерирует. Это происходит под воздействием неадиабатических воздействий (охлаждение выпадающими осадками, турбулентность, радиация), так и в силу воздействий адиабатических (восходящее движение в тёплом воздухе и нисходящее в холодном). Иногда температуры префронтальной и зафронтальной массы с самого начала оказываются настолько близкими, что их практически не различить, в этом случае говорят о нейтральном фронте окклюзии.

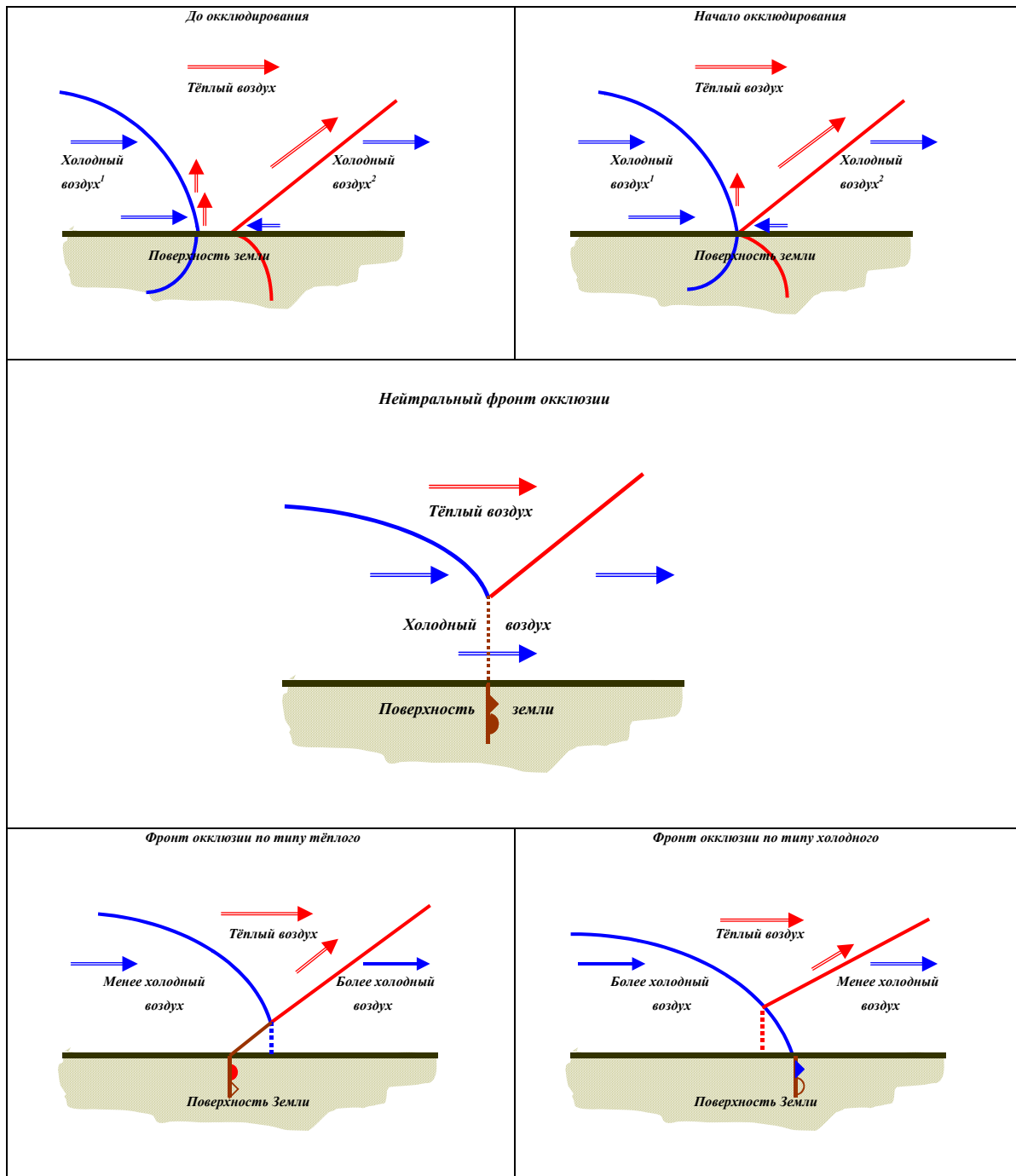


Рис. 11.11. Схемы образования фронтов окклюзии

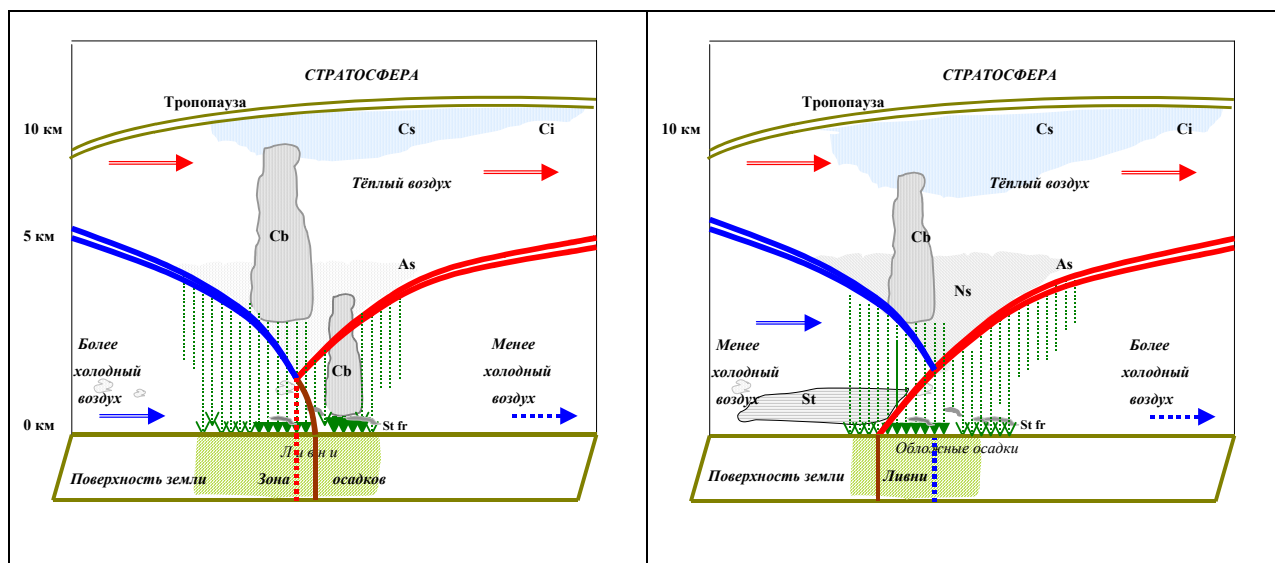


Рис. 11.12. Схемы фронтов окклюзии по типу холодного (слева) и тёплого (справа) в вертикальном разрезе

На Дальнем Востоке летом будут преобладать тёплые фронты окклюзии, так как воздух в тылу циклона за холодным фронтом, будучи континентальным полярным, теплее, чем океанический полярный воздух в передней части циклона (перед тёплым фронтом).

Зимой, напротив, будут преобладать холодные фронты окклюзии, так как континентальный полярный воздух в тылу циклона формируется над выхоленной поверхностью азиатского континента – в области сибирского антициклона – над Монголией, Китаем, Забайкальем, Якутией, Верхним Амуром, захватывая Ленско-Колымский район, где зимой у Земли также преобладает поле повышенного давления. КПВ отличается очень низкими температурами воздуха (ниже, чем в арктическом бассейне), мощными приземными инверсиями и малой влажностью. Устойчивый сухой и холодный континентальный умеренный воздух при движении с северо-запада на юго-восток создает зимний муссон с сильными западными и северо-западными ветрами и резкими понижениями температуры воздуха. Морской умеренный воздух в передней части циклона (перед тёплым фронтом) поступает с тёплого океана.

В Европе условия будут обратными. Зимой преобладают тёплые фронты, так как в тылу циклона поступает морской полярный воздух, который значительно теплее, чем континентальный полярный воздух в передней части циклона. Летом здесь в основном наблюдаются холодные фронты окклюзии.

Барическое поле фронта окклюзии представлено резко выраженной ложбиной с V-образными изобарами. Перед фронтом на синоптической карте имеется область падения давления, связанная с поверхностью тёплого фронта, за фронтом окклюзии – область роста давления, связанная с поверхностью холодного фронта.

Точка на синоптической карте, от которой расходятся остающиеся несомкнутыми участки тёплого и холодного фронтов в окклюдирующем циклоне – точка окклюзии. По мере окклюдирования циклона точка окклюзии смещается к его периферии.

11.8.1. Облака и осадки холодного фронта окклюзии

В случае холодного фронта окклюзии проекция верхнего фронта (верхняя часть фронтальной поверхности окклюзии) на приземную карту располагается позади линии приземного фронта (см. рис. 11.11).

При образовании холодного фронта окклюзии тыловой клин холодного воздуха имеет более низкую температуру. Поэтому он вторгается под передний клин, как бы приподнимая его. Линия тёплого фронта отделяется от поверхности Земли и перемещается вверх по поверхности холодного фронта. Таким образом, верхним фронтом окклюзии будет тёплый фронт, а нижним – холодный. Термический гребень на высоте будет располагаться позади термического гребня более низких слоев.

Прохождение нижнего фронта окклюзии создает у поверхности Земли похолодание.

В передней части фронта окклюзии будут наблюдаться *Ci*, *Cs*, *As*, а в случае молодых фронтов окклюзии – *Ns*. Если холодный фронт первого рода, то выше верхнего тёплого фронта может остаться часть облачной системы холодного фронта. Если холодный фронт второго рода, то за верхним тёплым фронтом наступает прояснение. Но у нижнего холодного фронта может развиваться вал *Cb* уже в переднем холодном воздухе, вытесняемом более холодным тыловым клином. Таким образом, выпадение осадков из *As-Ns*, если оно происходит, может начинаться до выпадения ливневых осадков, или одновременно с прохождением нижнего холодного фронта, либо после его прохождения (см. рис. 11.12).

Таким образом, осадки могут выпадать по обе стороны от нижнего фронта, а переход от обложных осадков к ливневым, если он имеет место, происходит не впереди нижнего фронта, а в непосредственной близости к нему.

11.8.2. Облака и осадки тёплого фронта окклюзии

В случае тёплого фронта окклюзии воронка тёплого воздуха вытесняется более тёплым воздухом, натекающим на клин более холодного воздуха. Тыловой клин менее холодного воздуха, нагоняет передний клин более холодного воздуха, и холодный фронт, отделившись от поверхности Земли, поднимается по поверхности тёплого фронта.

В результате линия холодного фронта переходит с поверхности Земли в свободную атмосферу и перемещается всё выше по поверхности тёплого фронта. Таким образом, верхним фронтом окклюзии (верхней частью фронтальной поверхности окклюзии) будет холодный фронт, а нижним – тёплый (см. рис. 11.11).

Проекция верхнего фронта (верхней части фронтальной поверхности окклюзии) на приземную карту располагается впереди линии приземного фронта. Термический гребень на высоте будет располагаться впереди термического гребня более низких слоев. Прохождение нижнего фронта создаст у Земли потепление.

Сближающиеся системы облаков тёплого и холодного фронтов в основном состоят из *As-Ns*. В результате сближения возникает мощная облачная система *Cs-As-Ns* с наибольшей толщиной в «желобе» у верхнего холодного фронта (см. рис. 11.12).

В случае молодого фронта окклюзии облачная система начинается с *Ci* и *Cs*, которые переходят в *As*, затем в *Ns*. Иногда за *Ns* могут наблюдаться *Cb*, за которыми вновь идут *Ns*.

Слабое восходящее скольжение тылового воздуха по переднему вдоль поверхности окклюзии может привести к образованию вдоль нее облаков типа *St-Sc*, не достигающих уровня ледяных ядер. Из них перед нижним тёплым фронтом будет выпадать моросящие осадки.

В случае старого тёплого фронта окклюзии облачная система состоит из *Ci* и *Cs*, иногда к ним присоединяются *As*. Осадки могут отсутствовать.

11.9. Влияние подстилающей поверхности на эволюцию и перемещение фронтов

Подстилающая поверхность оказывает значительное влияние на перемещение и свойства фронтов.

В пределах нижних сотен метров влияние трения приводит к деформации профиля фронта. Неравномерность трения, связанная с различием в характере подстилающей по-

верхности, также приводит к деформации профиля фронта, особенно в условиях сложного рельефа.

Орографические препятствия могут влиять на перемещение фронтов и вызывать как деформации самих фронтов, так и изменения связанных с ними эффектов, или создавать новые эффекты. Переваливание фронтов через горные препятствия отражается на процессах облако-осадкообразования.

Воздух вообще стремится обтекать препятствия в горизонтальном направлении, так как при этом происходит наименьшая затрата энергии. В том случае, если воздух стратифицирован неустойчиво, он частично перетекает через хребет, особенно в центральной его части. Это перетекание в десятки раз менее интенсивно, чем боковое обтекание. Кроме того, оно имеет резко турбулентный характер, благодаря сильному трению в условиях горного рельефа. Фронт, пересекающий горный хребет, частично разрушается, линия фронта приобретает «извилистый» характер. Даже низкие препятствия частично будут обтекаться горизонтально, а при устойчивой стратификации и высоких препятствиях единственно возможное перетекание – горизонтальное.

При приближении холодного фронта к хребту происходит восходящее движение тёплого воздуха, который оказывается «зажатым» между клином холодного воздуха и хребтом, усиливаются процессы облако-осадкообразования перед фронтом. Ветер перед фронтом также усиливается, так как сближаются линии тока в тёплом воздухе, между холодным фронтом и хребтом.

При приближении собственно холодного фронта к хребту зафронтальная масса обтекает её с обеих сторон. Обогнув хребет, обе ветви зафронтальной массы могут соединиться за хребтом. В этом случае наблюдается явление орографической окклюзии. Если холодный фронт движется быстро, а препятствие невысокое, то фронт может начать переваливать через него.

Перетекание холодного воздуха через хребет возможно и в том случае, если первоначально фронт не достиг вершины хребта, но мог задержаться перед хребтом с накоплением воздуха и увеличением своей мощности. Если горизонтальное обтекание хребта затруднено, этот процесс может быть довольно интенсивным. Вслед за основным холодным фронтом подходят вторичные, вытесняющие переднюю часть воздушной массы вверх. Мощность холодной массы возрастает настолько, что воздух начинает переваливать через хребет.

При переваливании холодного воздуха через хребет на наветренной стороне гор будут наблюдаться длительные и сплошные дожди. На подветренной стороне при опускании воздуха вдоль высокого хребта происходит его адиабатическое нагревание с рассеиванием облаков – фёновый эффект³. При малой высоте хребта воздушная масса не успевает прогреться и происходит обвал холодного воздуха – эффект боры⁴.

Тёплый фронт также некоторое время задерживается перед хребтом вместе с частью предфронтальной холодной воздушной массы. При этом в холодном воздухе также усиливаются скорости ветра.

С боков хребта тёплый фронт будет продолжать свое продвижение. Орографической окклюзии в этом случае не наблюдается, так как за фронтом движется тёплый воздух, распространяющийся над холодным.

В вертикальном разрезе тёплый фронт, подойдя к хребту, деформируется. До момента, когда поверхность тёплого фронта соприкоснется с вершиной хребта, фронт, его облачная система и область осадков остаются невозмущёнными. Но при пересечении хребта нижняя часть холодного клина задерживается с наветренной стороны хребта. На подветренной стороне хребта фронтальная поверхность, с одной стороны, увлекается воздушным течением вниз. При этом происходит фёновый эффект с размыванием облаков и ослаблением осадков. Но затем, при дальнейшем продвижении фронтальной поверхности за хребтом профиль фронтальной поверхности восстанавливается, а вместе с этим, восстанавливаются (возобновляются) облака и осадки восходящего скольжения.

Температурный режим подстилающей поверхности, отражаясь на температуре нижних слоев, искажает или маскирует свойства фронтов.

Зимой обычно случаи маскировки фронтов связаны с наличием у поверхности Земли тонкого – мощностью несколько сотен метров – слоя сильно выхоложенного воздуха. Особенно это проявляется в горных районах, где холодный воздух скапливается в отрицательных формах рельефа и застаивается там. Воздушные массы, вторгающиеся на такой слой, могут распространяться над этой пленкой холодного воздуха, не нарушая её и не достигая поверхности Земли.

Слой тумана в плёнке холодного воздуха может замаскировать и фронтальную облачную систему. Прохождение фронта в этом случае не вызывает изменений температуры воздуха у поверхности Земли, но отражается в поле барических тенденций, ветра.

Прохождение холодного фронта иногда сопровождается прорывами пленки холодного воздуха вследствие турбулентности. При этом может повыситься температура возду-

ха, поскольку воздух за холодным фронтом у Земли будет иметь более высокую температуру, чем воздух холодного слоя. В этих случаях создается видимость прохождения тёплого фронта.

Летом маскировка фронта создается вследствие сильного прогревания нижних слоев местного воздуха над материком. Тогда, например, тропический воздух, являющийся тёплой воздушной массой, входя на материк, может создать в приземном слое понижение температуры воздуха вместо повышения.

При наличии фёнового эффекта тёплый фронт может маскироваться фёном в холодном воздухе перед фронтом.

В некоторых случаях под влиянием термических различий подстилающей поверхности возникают так называемые «мнимые» фронты. Это происходит вследствие скачка в распределении температуры или других метеорологических элементов в нижних слоях воздуха, обусловленного непосредственно влиянием тепловых различий, например, между сушей и морем, особенно в зимнее время года, в местах выхода на поверхность глубинных холодных вод, в районах тёплых течений, вдоль кромки льда и пр., не связанных с атмосферной поверхностью раздела.

Таким образом, опираясь на приземные признаки, можно предположить существование фронта там, где его нет. Но следует отметить, что при длительном воздействии подстилающей поверхности мнимый фронт может трансформироваться в действительный (топографический фронтогенез).

Примером такого фронтогенеза является образование арктического фронта вдоль кромки льдов. Арктический фронт формируется в арктическом бассейне (около 70° или ещё севернее). Здесь определённую роль играет различие температуры открытого моря и полярных льдов. У кромки льдов создается разрыв температуры и влажности воздуха: над открытым морем воздух прогревается и увеличивает влагосодержание, надо льдами – охлаждается. Если такое положение сохраняется недолго, то различие в температуре воздуха надо льдами и открытым морем распространяется только на нижние слои воздуха. Поверхности раздела, распространяющейся на большую высоту, в этом случае не возникает. Мы будем иметь лишь мнимый фронт. Но если воздух долгое время течет примерно параллельно кромке льда, т.е. вдоль изотерм, он подвергается длительному воздействию подстилающей поверхности. Различия в температуре и влагосодержании могут распространяться на более высокие слои и привести к образованию настоящей фронтальной поверхности вдоль границ льдов и открытого моря.

Благоприятные условия для топографического фронтогенеза создаются, где полярные льды граничат с тёплыми водами Гольфстрима.

В качестве мнимого фронта могут выступать так называемые, «каменные фронты». Например, существенной границей между побережьем Охотского моря и внутренними континентальными районами является Охотско-Колымское нагорье с хребтами Колымским и Гыданом, разделяющее холодные массы континентального воздуха и относительно тёплые воздушные массы Охотского моря.

Как известно, непрерывность давления накладывает ограничения на ориентацию фронтальной поверхности – она должна быть наклонной (с наклоном в сторону холодной воздушной массы). Горная цепь здесь исполняет роль фронтальной поверхности, разделяя существенно различающиеся воздушные массы по обе стороны от хребтов. Но здесь имеет место разрыв в поле давления, создающийся вследствие почти полного отсутствия переноса воздуха в нижних слоях атмосферы через горы и наиболее резко проявляющийся у поверхности Земли. При значительных контрастах температуры и влажности воздушных масс по обе стороны от хребта, при большой густоте изобар ветры у Земли остаются слабыми: хребет препятствует выравниванию разностей давления, играя роль «каменного фронта».

11.10. Образование и размывание атмосферных фронтов

Адвекция в атмосфере играет основную роль в междуширотном обмене воздуха. Особенно интенсивна она при циклонической и антициклонической деятельности. В результате междуширотного обмена происходит перераспределение тепла и холода.

При этом между высокими холодными циклонами и высокими тёплыми антициклонами возникают зоны перехода в виде сгущения изогипс – *высотные фронтальные зоны (ВФЗ)*, где концентрируются огромные запасы энергии, которая расходуется, в том числе, и на формирование циклонов и антициклонов, образование и активизацию атмосферных фронтов.

В тыловой части ВФЗ, называемой входом фронтальной зоны тропосферы, в направлении воздушных течений отмечается сходимость изогипс АТ и увеличение горизонтальных градиентов давления и температуры.

В передней части ВФЗ, называемой дельтой фронтальной зоны тропосферы, в направлении воздушных течений отмечается расходимость изогипс АТ и уменьшение горизонтальных градиентов давления и температуры.

Значительная адвекция масс воздуха в ВФЗ приводит к процессам фронтогенеза и фронтолиза.

- **Фронтогенез – это возникновение новых атмосферных фронтов или усиление существующих, фронтолиз – размывание фронтов**

Процессы фронтогенеза и фронтолиза связаны с деформацией высотной фронтальной зоны.

Фронтогенез определяется увеличением горизонтальных градиентов температуры между массами воздуха, обладающими различными свойствами, фронтолиз – уменьшением горизонтальных градиентов температуры между этими массами воздуха.

Процессы фронтогенеза и фронтолиза проявляются в деформационных полях тропосферы. Деформационные поля атмосферы – это термобарические поля тропосферы, образованные двумя парами накрест лежащих циклонов и антициклонов с соответствующими им очагами тепла и холода.

Различают симметричные и асимметричные деформационные поля. Если компоненты деформационного поля тропосферы имеют приблизительно одинаковую интенсивность, такое поле называется симметричным (рис. 11.13).

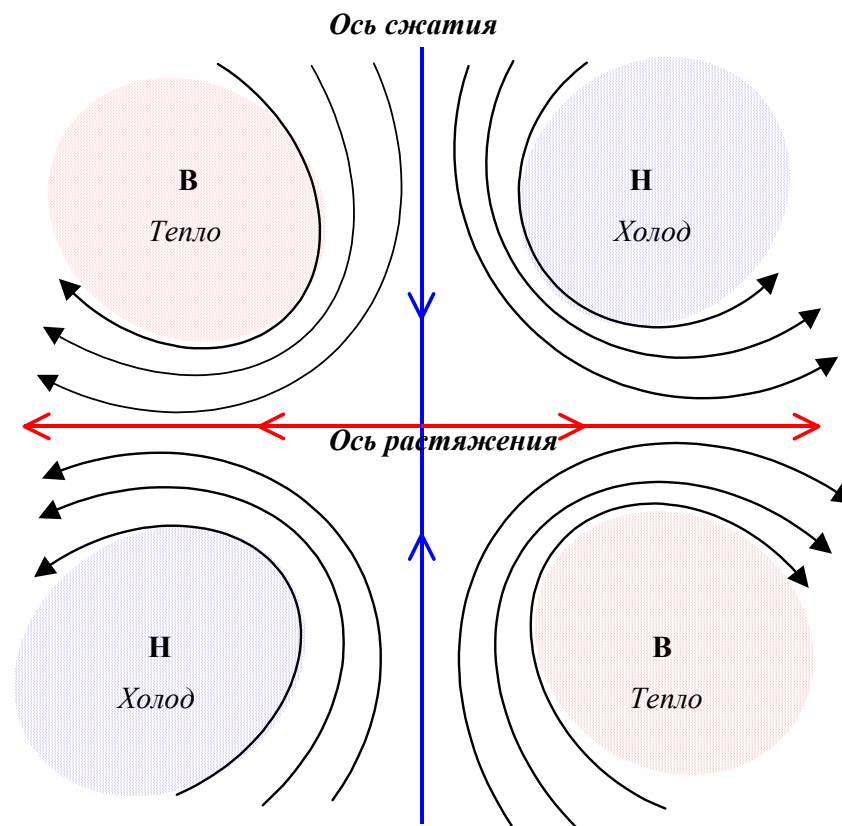


Рис. 11.13. Симметричное деформационное поле тропосферы с соответствующими очагами тепла и холода

В одной части поля частицы воздуха, сближаются между собой, в другой – расходятся. Деформационное поле имеет оси растяжения и сжатия: ось растяжения, вдоль которой растекающиеся воздушные массы сходятся во входе в ВФЗ, является фронтогенетической, а ось сжатия, вдоль которой сближающиеся потоки расходятся в дельте ВФЗ, является фронтолитической осью.

В реальных условиях атмосферы симметричные деформационные поля наблюдаются редко, т.к. наличие неоднородностей подстилающей поверхности и неравномерного притока тепла приводит к образованию барических центров различной интенсивности. Деформационные поля тропосферы, как правило, имеют асимметричную форму и большую пространственную протяженность, порядка континента или большей его части (рис. 11.14).

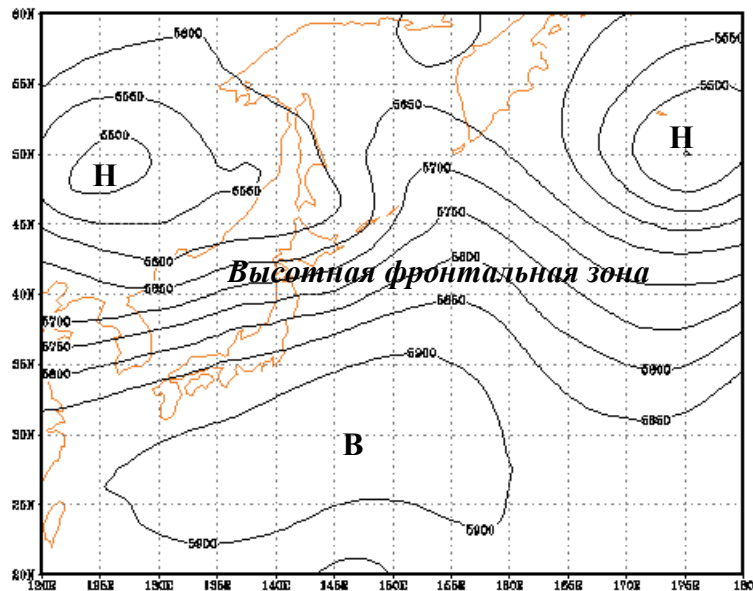


Рис. 11.14. Асимметричное деформационное поле тропосферы

Различают два вида фронтогенетических (фронтолитических) процессов – тропосферный и приземный фронтогенез (фронтолиз).

Тропосферный фронтогенез (фронтолиз) обычно охватывает всю толщу тропосферы или значительную часть её. Существование тропосферных фронтов связано с тропосферным фронтогенезом.

Приземный фронтогенез (фронтолиз) характеризуется увеличением (уменьшением) горизонтальных градиентов температуры, обусловленных сходимостью или расходимостью

стью течений в приземном слое. Существование приземных фронтов связано с приземным фронтогенезом.

Интенсивность приземного фронтогенеза (фронтотиза) определяется увеличением (уменьшением) контраста температур либо у поверхности Земли, интенсивность тропосферного фронтогенеза (фронтотиза) – увеличением (уменьшением) температурных контрастов во всей толще тропосферы.

Карты барической топографии показывают, что поле температуры на изобарических поверхностях непрерывно, хотя во фронтальных зонах имеет место значительное увеличение горизонтальных температурных градиентов. Разрывы в поле температур могут иметь место лишь в приземном слое. Они наблюдаются в зонах фронтов в глубоких ложбинах развивающихся циклонов, где имеется дополнительный фронтогенетический фактор, а именно, сходимость приземного ветра, обусловленная отклонением действительного ветра от градиентного вследствие трения.

Тропосферный фронтогенез (фронтотиз), будучи непрерывно связанным с процессами цикло- и антициклогенеза, а также с преобразованием деформационных полей тропосферы, позволяет предвидеть ожидаемое развитие процессов в тропосфере.

Приземный же фронтогенез (фронтотиз), развиваясь в слое трения, не может играть существенной роли в общем развитии процессов тропосферы.

Однако в характер погоды приземные фронты могут вносить весьма большие изменения, главным образом, в отношении развития облачности, осадков и ветра, особенно при наличии неустойчивой стратификации воздуха.

Фронтогенез и фронтотиз осуществляются непосредственно под влиянием адвективных и динамических факторов. Адвективные факторы определяют кинематику фронтогенеза и фронтотиза, не влияя непосредственно на эволюцию процессов, связанных с ними. Динамические факторы определяют динамику фронтогенеза и фронтотиза и обуславливают непосредственно эволюцию тропосферных процессов.

11.10.1 Фронтогенез и фронтотиз во входе и дельте фронтальной зоны тропосферы

Условия фронтогенеза и фронтотиза как во входе, так и в дельте фронтальной зоны тропосферы будут определяться величиной угла между изотермами и осью растяжения или сжатия. Эти оси являются осями симметрии фронтальной зоны. Около них, по суще-

ству, происходит сгущение или разрежение изотерм, приводящее соответственно к увеличению или уменьшению горизонтальных градиентов температуры.

Схематически условия фронтогенеза и фронтолиза в области входа и дельты фронтальной зоны тропосферы представлены на схемах (рис. 11.15 и 11.16).

Рис. 11.15а характеризует структуру термобарического поля тропосферы входа фронтальной зоны, характеризующуюся сходимостью изогипс при углах между изотермами и изогипсами и осью растяжения менее 45° . Поле течений направлено так, что адвекция более низких температур с севера (адвекция холода) так же как и адвекция более высоких температур с юга (адвекция тепла), увеличивают горизонтальные градиенты температуры непосредственно около самой оси растяжения. Такое термобарическое поле является наиболее благоприятным для фронтогенеза.

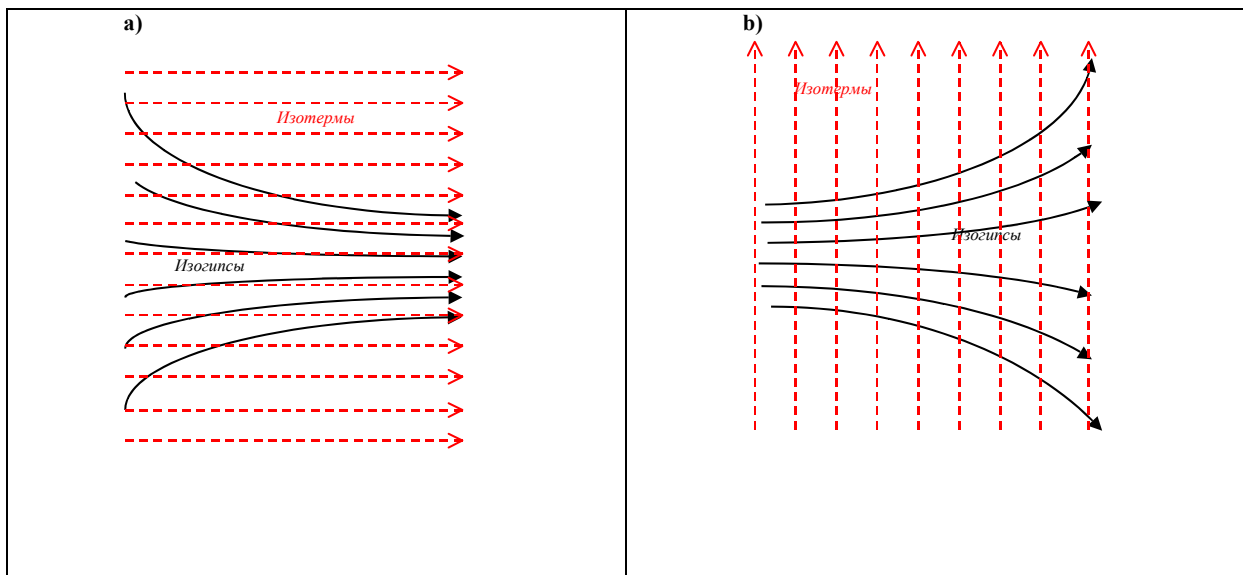


Рис. 11.15. Схемы осуществления условий фронтогенеза в области входа (а) и дельты (б) фронтальной зоны тропосферы

На рис. 11.15b представлена дельта фронтальной зоны, характеризующаяся расходящейся системой течений, где изотермы с осью сжатия образуют угол больше 45° . Расходящееся поле течений в данном случае способствует сгущению изотерм: скорости течений в центральной и тыловой части значительно больше, чем в передней. Поэтому изотермы передней части схемы ещё не успевают отойти, а изотермы тыловой части быстро к ним приближаются.

Такая структура термобарического поля является наиболее благоприятной для фронтогенеза в дельте.

На рис. 11.16а во входе фронтальной зоны тропосферы изотермы образуют с осью растяжения угол больший 45° . В этом случае, хотя поле течений изображено таким же, как и на первой схеме, но вследствие больших углов оно уже приводит не к сближению изотерм вдоль оси растяжения, а к разрежению их.

Разрежение изотерм (фронтотиз) происходит потому, что скорости в передней части входа больше, чем в тыловой. Вследствие этого, изотермы, находящиеся в передней части схемы перемещаются быстрее, чем успевают приближаться следующие за ними изотермы.

Такая структура термобарического поля является наиболее благоприятной для фронтотиза.

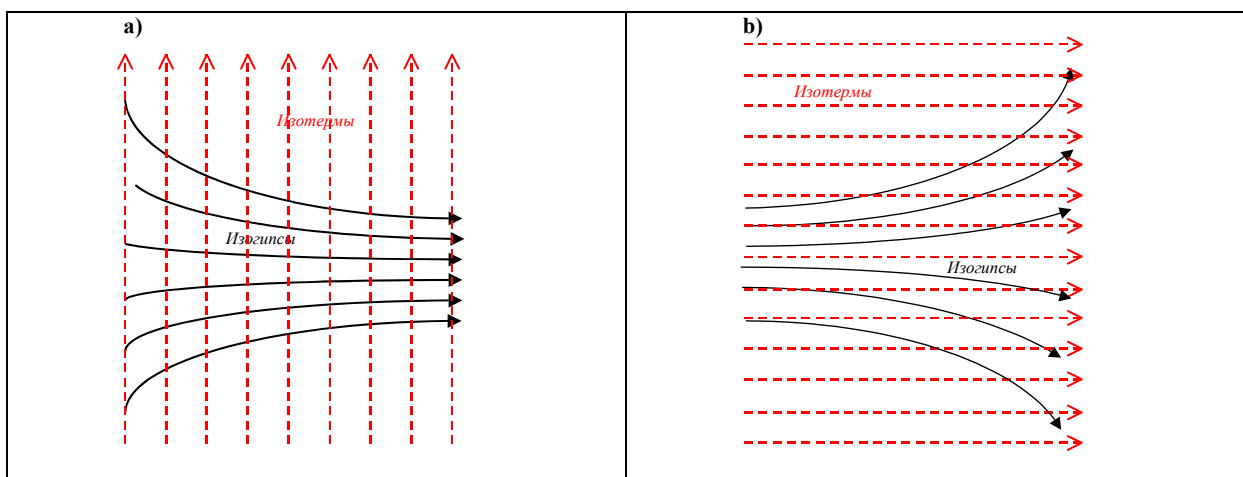


Рис. 11.16. Схемы осуществления условий фронтотиза в области входа (а) и дельты (б) фронтальной зоны тропосферы

На рис. 11.16б, также в дельте фронтальной зоны тропосферы, изотермы с осью сжатия образуют угол меньше 45° . В этом случае расходящееся поле течений приводит уже к разрежению изотерм вдоль оси сжатия: с одной стороны (выше оси) изотермы поднимаются на север, а с другой (ниже оси) – опускаются на юг.

Данное термобарическое поле является благоприятным для фронтотиза.

Из условий кинематики тропосферного фронтотиза и фронтотиза следует:

- Тропосферный фронтотиз имеет место в системе сходящихся изогипс при углах адвекции меньше 45° и в системе расходящихся изогипс при углах адвекции больше 45° ;
- Тропосферный фронтотиз имеет место в системе сходящихся изогипс при углах адвекции больше 45° и в системе расходящихся изогипс при углах адвекции меньше 45° .

11.10.2. Динамические изменения давления, обусловленные структурой термобарического поля тропосферы

Нельзя забывать, что структура термобарического поля определяет динамический рост или падение давления. Кинематические условия фронтогенеза характеризуют одновременно и условия динамического роста давления, а условия фронтолиза – условия динамического падения давления.

Динамические изменения давления обуславливают эволюцию барического поля, выражающуюся в углублении или заполнении циклонов и ложбин, усилении и разрушении антициклонов и гребней.

Формулу для локального изменения во времени давления можно записать в следующем виде, используя обозначения натуральной системы координат (рис. 11.17):

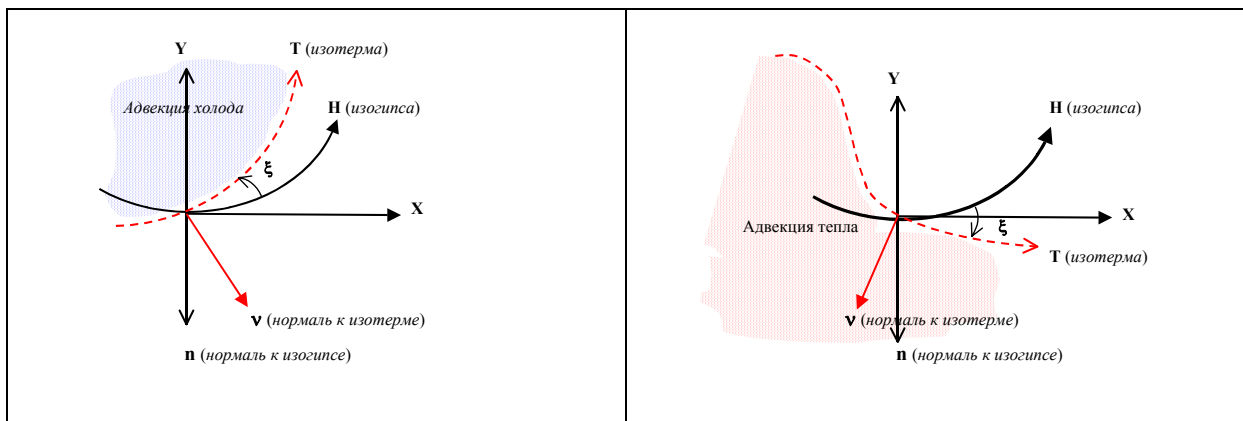


Рис. 11.17. Взаимное расположение изогипс и изотерм при адвекции холода (слева) и тепла и обозначения осей в натуральной системе координат

(ось X – касательная к изогипсе H, обозначается S, ось Y направлена в сторону убывания H – противоположно направлению нормали n, T – изотерма, v – нормаль к изотерме, направлена в сторону более высоких температур воздуха)

В натуральной системе приняты следующие обозначения:

$$\mathbf{H}_n = \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial y} = -\frac{\partial \mathbf{H}}{\partial n}, \quad \mathbf{H}_s = \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial x} = \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial s} = 0, \quad \mathbf{H}_{ns} = \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial y} = -\frac{\partial}{\partial s} \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial n},$$

$$\mathbf{H}_{nn} = \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial y^2} = \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial n^2}, \quad \mathbf{H}_{ss} = \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial s^2} = \kappa \mathbf{H}_n, \quad \mathbf{H}_{nns} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial y^2} \right) = \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial n^2} \right).$$

Здесь:

H_n – градиент геопотенциала, величина положительная,

H_s – изменение геопотенциала по потоку, величина, равная 0 ($H=\text{const}$),

H_{ns} – изменение градиента геопотенциала по потоку (при сходимости изогипс $H_{ns} > 0$, при расходимости $H_{ns} < 0$),

H_{nn} – изменение градиента по нормали к изогипсам (при сгущении изогипс в сторону высокого давления $H_{nn} > 0$, при сгущении изогипс в сторону низкого давления $H_{nn} < 0$),

H_{ss} – составляющая, учитывающая кривизну изогипс κ : при циклонической кривизне $H_{ss} = \kappa H_n > 0$ ($\kappa > 0$), при антициклонической – $H_{ss} = \kappa H_n < 0$ ($\kappa < 0$),

H_{nns} – изменение градиента геопотенциала по потоку и вдоль нормали.

Тогда в натуральной системе координат можно записать:

$$\frac{\partial P_0}{\partial t} = \left(\frac{\partial P_0}{\partial t}\right)_1 + \left(\frac{\partial P_0}{\partial t}\right)_2 = k_1 T_v H_n \sin \xi + k_2 T_v^2 [2H_{ns} \cos 2\xi - H_{nn} \sin 2\xi + \frac{H_n}{r} \sin 2\xi] \quad (11.10.1)$$

Где

$\left(\frac{\partial P_0}{\partial t}\right)_1 = k_1 T_v H_n \sin \xi$ – адвективное изменение давления у Земли по первому

приближению,

$\left(\frac{\partial P_0}{\partial t}\right)_2 = k_2 T_v^2 [2H_{ns} \cos 2\xi - H_{nn} \sin 2\xi + \frac{H_n}{r} \sin 2\xi]$ – динамическое изменение давления

по второму приближению.

k_1 и k_2 – положительные коэффициенты,

T_v – численное значение горизонтального градиента температуры $\left(\frac{\partial T}{\partial v}\right)$,

H_n – численное значение горизонтального градиента геопотенциала на поверхности AT_{700} ,

H_{ns} – изменение градиента геопотенциала (густоты изогипс) в направлении движения,

H_{nn} – изменение градиента геопотенциала в направлении нормали к изогипсам в сторону увеличивающихся значений геопотенциала,

r – радиус кривизны изогипс (положительный при циклонической кривизне изогипс, отрицательный при антициклонической),

Угол между изогипсами H и изотермами T обозначается ξ и отсчитывается от изогипсы к изотерме. При этом углы адвекции считаются положительными при отклонении изотерм влево от изогипс, что соответствует адвекции холода, и отрицательными, если изотермы отклоняются вправо от изогипс, что соответствует адвекции тепла.

- Динамическое изменение давления, как следует из формулы (11.10.1), зависит от квадрата горизонтального градиента температуры. Следовательно, интенсивность динамических изменений быстро возрастает с увеличением горизонтальных контрастов температуры.

- Динамическое изменение давления, кроме зависимости от квадрата горизонтального градиента температуры, определяется сходимостью или расходимостью изогипс, их сгущением или разрежением вдоль нормали, а также от их кривизны.

- Если структура термобарического поля тропосферы такова, что изогипсы пересекаются с изотермами под углами, меньшими 45° , то в области сходящихся изогипс всегда будет иметь место динамический рост давления, а в области расходящихся – динамическое падение давления.

- Если изогипсы пересекаются с изотермами под углами, большими 45° , то, наоборот, в области сходящихся изогипс будет иметь место динамическое падение давления, а в области расходящихся изогипс – динамический рост давления.

- Если изогипсы и изотермы пересекаются под углами, равными 45° , то динамическое изменение давления равно нулю как в области сходящихся, так и расходящихся изогипс.

- При параллельности изогипс и изотерм наибольший рост давления будет иметь место в области сходимости изогипс, наибольшее падение давления в области расходимости изогипс.

- При углах адвекции 90° наибольший рост давления происходит в области расходимости изогипс, наибольшее падение – в области сходимости изогипс.

- **Динамический рост давления всегда имеет место во входе фронтальной зоны при углах адвекции меньше 45° и в дельте при углах адвекции больше 45° .**

- **Динамическое падение давления имеет место во входе фронтальной зоны тропосферы при углах адвекции больше 45° и в дельте при углах адвекции меньше 45° .**

Тропосферный фронтогенез почти всегда сопровождается динамическим ростом давления, а тропосферный фронтолиз – динамическим падением давления.

Это очень важное обстоятельство, поскольку позволяет по структуре термобарического поля тропосферы делать качественные выводы о развитии синоптических процессов.

11.10.3. Оценка тропосферного фронтогенеза и фронтолиза

В качестве оценки тропосферного фронтогенеза и фронтолиза используются изменения горизонтальных температурных градиентов:

Различают индивидуальный и локальный фронтогенез и фронтолиз. Индивидуальным фронтогенезом (фронтолизом) называют увеличение (уменьшение) горизонтального градиента температуры в движущемся воздухе. Локальный фронтогенез (фронтолиз) характеризуется возрастанием (уменьшением) горизонтального градиента температуры в данной точке. Эволюцию фронтальных зон описывает индивидуальный фронтогенез (фронтолиз):

$$F_{\text{инд}} = \frac{d}{dt} \left(\frac{\partial T}{\partial v} \right), \text{ или более детально:}$$

$$\frac{\partial T}{\partial v} = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)^2},$$

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{\partial T}{\partial v} \right) = \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial T}{\partial v} + u \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial v} + v \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial v} + \tau \frac{\partial}{\partial p} \frac{\partial T}{\partial v},$$

при условии адиабатичности $\frac{dT}{dt} = \frac{\gamma_a}{\rho g} \tau$, принимая во внимание, что

$$\frac{\partial}{\partial x} \frac{\gamma_a}{\rho g} \approx 0, \quad \frac{\partial}{\partial y} \frac{\gamma_a}{\rho g} = 0,$$

получим:

$$\begin{aligned} F_{\text{инд}} = & -\frac{1}{T_v} \left[\left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)^2 \frac{\partial u}{\partial x} + \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)^2 \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial y} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right] + \\ & + \frac{1}{T_v} \left[\frac{\partial T}{\partial x} \tau \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\gamma_a}{\rho g} \right) + \frac{\partial T}{\partial y} \tau \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\gamma_a}{\rho g} \right) + \frac{\partial T}{\partial x} \tau \frac{(\gamma_a - \gamma)}{\rho g} \frac{\partial \tau}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial y} \tau \frac{(\gamma_a - \gamma)}{\rho g} \frac{\partial \tau}{\partial y} \right], \end{aligned} \quad (11.10.2)$$

т.е. индивидуальный фронтогенез характеризуется сочетанием полей движения и температуры: $F_{\text{инд}} = F_{\text{инд}_1} + F_{\text{инд}_2}$.

В первое слагаемое ($F_{\text{инд}_1}$) входят составляющие горизонтального движения воздуха (адвекция), а во второе слагаемое ($F_{\text{инд}_2}$) – вертикальные перемещения.

Рассмотрим каждое слагаемое выражения (11.10.1). Преобразуем первое слагаемое ($F_{\text{инд}_1}$) в соответствии с натуральной системой координат, используя геострофические

$$\text{соотношения: } \mathbf{u} = -\frac{\mathbf{g}}{\ell} \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial \mathbf{y}}, \quad \mathbf{v} = \frac{\mathbf{g}}{\ell} \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial \mathbf{x}}.$$

$$F_{\text{инд}_1} = -\frac{1}{T_v} \left[\left(\frac{\partial \Gamma}{\partial \mathbf{x}} \right)^2 \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \mathbf{x}} + \left(\frac{\partial \Gamma}{\partial \mathbf{y}} \right)^2 \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial \mathbf{y}} + \frac{\partial \Gamma}{\partial \mathbf{x}} \frac{\partial \Gamma}{\partial \mathbf{y}} \left(\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial \mathbf{x}} + \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \mathbf{y}} \right) \right], \quad (11.10.3)$$

$$F_{\text{инд}_2} = \frac{1}{T_v} \left[\frac{\partial \Gamma}{\partial \mathbf{x}} \tau \frac{\partial}{\partial \mathbf{x}} \left(\frac{\gamma_a}{\rho \mathbf{g}} \right) + \frac{\partial \Gamma}{\partial \mathbf{y}} \tau \frac{\partial}{\partial \mathbf{y}} \left(\frac{\gamma_a}{\rho \mathbf{g}} \right) + \frac{\partial \Gamma}{\partial \mathbf{x}} \frac{(\gamma_a - \gamma)}{\rho \mathbf{g}} \frac{\partial \tau}{\partial \mathbf{x}} + \frac{\partial \Gamma}{\partial \mathbf{y}} \frac{(\gamma_a - \gamma)}{\rho \mathbf{g}} \frac{\partial \tau}{\partial \mathbf{y}} \right]. \quad (11.10.4)$$

С учетом принятых в натуральной системе обозначений получим:

$$\begin{aligned} F_{\text{инд}_1} &= -\frac{1}{T_v} \left[\left(\frac{\partial \Gamma}{\partial \mathbf{x}} \right)^2 \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \mathbf{x}} + \left(\frac{\partial \Gamma}{\partial \mathbf{y}} \right)^2 \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial \mathbf{y}} + \frac{\partial \Gamma}{\partial \mathbf{x}} \frac{\partial \Gamma}{\partial \mathbf{y}} \left(\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial \mathbf{x}} + \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \mathbf{y}} \right) \right] = \\ &= -\frac{1}{T_v} \left\{ -\left(\frac{\partial \Gamma}{\partial \mathbf{x}} \right)^2 \frac{\partial}{\partial \mathbf{x}} \left(\frac{\mathbf{g}}{\ell} \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial \mathbf{y}} \right) + \left(\frac{\partial \Gamma}{\partial \mathbf{y}} \right)^2 \frac{\partial}{\partial \mathbf{y}} \left(\frac{\mathbf{g}}{\ell} \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial \mathbf{x}} \right) + \frac{\partial \Gamma}{\partial \mathbf{x}} \frac{\partial \Gamma}{\partial \mathbf{y}} \left[\frac{\partial}{\partial \mathbf{x}} \left(\frac{\mathbf{g}}{\ell} \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial \mathbf{x}} \right) - \frac{\partial}{\partial \mathbf{y}} \left(\frac{\mathbf{g}}{\ell} \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial \mathbf{y}} \right) \right] \right\} = \\ &= -\frac{1}{T_v} \left\{ \left(\frac{\partial \Gamma}{\partial \mathbf{x}} \right)^2 \frac{\mathbf{g}}{\ell} \left(\frac{\partial \mathbf{H}_n}{\partial \mathbf{s}} \right) - \left(\frac{\partial \Gamma}{\partial \mathbf{y}} \right)^2 \frac{\mathbf{g}}{\ell} \left(\frac{\partial \mathbf{H}_n}{\partial \mathbf{s}} \right) + \frac{\partial \Gamma}{\partial \mathbf{x}} \frac{\partial \Gamma}{\partial \mathbf{y}} \left[-\frac{\mathbf{g}}{\ell} \left(\frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial \mathbf{n}^2} \right) + \frac{\mathbf{g}}{\ell} \left(\frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial \mathbf{s}^2} \right) \right] \right\} = \quad (11.10.5) \\ &= -\frac{1}{T_v} \frac{\mathbf{g}}{\ell} \left\{ \mathbf{H}_{ns} \left[\left(\frac{\partial \Gamma}{\partial \mathbf{x}} \right)^2 - \left(\frac{\partial \Gamma}{\partial \mathbf{y}} \right)^2 \right] + \frac{\partial \Gamma}{\partial \mathbf{x}} \frac{\partial \Gamma}{\partial \mathbf{y}} (\kappa \mathbf{H}_n - \mathbf{H}_{nn}) \right\}. \end{aligned}$$

Кроме того, учитывая, что проекции T_v на соответствующие оси X и Y $\left(\frac{\partial \Gamma}{\partial \mathbf{x}}, \frac{\partial \Gamma}{\partial \mathbf{y}} \right)$

можно представить как

$$T_v = \frac{\partial \Gamma}{\partial \mathbf{v}}, \quad \sin \xi = \frac{\frac{\partial \Gamma}{\partial \mathbf{x}}}{T_v}, \quad \cos \xi = \frac{-\frac{\partial \Gamma}{\partial \mathbf{y}}}{T_v}, \quad \frac{\partial \Gamma}{\partial \mathbf{x}} = T_v \sin \xi, \quad \frac{\partial \Gamma}{\partial \mathbf{y}} = -T_v \cos \xi,$$

где ξ – угол между изогипсой H и изотермой T, отсчитываемый от изогипсы к изотерме (часовой стрелке – отрицательное направление, против часовой стрелки – положительное направление).

$$\begin{aligned}
F_{\text{инд}_1} &= -\frac{1}{T_v} \frac{g}{\ell} [H_{ns} (T_v^2 \sin^2 \xi - T_v^2 \cos^2 \xi) - (T_v \sin \xi)(T_v \cos \xi)(\kappa H_n - H_{nn})] = \\
&= T_v \frac{g}{\ell} [H_{ns} (\cos^2 \xi - \sin^2 \xi) + \sin \xi \cos \xi (\kappa H_n - H_{nn})] = \\
&= T_v \frac{g}{\ell} [H_{ns} (\cos 2\xi + \frac{1}{2} \sin 2\xi (\kappa H_n - H_{nn}))].
\end{aligned} \tag{11.10.6}$$

Преобразуем выражение для $F_{\text{инд}_2}$:

$$\begin{aligned}
F_{\text{инд}_2} &= \frac{1}{T_v} \left[\frac{\partial T}{\partial x} \tau \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\gamma_a}{\rho g} \right) + \frac{\partial T}{\partial y} \tau \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\gamma_a}{\rho g} \right) + \frac{\partial T}{\partial x} \frac{(\gamma_a - \gamma)}{\rho g} \frac{\partial \tau}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial y} \frac{(\gamma_a - \gamma)}{\rho g} \frac{\partial \tau}{\partial y} \right] = \\
&= \frac{1}{T_v} \left[\frac{\partial T}{\partial x} \tau \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\gamma_a R T}{g P} \right) + \frac{\partial T}{\partial y} \tau \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\gamma_a R T}{g P} \right) + \frac{\partial T}{\partial x} \frac{(\gamma_a - \gamma)}{\rho g} \frac{\partial \tau}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial y} \frac{(\gamma_a - \gamma)}{\rho g} \frac{\partial \tau}{\partial y} \right] = \\
&= \frac{1}{T_v} \left[T_v^2 \sin^2 \xi \left(\tau \frac{\gamma_a R}{g P} \right) + T_v^2 \cos^2 \xi \left(\tau \frac{\gamma_a R}{g P} \right) + T_v \sin \xi \frac{(\gamma_a - \gamma)}{\rho g} \frac{\partial \tau}{\partial x} + T_v \cos \xi \frac{(\gamma_a - \gamma)}{\rho g} \frac{\partial \tau}{\partial y} \right] = \\
&= T_v \tau \frac{\gamma_a R}{g P} (\sin^2 \xi + \cos^2 \xi) + \frac{(\gamma_a - \gamma)}{\rho g} \left(\frac{\partial \tau}{\partial x} \sin \xi - \frac{\partial \tau}{\partial y} \cos \xi \right) = T_v \tau \frac{\gamma_a R}{g P} + \frac{(\gamma_a - \gamma)}{\rho g} \frac{\partial \tau}{\partial v}
\end{aligned}$$

Таким образом

$$F_{\text{инд}_1} = T_v \frac{g}{\ell} [H_{ns} (\cos 2\xi + \frac{1}{2} \sin 2\xi (\kappa H_n - H_{nn}))], \tag{11.10.7}$$

$$F_{\text{инд}_2} = \frac{\gamma_a R}{g P} (T_v \tau + T \tau_v - \frac{\gamma}{\gamma_a} T \tau_v), \tag{11.10.8}$$

$$F_{\text{инд}} = T_v \frac{g}{\ell} [H_{ns} (\cos 2\xi + \frac{1}{2} \sin 2\xi (\kappa H_n - H_{nn}))] + \frac{\gamma_a R}{g P} (T_v \tau + T \tau_v - \frac{\gamma}{\gamma_a} T \tau_v) \tag{11.10.9}$$

Фронтотенез имеет место при $F_{\text{инд}} > 0$, или когда знаки всех членов данного выражения положительны.

Оценим вклад первого слагаемого $F_{\text{инд}_1}$ в соответствии с формулой (11.10.7).

Фронтотенез имеет место при $F_{\text{инд}_1} > 0$, т.е. когда $H_{ns} \cos 2\xi > 0$ и $\sin 2\xi (\kappa H_n - H_{nn}) > 0$, что отмечается:

- Без учета адвекции ($H_{ns} \cos 2\xi > 0$) при сходимости изогипс ($H_{ns} > 0$) и $\cos 2\xi > 0$, т.е. при $|\xi| < 45^\circ$, либо при расходимости изогипс ($H_{ns} < 0$) и $\cos 2\xi < 0$, т.е. при $|\xi| > 45^\circ$.

• При адвекции тепла, когда $\sin 2\xi(\kappa H_n - H_{nn}) > 0$, т.е. когда $\sin 2\xi < 0$, $(\kappa H_n - H_{nn}) < 0$ при $\kappa < 0$ (антициклоническая кривизна) и при сгущении изогипс в сторону высокого давления ($H_{nn} > 0$).

• При адвекции холода, когда $\sin 2\xi > 0$, $(\kappa H_n - H_{nn}) > 0$, т.е. при $\kappa > 0$ (циклоническая кривизна) и при сгущении изогипс в сторону низкого давления ($H_{nn} < 0$).

Фронтотиз имеет место при $F_{инд_1} < 0$, или когда знаки всех членов выражения отрицательны.

Первое слагаемое $F_{инд_1} < 0$, когда $H_{ns} \cos 2\xi < 0$ и $\sin 2\xi(\kappa H_n - H_{nn}) < 0$, что имеет место:

• Без учета адвекции при сходимости изогипс ($H_{ns} > 0$) и $\cos 2\xi < 0$, т.е. при $|\xi| > 45^\circ$, либо при расходимости изогипс ($H_{ns} < 0$) и $\cos 2\xi > 0$, т.е. при $|\xi| < 45^\circ$.

• При адвекции тепла, т.е. когда $\sin 2\xi < 0$, $(\kappa H_n - H_{nn}) > 0$ при $\kappa > 0$ (циклоническая кривизна) и при сгущении изогипс в сторону низкого давления ($H_{nn} < 0$).

• При адвекции холода, когда $\sin 2\xi > 0$, $(\kappa H_n - H_{nn}) < 0$ при $\kappa < 0$ (антициклоническая кривизна) и при сгущении изогипс в сторону высокого давления ($H_{nn} > 0$).

Если знаки первого и второго слагаемых противоположны, предпочтение отдается обычно первому слагаемому, вклад которого более значителен.

Чтобы оценить зависимость фронтотиза и фронтотиза от вертикальных движений воздуха $F_{инд_2}$ (11.10.3), целесообразно провести некоторые преобразования.

Направим ось X вдоль изотермы, тогда $\frac{\partial T}{\partial x} = 0$, $\frac{\partial T}{\partial y} = -T_v$. Поскольку $\rho = \frac{P}{RT}$, то при $\gamma_a = \text{const}$ (вдоль рассматриваемой изобарической поверхности), формула (11.10.8) примет вид:

$$F_{инд_2} = \tau T_v \gamma_a \frac{R}{Pg} + \frac{\gamma_a - \gamma}{g\rho} \frac{\partial \tau}{\partial v} \quad (11.10.10)$$

Таким образом, фронтогенез (фронтолиз) зависит от $(\gamma_a - \gamma)$, τ и её изменения вдоль нормали к изотермам $\frac{\partial \tau}{\partial v}$, а также от величины контраста температуры воздуха T_v .

Первое слагаемое выражения (11.10.10) показывает, что фронтогенезу благоприятствуют нисходящие движения $\tau > 0$, фронтолизу – восходящие $\tau < 0$, и вклад данного слагаемого тем значимее, чем больше контраст температуры воздуха T_v .

Что касается второго слагаемого, то обычно $(\gamma_a - \gamma) > 0$, следовательно, фронтогенезу благоприятствует возрастание скорости восходящих движений ($\tau < 0$) в сторону холодного воздуха или возрастание нисходящих движений ($\tau > 0$) в сторону тёплого воздуха.

Фронтогенез обычно имеет один и тот же знак в более или менее мощном слое атмосферы. В синоптической практике о фронтогенезе (фронтолизе) судят по изменениям со временем контраста средней температуры слоя между поверхностями, обычно – между 1000 гПа и 500 гПа.

Для этой цели служит прямоугольная палетка с шагом h . Индивидуальный фронтогенез, обусловленный горизонтальными движениями воздуха, определяется по рабочей формуле:

$$F_1 = \frac{1}{\ell h^3} (H_6 + H_8 - H_6 - H_7) + (T_4 - T_2),$$

где H и T – геопотенциал (гп. дам) и температура на данной изобарической поверхности, ℓ – параметр Кориолиса.

Локальный фронтогенез (фронтолиз) определяется теми же факторами, что и индивидуальный, кроме того, ещё и знаком и величиной изменения контраста температуры воздуха в направлении потока:

$$\frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\partial T}{\partial v} \right).$$

Кроме рассмотренных выше условий индивидуального фронтогенеза (фронтолиза), для локального фронтогенеза (фронтолиза) благоприятствующим является уменьшение (увеличение) контраста температуры воздуха по направлению потока.

11.10.4. Приземный фронтогенез и фронтолиз

Приземный фронтогенез (фронтолиз) есть процесс увеличения (уменьшения) горизонтальных градиентов температуры в перемещающемся объёме воздуха. Он обусловлен

соответственно сходимостью или расходимостью воздушных течений в приземном слое, где вследствие трения о земную поверхность фактический ветер отклоняется от градиентного в сторону низкого давления.

Если тропосферный фронтогенез (фронтотиз) происходит в значительной толще тропосферы и определяется структурой среднего термобарического поля, то приземный фронтогенез (фронтотиз) определяется структурой термобарического поля у поверхности Земли, охватывая лишь самые нижние слои атмосферы.

Существование приземных фронтов связано с приземным фронтогенезом. Приземный фронтогенез приводит к разрывам температуры воздуха у поверхности Земли.

- При циклонической кривизне изобар (барическая ложбина) вследствие сходимости течений приземного ветра осуществляется фронтогенез. Наибольшая сходимость течений наблюдается вдоль оси ложбины, где имеет место наибольшая циклоническая кривизна изобар и где обычно располагается приземный фронт. Здесь приземный фронт может только обостряться (фронтогенез).

- При антициклонической кривизне изобар (барический гребень) вследствие расходимости течений приземного ветра осуществляется фронтотиз. Наибольшая расходимость течений наблюдается вдоль оси гребня, где имеет место наибольшая антициклоническая кривизна изобар. Здесь приземный фронт может только размываться (фронтотиз).

- В поле квазипрямолинейных изобар, когда фронт находится на периферии области низкого давления, фронтогенез и фронтотиз обусловлены неравномерным распределением скорости переноса по обе стороны от атмосферного фронта. В зоне сгущения изобар скорость ветра наибольшая, и, соответственно, а в области разреженных изобар – наименьшая.

Если скорость переноса увеличивается в сторону высокого давления, т.е. в ту сторону, откуда направлен поток, изотермы слева от фронта по направлению изобар (со стороны низкого давления), ввиду малых скоростей, не успевают существенно переместиться до того, как к ним с другой стороны фронта приблизятся новые изотермы. Фронт обостряется, т.е. имеет место приземный фронтогенез (*рис. 11.18a*).

Если скорость течений уменьшается в сторону высокого давления, изотермы слева от фронта по направлению изобар (со стороны низкого давления), ввиду больших скоростей, перемещаются быстрее, чем успевают приблизиться новые изотермы со стороны высокого давления, и фронт размывается (приземный фронтотиз, *рис. 11.17b*).

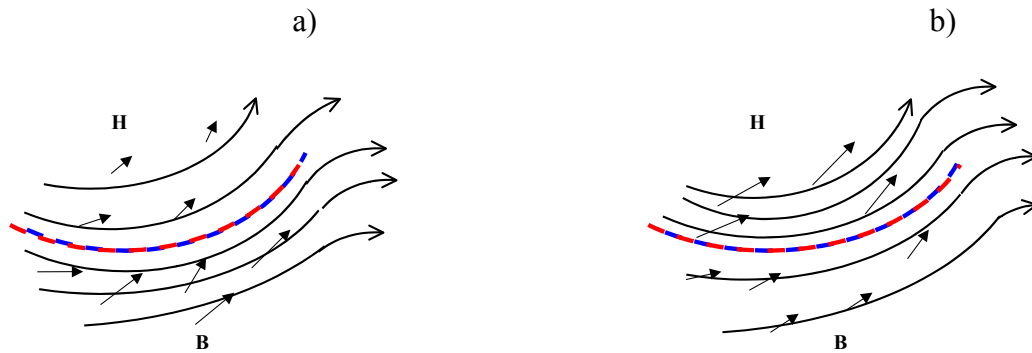


Рис. 11.18. Приземный фронтогенез (а) и фронтолиз (б)
на периферии области низкого давления

Аналогично будут происходить процессы обострения и размывания фронта по обе стороны на периферии циклона при неравномерном распределении градиента давления в нём.

- Если изотермы у поверхности Земли пересекаются с циклонически изогнутыми изобарами (в барической ложбине), то возникает сходящаяся система течений, приводящая к приземному фронтогенезу. Происходящее при этом сближение изотерм у поверхности Земли может вызвать возникновение нового или обострение уже существующего фронта.

- Если изотермы у поверхности Земли пересекаются с антициклонически изогнутыми изобарами (барический гребень), то возникает расходящаяся система течений, приводящая к приземному фронтолизу. Происходящее при этом разрежение приземных изотерм вдоль линии фронта приводит к размыванию уже существующего фронта.

- Если изотермы и изобары у поверхности Земли параллельны между собой, то при уменьшении скорости ветра в сторону высокого давления, возникающее разрежение изотерм приводит к приземному фронтолизу, при увеличении скорости переноса в сторону высокого давления возникающее сгущение изотерм в области фронта приводит к приземному фронтогенезу.

Примечания к главе 11

1. Пассаты – воздушные течения в тропосфере, захватывающие большие пространства океанов между 25-30 ° широты и экватором в каждом полушарии на обращенных к экватору перифериях субтропических антициклонов. Вертикальная мощность пассата увеличивается с убыванием географической широты – на 30-35 °с.ш. она невелика, а, начиная с 25 °с.ш. летом и от не-

скольких градусов с.ш. зимой, пассат распространяется не только на всю тропосферу, но и на вышележащую стратосферу.

Пассаты отличаются большой устойчивостью направления ветра в течение года. В слое трения на основное восточное направление пассата (первичный пассат) налагаются составляющие, направленные к экватору. Поэтому преобладающее направление пассата в северном полушарии – северо-восточное (северо-восточный пассат), в южном – юго-восточное (юго-восточный пассат).

В некоторых областях тропиков, особенно над материками и вблизи них, пассаты дуют в течение одного полугодия, а в другом полугодии заменяются преобладающим западным переносом воздуха. Такая система течений с сезонной сменой преобладающего переноса воздушных масс носит название “тропических муссонов”.

В восточных частях субтропических антициклонов составляющая, направленная к экватору, наблюдается и над уровнем трения. В западных частях антициклонов, напротив, наблюдается составляющая, направленная от экватора.

Пассаты двух полушарий сходятся во внутритропической зоне конвергенции.

2. Внутритропическая зона конвергенции (ВЗК) – синоним тропического фронта. Воздушные массы, южного и северного пассата вблизи экватора не отличаются существенно по своим свойствам. Здесь тропический фронт является только зоной сходимости линий тока в поле ветра, обычно, в слое трения, поэтому в настоящее время используется термин “ВЗК”, вместо употребляемого ранее термина “тропический фронт”, введенного норвежской Бергенской школой. При удалении от экватора, особенно над сушей, ВЗК проявляется в виде резко выраженного тропического фронта с существенными температурными контрастами.

В ВЗК большое развитие получают конвективные облака с обильными осадками, шквалами. Здесь возникают также и тропические циклоны. В барическом поле ВЗК соответствует экваториальная депрессия. В течение года ВЗК меняет свое положение, смещаясь в то полушарие, в котором лето. Над Атлантическим океаном и на востоке Тихого океана она остается в северном полушарии в течение всего года.

3. Фён – сухой и тёплый ветер, неперiodически дующий по склонам гор в долины. Фён возникает, если на пути воздушного потока располагается орографическое препятствие, и воздух опускается на наветренном его склоне. Процесс нисходящего движения при фёне близок к сухоадиабатическому. Нисходящее движение осуществляется так быстро, что существенного притока тепла извне путем турбулентности или радиации не происходит.

Фёны наблюдаются на Кавказе, в Альпах, Южном берегу Крыма, Средней Азии, на Курилах. Повышение температуры воздуха при Крымском фёне может достигать 10-14 °С за 8-10 ч, относительная влажность может за это же время понизиться с 95% до 16%.

4. Бора является разновидностью фёна, но с резко отличными от него свойствами. Бора – это холодный ветер, с большой скоростью дующий вниз по горным склонам в некоторых районах, особенно, где охлаждённый зимой материк круто обрывается к тёплому морю. Бора в зимнее время приносит значительное похолодание.

Бора наблюдается на Черноморском побережье у Новороссийска, на берегах Байкала, на Новой Земле. Близки к боре мистраль в южной Франции, бакинский норд. Низкая температура боры объясняется тем, что горы невысоки и динамическое прогревание невелико, а первоначальная температура переваливающего воздуха очень низка – гораздо ниже, чем температура местного воздуха, занимавшего до боры данный район. Для боры характерны сильные ветры (например, в Новороссийске при боре скорости ветра в половине случаев более 20 м/с, а максимальная – более 40 м/с). Холодный воздух падает вниз в силу своей повышенной плотности, вытесняя тёплый воздух, располагающийся со стороны моря. Вертикальный температурный градиент при боре достигает сверхadiaбатических значений.

В тёплое время года бора может наблюдаться без понижения температуры или даже с повышением, принимая характер фёна.