

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

06
Т78

Т Р У Д Ы
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ
ОБСЕРВАТОРИИ
имени А. И. Воейкова

ВЫПУСК 28(90)

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ

Под редакцией
канд. физ.-мат. наук
Е. С. СЕЛЕЗНЕВОЙ

БИБЛИОТЕКА
ЛЕНИНГРАДСКОГО
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1951

О МЕХАНИЗМЕ СВЯЗИ МЕЖДУ ТРОПОСФЕРОЙ И ВЕРХНИМИ СЛОЯМИ АТМОСФЕРЫ

Представление о том, что погодообразующие процессы, создающиеся прежде всего под действием земной поверхности (общая циркуляция и барические возмущения — циклоны и антициклоны), имеют место только в нескольких нижних километрах атмосферы — тропосфере, по видимому, нужно считать устаревшим и неверным.

Сложиться такое представление могло только под влиянием ограниченности возможностей экспериментального исследования верхних слоев атмосферы.

Действительно, на основании каких физических соображений следует считать, что динамические процессы, вызванные действием земной поверхности и простирающиеся в горизонтальном направлении на тысячи километров, в вертикальном направлении должны ограничиваться только несколькими километрами? Естественно было бы думать, что они распространяются значительно дальше, на десятки, а может быть, и сотни километров вверх.

За большую достоверность такой точки зрения, а не обратной, говорит и то обстоятельство, что верхние слои атмосферы не отстают от вращения земной поверхности и нижних слоев. Об этом говорят наблюдения над направлением ветра в верхних слоях [12], а также теоретические соображения. Следовательно, некоторая область атмосферы, простирающаяся до очень больших высот, может находиться длительное время под влиянием обширного участка земной поверхности, воспринимаемая и реагируя на все его воздействия.

Малая плотность воздуха в верхних слоях также говорит в пользу возможности воздействия на них процессов, происходящих в тропосфере. Энергия, которая должна быть передана каким-то механизмом снизу вверх, — невелика: кинетическая энергия динамических возмущений в верхних слоях значительно меньше кинетической энергии динамических возмущений в тропосфере, так как плотность воздуха в верхних слоях значительно меньше плотности воздуха в тропосфере. На высоте 60 км плотность в 10^4 раз, а на высоте 100 км в 10^6 раз меньше, чем у земной поверхности.

Следует ожидать, что чем мощнее процессы в тропосфере, чем большую площадь земной поверхности они охватывают и чем они длительнее, тем сильнее должно быть их влияние на верхние слои, тем выше они должны распространяться и тем большее время там проявляться.

Какие же имеются экспериментальные данные, подтверждающие высказанные здесь соображения?

О существовании общей циркуляции в верхних слоях атмосферы говорят наблюдения над ветром в этих слоях с помощью различных методов (шары-пилоты, метеорные следы и т. д.). Анализируя эти наблюдения, В. В. Федынский [10] приходит к выводу, что слои атмосферы от 30 до 100 км образуют сложную систему воздушных течений, которую можно схематически изобразить как систему стратосферного пассата и антипассата, нарушаемую вихревыми циркуляциями. Граница

раздела двух господствующих течений находится на высоте 82—83 км. Но из-за отсутствия достаточных данных схему общей циркуляции в различных слоях атмосферы вряд ли можно рассмотреть теоретически.

В отношении циклонов и антициклонов положение иное.

Во-первых, имеются данные статистических обработок наблюдений над температурой и давлением на различных уровнях в циклонах и антициклонах. П. Н. Тверской [9] приводит данные о распределении температуры в циклонах и антициклонах до уровня тропопаузы. А. Б. Калиновский [5] дает распределение давления и температуры в циклонах и антициклонах до высоты 20 км. Такие же данные можно найти у других авторов.

Ограниченность наблюдений уровнем 20 км объясняется, прежде всего, тем, что потолок применяемых для их получения зондов и радиозондов ограничен этой высотой.

Если бы была возможность получить сообщения о температуре и давлении над тропосферными циклонами и антициклонами с более высоких уровней, то вполне возможно, что таким путем было бы обнаружено воздействие тропосферных динамических возмущений и на эти уровни.

Во-вторых, можно привести другие данные, наблюдения и соображения, которые позволяют выяснить механизм связи тропосферных циклонов и антициклонов с верхними слоями атмосферы. Оказывается возможным показать преобладающую роль тропосферных процессов в общем развитии возмущения, а также наметить возможное влияние процессов в верхних слоях на изменение давления в тропосферных циклонах и антициклонах.

Выяснению этого механизма и посвящена настоящая работа. Все необходимые экспериментальные данные будут приводиться ниже, по мере надобности.

Здесь следует отметить, что циклоническое движение воздуха в верхних слоях, на уровнях 75—85 км, наблюдалось непосредственно: изучение серии фотоснимков серебристых облаков, полученных 29, VI 1936 г., позволило обнаружить наличие вращательного движения циклонического типа со скоростью 29—34 м/сек., охватывающего площадь около 50 000 км² над Северным Краем.

Кроме того, большие скорости ветра (50—100 м/сек.) также заставляют думать, что в верхней атмосфере должны существовать местные центры повышенного и пониженного давления. Эту мысль можно найти у В. В. Федынского [10], Г. О. Зайтшикова и В. А. Бронштэна [4].

Относительно тропосферных циклонов известно следующее. В развитии циклона можно различить в основном две стадии: 1) волновую — циклон имеет теплый сектор, его углубление происходит главным образом за счет адвективных причин, 2) вихревую — начало этой стадии можно отнести к началу окклюдирования циклонов; циклон в этой стадии углубляется за счет динамических процессов, связанных с вытеснением вверх теплого воздуха и освобождением энергии влажностной неустойчивости.

Вертикальная мощность циклона зависит от стадии его развития и растет с возрастом циклона. В стадии фронтальной волны барическая депрессия ограничивается самыми нижними километрами тропосферы. По мере завихривания и углубления циклона его вертикальная мощность к моменту окклюзии достигает нижних слоев стратосферы.

В стадии окклюзии возмущение уже настолько хорошо выражено в верхней тропосфере, что на уровне σ_1 имеются замкнутые циклонические линии тока и, следовательно, замкнутые циклонические изобары; центр депрессии на уровне σ_1 теперь почти совпадает с нижним центром возмущения, т. е. наклон оси циклона становится круче [11].

Окклюзия происходит при достаточно сильном падении давления у земной поверхности [7].

Циклон в этой стадии малоподвижен.

Тропопауза и с нею нижняя стратосфера всасываются вниз над циклоном, чтобы восстановить статическое равновесие, нарушенное противогradientным

выбрасыванием воздуха из углубляющегося циклона в тропосфере на уровнях 5—8 км [11].

Высота тропопаузы снижается по мере развития циклона и к моменту окклюзии или после него достигает особенно низких значений [11]. Сначала это снижение происходит за счет меридиональной адвекции более низкой тропопаузы с севера, а во второй стадии происходит динамическое всасывание тропопаузы.

Исходя из данных о коэффициенте корреляции между давлением на различных уровнях и высотой тропопаузы, можно предположить, что тропосферные процессы оказывают более сильное влияние на высоту тропопаузы, чем стратосферные: коэффициент корреляции между H и p_{10} 0,64, между H и p_8 0,71, наибольшая корреляция существует между H и p_5 .

В вихревой стадии температура в тропосфере понижается, а в нижней стратосфере растет.

Наиболее глубокие циклоны большей частью уже окклюзированы и поэтому могут рассматриваться как холодные тропосферные вихри [11]. После окклюзии барическая депрессия заполняется, и циклон затухает [11].

В антициклоне происходят динамические процессы противоположного направления: вертикальные скорости направлены вниз, давление растет, тропопауза поднимается.

Поставим перед собой задачу: выяснить, каким образом для вихревого циклона (или антициклона) изменяются со временем значения метеорологических элементов на различных уровнях в атмосфере, если известно их изменение во времени у земной поверхности. Другими словами, попытаемся получить теоретическим путем изменение во времени состояния воздуха на разных высотах по заданным изменениям его состояния у земной поверхности для случая вихревого циклона. Очевидно, при правильном решении задачи полученные результаты должны быть близки к данным П. Н. Тверского, А. Б. Калиновского и др. Совпадение теоретических и экспериментальных результатов будет служить критерием удовлетворительного соответствия предлагаемой ниже модели нестационарного циклона (антициклона) действительным процессам в атмосфере.

Рассмотрим систему уравнений гидро- и термодинамически при следующих предположениях, отражающих основные черты циклона (антициклона) в вихревой стадии развития: изобары круговые, циклон неподвижен, ось его вертикальна, процесс нестационарен и протекает адиабатически.

Тогда в цилиндрической системе координат уравнения движения будут иметь такой вид:

$$\frac{\partial V_r}{\partial t} + V_r \frac{\partial V_r}{\partial r} - \frac{V_\varphi^2}{r} + \frac{w}{H} \frac{\partial V_r}{\partial \zeta} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} + lV_\varphi, \quad (1)$$

$$\frac{\partial V_\varphi}{\partial t} + V_r \frac{\partial V_\varphi}{\partial r} + \frac{V_r V_\varphi}{r} + \frac{w}{H} \frac{\partial V_\varphi}{\partial \zeta} = -lV_r, \quad (2)$$

$$-\frac{1}{\rho H} \frac{\partial p}{\partial \zeta} - g = 0. \quad (3)$$

Уравнение неразрывности:

$$\frac{\partial V_r}{\partial r} + \frac{V_r}{r} + \frac{1}{H} \frac{\partial w}{\partial \zeta} = 0. \quad (4)$$

Уравнение притока тепла:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + V_r \frac{\partial \theta}{\partial r} + \frac{w}{H} \frac{\partial \theta}{\partial \zeta} + \Gamma w - \frac{A}{c_p \rho} \left(V_r \frac{\partial p}{\partial r} + \frac{\partial p}{\partial t} \right) = 0. \quad (5)$$

Здесь размерная вертикальная координата z заменена безразмерной координатой ζ :

$$\zeta = \frac{z}{H},$$

где H — толщина рассматриваемого слоя (в нашей задаче это высота тропопаузы); V_r , V_φ , w — составляющие скорости по радиусу, по касательной к изобаре и вертикальная; ρ и p — плотность и давление; ϑ — отклонение температуры от начального, (невозмущенного значения); $\Gamma = \gamma_a + \frac{\partial T}{\partial z}$ (здесь γ_a — адиабатический градиент температуры и T — температура невозмущенной атмосферы); A — термический эквивалент работы; c_p — удельная теплоемкость при постоянном давлении; $l = 2\omega' \sin \psi$; ψ — географическая широта, ω' — угловая скорость вращения земли; t — время.

Чтобы проинтегрировать эту систему уравнений до конца, зададим вертикальную скорость w в виде:

$$w = a\zeta(1 - \alpha\zeta)f(t). \quad (6)$$

Здесь $f(t)$ — некоторая функция времени.

Зависимость w от ζ задается явно, так как ее можно обосновать физически: у земной поверхности w должно равняться нулю, выше w принимает положительные значения, но на тропопаузе она отрицательна, так как тропопауза над циклоном опускается. Поэтому можно считать, что в слое, непосредственно прилегающем к тропопаузе снизу, вертикальная скорость тоже отрицательна. Следовательно, в верхней тропосфере w переходит через нуль. Из этого условия и определяется коэффициент α , который может изменяться в довольно узких пределах, так как значение ζ , при котором w обращается в нуль, во всяком случае больше 0,5 и меньше единицы.

Зависимость w от r не учитывается, так как эта зависимость имела бы весьма произвольный вид. Относительно нее можно только сказать, что на каком-то расстоянии от центра циклона w обращается в нуль. Рассмотрение зависимости w от r заставило бы ввести новые параметры, выбор численных значений которых был бы произвольным. Это не улучшило бы полученные результаты, но усложнило бы выкладки. Поэтому учет зависимости w от r нецелесообразен. В таком виде, как оно задано, w удовлетворительно представляет условия в центральной области циклона, где можно считать w не зависящим от r .

Аналитический вид функции $f(t)$ знать не нужно, как это будет видно из дальнейшего.

Значение коэффициента a и необходимые для расчетов характеристики функции $f(t)$ определяются из начальных и граничных условий.

H — высота тропопаузы; она принимается не зависящей от t и r . Первое можно сделать потому, что смещение тропопаузы над циклоном в стадии завихривания за несколько часов равно 1—2 км, что составляет сравнительно небольшую долю от высоты самой тропопаузы. Поэтому, если за H принять среднюю высоту тропопаузы, то ее можно считать независящей от t . Второе предположение относительно H справедливо для центральной области циклона.

Теперь приступим к решению выписанной системы уравнений.

Из уравнения (4) найдем:

$$V_r = -\frac{ar}{2r^2}(1 - 2\alpha\zeta)f(t).$$

Произвольная функция, появляющаяся в результате интегрирования этого уравнения, должна быть тождественно равна нулю, так как $V_r = 0$ при $r = 0$.

Из уравнения (2) найдем V_φ ; для этого перепишем его таким образом:

$$\frac{1}{V_r} \frac{\partial V_\varphi}{\partial t} + \frac{\partial V_\varphi}{\partial r} + \frac{V_\varphi}{r} + \frac{1}{H} \frac{w}{V_r} \frac{\partial V_\varphi}{\partial \zeta} + l = 0.$$

Присоединяем сюда систему характеристических уравнений в частных производных:

$$\frac{dt}{V_r} = dr - \frac{d\zeta}{\frac{1}{H} \frac{\omega}{V_r}} = - \frac{dV_\varphi}{\frac{V}{r} + t}.$$

Ее интегралы:

$$C_1 = 2r^2\zeta(1 - \alpha\zeta),$$

$$C_2 = \frac{1 - \alpha\zeta}{\zeta} e^F; \quad \text{здесь } F = \frac{a}{H} \int f(t) dt,$$

$$C_3 = rV_\varphi + \frac{1}{2}lr^2.$$

Функцию V_φ при $t=0$ найдем из уравнения (1):

$$V_\varphi^2 + lrV_\varphi - rV_r \frac{\partial V_r}{\partial r} - r \frac{\omega}{H} \frac{\partial V_r}{\partial \zeta} - \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} - r \frac{\partial V_r}{\partial t} = 0 \Big|_{t=0},$$

отсюда

$$V_\varphi|_{t=0} = -\omega r + \sqrt{\omega^2 r^2 + k}.$$

Здесь

$$\omega = \omega' \sin \psi = \frac{l}{2},$$

$$k = \left(\frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} + r \frac{\omega}{H} \frac{\partial V_r}{\partial \zeta} + rV_r \frac{\partial V_r}{\partial r} + r \frac{\partial V_r}{\partial t} \right) \Big|_{t=0}.$$

Найдем значения интегралов, соответствующие моменту $t=0$:

$$\bar{C}_1 = 2r^2\zeta(1 - \alpha\zeta),$$

$$\bar{C}_2 = \frac{1 - \alpha\zeta}{\zeta},$$

$$\bar{C}_3 = rV_\varphi|_{t=0} + \omega r^2.$$

Выразим значения ζ , r и V_φ , соответствующие моменту $t=0$, через \bar{C}_1 , \bar{C}_2 , \bar{C}_3 :

$$\zeta = \frac{1}{\bar{C}_2 + \alpha},$$

$$r = (\bar{C}_2 + \alpha) \sqrt{\frac{\bar{C}_1}{2\bar{C}_2}},$$

$$V_\varphi = \frac{\bar{C}_3}{r} - \omega r = \frac{\bar{C}_3}{(\bar{C}_2 + \alpha) \sqrt{\frac{\bar{C}_1}{2\bar{C}_2}}} - \omega (\bar{C}_2 + \alpha) \sqrt{\frac{\bar{C}_1}{2\bar{C}_2}}.$$

Подставляя эти значения в выражение для функции $V_\varphi|_{t=0}$, получим нужную нам связь между интегралами \bar{C}_1 , \bar{C}_2 , \bar{C}_3 :

$$\frac{\bar{C}_3}{(\bar{C}_2 + \alpha) \sqrt{\frac{\bar{C}_1}{2\bar{C}_2}}} = \sqrt{\frac{\omega^2 \bar{C}_1 (\bar{C}_2 + \alpha)^2}{2\bar{C}_2}} + k.$$

При $t=0$:

$$\frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} = (\bar{C}_2 + \alpha) \sqrt{\frac{\bar{C}_1}{2\bar{C}_2} \cdot q}.$$

Здесь

$$q = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial p}{\partial r} \right)_{t=0}$$

есть функция от ζ и r ;

$$r \frac{\omega}{H} \frac{\partial V_r}{\partial \zeta} = \alpha \frac{a^2}{H^2} r^2 \zeta (1 - \alpha \zeta) = \frac{a^2 \alpha \bar{C}_1}{2H^2};$$

$$r V_r \frac{\partial V_r}{\partial r} = \frac{a^2 r^2}{4H^2} (1 - 2\alpha \zeta)^2 = \frac{a^2}{4H^2} \frac{C_1 (\bar{C}_2 + \alpha)^2}{2\bar{C}_2} \left(1 - \frac{2\alpha}{\bar{C}_2 + \alpha} \right)^2 = \frac{a^2}{8H^2} \frac{\bar{C}_1}{\bar{C}_2} (\bar{C}_2 - \alpha)^2;$$

$$r \frac{\partial V_r}{\partial t} = -\frac{a}{2H} r^2 (1 - 2\alpha \zeta) \left(\frac{df}{dt} \right)_{t=0} = -\frac{a}{4H} \frac{\bar{C}_1}{\bar{C}_2} (\bar{C}_2^2 - \alpha^2) \left(\frac{df}{dt} \right)_{t=0}.$$

Поэтому

$$\bar{C}_3 = \sqrt{A + B - D},$$

где

$$A = \left(\omega^2 + \frac{a^2}{4H^2} \right) \frac{\bar{C}_1^2}{\bar{C}_2^2} (\bar{C}_2 + \alpha)^4,$$

$$B = q (\bar{C}_2 + \alpha)^3 \frac{\bar{C}_1}{2\bar{C}_2} \sqrt{\frac{\bar{C}_1}{2\bar{C}_2}},$$

$$D = \frac{a}{8H} \frac{\bar{C}_1^2}{\bar{C}_2^2} (\bar{C}_2^2 - \alpha^2) (\bar{C}_2 + \alpha)^2 \left(\frac{df}{dt} \right)_{t=0}.$$

Это же соотношение справедливо при любом t :

$$r V_\varphi + \omega r^2 = \sqrt{A' + B' - D'},$$

где

$$A' = \left(\omega^2 + \frac{a^2}{4H^2} \right) r^4 \zeta^4 e^{-2F} \left(\frac{1 - \alpha \zeta}{\zeta} e^F + \alpha \right)^4,$$

$$B' = q \left(\frac{1 - \alpha \zeta}{\zeta} e^F + \alpha \right)^3 r^3 \zeta^3 e^{-1.5F},$$

$$D' = \frac{a}{2H} r^4 \zeta^4 e^{-2F} \left(\frac{1 - \alpha \zeta}{\zeta} e^F + \alpha \right)^3 \left(\frac{1 - \alpha \zeta}{\zeta} e^F - \alpha \right) \left(\frac{df}{dt} \right)_{t=0}.$$

Отсюда:

$$V_\varphi = -\omega r + \frac{1}{r} \sqrt{A' + B' - D'}.$$

Для стационарных условий и при отсутствии вертикальных движений будем иметь обычное выражение для градиентного ветра при круговых изобарах:

$$V = -\omega r + \sqrt{\omega^2 r^2 + q r}.$$

Теперь найдем выражение для давления. Из уравнения (1) получим:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} = l V_\varphi + \frac{V_\varphi^2}{r} - \frac{\partial V_r}{\partial t} - V_r \frac{\partial V_r}{\partial r} - \frac{\omega}{H} \frac{\partial V_r}{\partial \zeta}.$$

Так как

$$lV_{\varphi} + \frac{V_{\varphi}^2}{r} = -\omega^2 r + \frac{A' + B' - D'}{r^3}$$

и

$$\frac{\omega}{H} \frac{\partial V_r}{\partial \zeta} + V_r \frac{\partial V_r}{\partial r} = \frac{a^2}{H^2} \alpha r \zeta (1 - \alpha \zeta) f^2 + \frac{a^2}{4H^2} r (1 - 2\alpha \zeta)^2 f^2 = \frac{a^2 r}{4H^2} f^2,$$

то

$$\begin{aligned} \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} = & -\omega^2 r + \left(\omega^2 + \frac{a^2}{4H^2} \right) r \zeta^4 e^{-2F} \left(\frac{1 - \alpha \zeta}{\zeta} e^F + \alpha \right)^4 + q \left(\frac{1 - \alpha \zeta}{\zeta} e^F + \alpha \right)^3 \zeta^3 e^{-1,5F} - \\ & - \frac{a}{2H} r \zeta^4 e^{-2F} \left(\frac{1 - \alpha \zeta}{\zeta} e^F + \alpha \right)^3 \left(\frac{1 - \alpha \zeta}{\zeta} e^F - \alpha \right) \left(\frac{df}{dt} \right)_{t=0} + \frac{ar}{2H} (1 - 2\alpha \zeta) \frac{df}{dt} - \frac{a^2 r}{4H^2} f^2. (*) \end{aligned}$$

Для того чтобы найти $\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial t}$, продифференцируем $\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}$ по t , а затем проинтегрируем по r .

Предварительно обозначим:

$$e^{-2F} \left(\frac{1 - \alpha \zeta}{\zeta} e^F + \alpha \right)^4 = \Psi(t, \zeta),$$

$$e^{-1,5F} \left(\frac{1 - \alpha \zeta}{\zeta} e^F + \alpha \right)^3 = \Phi(t, \zeta),$$

$$e^{-2F} \left(\frac{1 - \alpha \zeta}{\zeta} e^F + \alpha \right)^4 = \Theta(t, \zeta).$$

Тогда дифференцирование даст:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} = & \left(\omega^2 + \frac{a^2}{4H^2} \right) r \zeta^4 \frac{\partial \Psi}{\partial t} + q \zeta^3 \frac{\partial \Phi}{\partial t} - \frac{a}{2H} r \zeta^4 \frac{\partial \Theta}{\partial t} \left(\frac{df}{dt} \right)_{t=0} + \\ & + \frac{ar}{2H} (1 - 2\alpha \zeta) \frac{d^2 f}{dt^2} - \frac{a^2 r}{2H^2} f \frac{df}{dt} \end{aligned}$$

и интегрирование:

$$\begin{aligned} \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial t} = & \int \frac{1}{\rho} \frac{\partial^2 p}{\partial t \partial r} dr = \frac{\omega^2 + \frac{a^2}{4H^2}}{2} r^2 \zeta^4 \frac{\partial \Psi}{\partial t} + \zeta^3 \frac{\partial \Phi}{\partial t} \int q dr - \\ & - \frac{a}{4H} r^2 \zeta^4 \frac{\partial \Theta}{\partial t} \left(\frac{df}{dt} \right)_{t=0} + \frac{ar^2}{4H} (1 - 2\alpha \zeta) \frac{d^2 f}{dt^2} - \frac{a^2 r^2}{4H^2} f \frac{df}{dt} + C'(t). \quad (***) \end{aligned}$$

Здесь пришлось предположить, что ρ не зависит от t . Из уравнения (3) имеем:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial \zeta} = -gH. \quad (***)$$

Интеграл от функции $\frac{1}{\rho} dp$ должен быть таким, чтобы частная производная от него по r равнялась выражению (*), часточная производная по t равнялась (**).

частная производная по ζ равнялась (***):

$$\int \frac{1}{\rho} dp = -gH\zeta - \frac{1}{2} \omega^2 r^2 + \frac{\omega^2 + \frac{a^2}{4H^2}}{2} r^2 \zeta^4 e^{-2F} \left(\frac{1-\alpha\zeta}{\zeta} e^F + \alpha \right)^4 +$$

$$+ \zeta^3 e^{-1,5F} \left(\frac{1-\alpha\zeta}{\zeta} e^F + \alpha \right)^3 \int q dr -$$

$$- \frac{a}{4H} r^2 \zeta^4 e^{-2F} \left(\frac{1-\alpha\zeta}{\zeta} e^F + \alpha \right)^3 \left(\frac{1-\alpha\zeta}{\zeta} e^F - \alpha \right) \left(\frac{df}{dt} \right)_{t=0} + \frac{ar^2}{4H} (1-2\alpha\zeta) \frac{df}{dt} -$$

$$- \frac{a^2 r^2}{8H^2} f^2 + C(t).$$

Если можно считать, что температура в среднем убывает с высотой по линейному закону:

$$T = T_0 - \beta z,$$

то

$$\int_{p_0}^p \frac{1}{\rho} dp = R \int_{p_0}^p \frac{T}{p} dp = \frac{gT_0}{\beta} \left[\left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R\beta}{g}} - 1 \right].$$

Сделать такое предположение относительно температуры лучше, чем считать ее постоянной при интегрировании в слое (p_0, p) .

Функцию $C(t)$ легко определить из условия: задано давление на земной поверхности, в центре циклона, как функция времени:

$$p(0, 0, t) = P(t).$$

Тогда

$$C(t) = \frac{gT_0}{\beta} \left[\left(\frac{P}{p_0} \right)^{\frac{R\beta}{g}} - 1 \right],$$

и давление p определяется следующим выражением:

$$\frac{gT_0}{\beta} \left[\left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R\beta}{g}} - \left(\frac{P}{p_0} \right)^{\frac{R\beta}{g}} \right] = -gH\zeta - \frac{1}{2} \omega^2 r^2 + \frac{\left(\omega^2 + \frac{a^2}{4H^2} \right)}{2} r^2 \zeta^4 e^{-2F} \left(\frac{1-\alpha\zeta}{\zeta} e^F + \alpha \right)^4 +$$

$$+ \zeta^3 e^{-1,5F} \left(\frac{1-\alpha\zeta}{\zeta} e^F + \alpha \right)^3 \int q dr -$$

$$- \frac{a}{4H} r^2 \zeta^4 e^{-2F} \left(\frac{1-\alpha\zeta}{\zeta} e^F + \alpha \right)^3 \left(\frac{1-\alpha\zeta}{\zeta} e^F - \alpha \right) \left(\frac{df}{dt} \right)_{t=0} + \frac{ar^2}{4H} (1-2\alpha\zeta) \frac{df}{dt} - \frac{a^2 r^2}{8H^2} f^2$$

Таким образом, давление определяется с точностью до некоторой функции времени $C(t)$, которую не нужно задавать произвольно: она однозначно выражается через давление у земной поверхности в центре циклона в различные моменты времени.

Для такой задачи, как она поставлена здесь, подобное определение давления вполне логично: изменение со временем давления в атмосфере однозначно связано с изменением давления на земной поверхности.

Для прогностической задачи такой способ определения функции времени $C(t)$, конечно, нельзя было бы назвать удачным.

Для проверки полученной формулы для p найдем $\left(\frac{dp}{dr} \right)_{t=0}$.

Так как

$$\frac{\partial}{\partial r} \frac{gT_0}{\beta} \left(\frac{p}{p_0}\right)^{\frac{R\beta}{g}} = \frac{RT_0}{p} \left(\frac{p}{p_0}\right)^{\frac{R\beta}{g}} \frac{\partial p}{\partial r} = \frac{RT}{p} \frac{\partial p}{\partial r} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r},$$

то

$$q = \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}\right)_{t=0} = -\omega^2 r + \left(\omega^2 + \frac{a^2}{4H^2}\right) r + q + \frac{ar}{2H} (1 - 2\alpha\zeta) \left(\frac{df}{dt}\right)_{t=0} - \\ - \frac{a^2}{4H^2} r - \frac{ar}{2H} (1 - 2\alpha\zeta) \left(\frac{df}{dt}\right)_{t=0}.$$

Получили, как и следовало ожидать, тождество: q может быть, действительно, любой функцией r и ζ .

Известно, что в циклоне у земной поверхности градиент давления зависит от расстояния от центра, таким образом:

$$\frac{\partial v}{\partial r} = \kappa r^2$$

для $r \leq 200$ км.

Тогда у земной поверхности

$$q = \frac{1}{\rho} \kappa r^2.$$

Будем считать для простоты, что q не зависит от ζ , т. е. κ с высотой убывает так же, как и плотность ρ :

$$q = \kappa r^2.$$

κ не зависит от высоты: $\kappa = \left(\frac{\kappa}{\rho}\right)_{\zeta=0}$.

Отклонение от среднего распределения температуры ϑ найдем из уравнения (5):

$$\frac{1}{V_r} \frac{\partial \vartheta}{\partial t} + \frac{\partial \vartheta}{\partial r} + \frac{w}{HV_r} \frac{\partial \vartheta}{\partial \zeta} + \Gamma \frac{w}{V_r} - \frac{A}{c_p} \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} + \frac{1}{\rho V_r} \frac{\partial p}{\partial t}\right) = 0.$$

Система характеристических уравнений этого уравнения в частных производных:

$$\frac{1}{V_r} = dr = \frac{d\zeta}{\frac{w}{HV_r}} = \frac{\partial \vartheta}{\frac{A}{c_p} \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} + \frac{1}{\rho V_r} \frac{\partial p}{\partial t}\right) - \Gamma \frac{w}{V_r}}.$$

Ее интегралы:

$$C_1 = 2r^2\zeta(1 - \alpha\zeta); \quad C_2 = \frac{1 - \alpha\zeta}{\zeta} e^F.$$

Третий интеграл получим, проинтегрировав по r выражение:

$$d\vartheta = \left[\frac{A}{c_p} \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} + \frac{1}{\rho V_r} \frac{\partial p}{\partial t}\right) - \Gamma \frac{w}{V_r} \right] dr.$$

Расчеты показали, что с точностью до сотых долей градуса:

$$\vartheta = \frac{A}{c_p} r^2 \left\{ \pm \frac{2\alpha a}{H} \left[\frac{df}{dt} - \left(\frac{df}{dt}\right)_{t=0} \right] \zeta (1 - \alpha\zeta) \ln \left[r \left(1 + \sqrt{1 - 4\alpha\zeta(1 - \alpha\zeta)} \right) \right] - \right. \\ \left. - \frac{1}{4} \left[\frac{1}{f} \frac{d^2 f}{dt^2} - \left(\frac{d^2 f}{dt^2}\right)_{t=0} \right] + k \left[\zeta^3 e^{-1.5F} \left(\frac{1 - \alpha\zeta}{\zeta} e^F + \alpha \right)^3 - 1 \right] r \ln r \pm \right. \\ \left. \pm \frac{k}{\alpha} \left[\zeta^3 e^{-1.5F} \left(\frac{1 - \alpha\zeta}{\zeta} e^F + \alpha \right)^2 \left(\frac{1 - \alpha\zeta}{\zeta} e^F - \alpha \right) - \right. \right. \\ \left. \left. - (1 - 2\alpha\zeta) \right] r \ln \left[r \left(1 + \sqrt{1 - 4\alpha\zeta(1 - \alpha\zeta)} \right) \right] \right\}.$$

Знак минус перед первым членом физического смысла не имеет: он дает результаты, не соответствующие действительности. Это будет показано дальше.

Оценим теперь величину опускания тропопаузы за время $t = t_k$. При этом будем исходить из известного предположения о том, что высота тропопаузы обусловлена, главным образом, процессами в тропосфере и тропопауза опускается над циклоном, чтобы восстановить статистическое равновесие, нарушенное выбрасыванием воздуха из углубляющегося циклона. Следовательно, нам нужно принять, что относительное изменение высоты тропопаузы должно быть равно отношению разности масс ΔM , втекающих и вытекающих из циклона за время t_k , к общей массе воздуха в циклоне M .

Масса воздуха, втекающего в циклон:

$$M_+ = \bar{\rho} \frac{\alpha \pi R^2}{H} \int_0^{\frac{H}{2\alpha}} \left(1 - 2 \frac{\alpha}{H} z\right) dz \int_0^{t_k} f dt = \bar{\rho} \frac{\pi R^2 H}{4\alpha} F_k.$$

Здесь $\bar{\rho}$ — среднее значение плотности воздуха в циклоне.

Масса воздуха, вытекающего из циклона:

$$M_- = -\bar{\rho} \frac{\alpha \pi R^2}{H} \int_{\frac{H}{2\alpha}}^H \left(1 - 2 \frac{\alpha}{H} z\right) dz \int_0^{t_k} f dt = \bar{\rho} \pi R^2 F_k H (\alpha - 1) + \bar{\rho} \frac{\pi R^2 H}{4\alpha} F_k,$$

отсюда

$$\Delta M = \bar{\rho} \pi R^2 F_k H (\alpha - 1).$$

Так как

$$M = \bar{\rho} \pi R^2 H,$$

то

$$\frac{\Delta H}{H} = F_k (\alpha - 1).$$

Такое же значение для ΔH можно получить иначе. Очевидно

$$\Delta H = \left| \int_0^{t_k} w_{z=1} dt \right| = \left| \alpha (1 - \alpha) \int_0^{t_k} f dt \right| = H F_k (\alpha - 1).$$

Смещение тропопаузы пропорционально начальному значению вертикальной скорости α и времени t .

Если считать, что поднятие тропопаузы над антициклоном происходит по тем же причинам, что и опускание тропопаузы над циклоном, то полученное значение ΔH будет характеризовать также смещение тропопаузы и над антициклоном.

Уравнения движения для антициклона будут отличаться от рассмотренных уравнений тем, что в уравнении (1) dp/dr будет иметь обратный знак; составляющие силы Кориолиса в уравнениях (1) и (2) также будут иметь обратные знаки, так как градиент давления и сила Кориолиса не могут быть направлены в одну и ту же сторону от изобар.

Тогда, если вертикальную скорость задать в виде

$$w = -\alpha \zeta (1 - \alpha \zeta) f(t),$$

получим:

$$V_r = \frac{ar}{2H} (1 - 2\alpha\zeta) f(t);$$

$$V_\varphi = \omega r - \frac{1}{r} \sqrt{A' - B' + D'};$$

$$\frac{gT_0}{\beta} \left[\left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R\beta}{g}} - \left(\frac{P}{p_0} \right)^{\frac{R\beta}{g}} \right] = -gH\zeta + \frac{1}{2} \omega^2 r^2 - \frac{(\omega^2 + \frac{a^2}{4H^2})}{2} r^2 \zeta^4 e^{-2F} \left(\frac{1-\alpha\zeta}{\zeta} e^F + \alpha \right)^4 +$$

$$+ \zeta^3 e^{-1,5F} \left(\frac{1-\alpha\zeta}{\zeta} e^F + \alpha \right)^3 \int q dr +$$

$$+ \frac{a}{4H} r^2 \zeta^4 e^{-2F} \left(\frac{1-\alpha\zeta}{\zeta} e^F + \alpha \right)^3 \left(\frac{1-\alpha\zeta}{\zeta} e^F - \alpha \right) \left(\frac{df}{dt} \right)_{t=0} +$$

$$+ \frac{ar^2}{4H} (1 - 2\alpha\zeta) \frac{df}{dt} + \frac{a^2 r^2}{8H^2} f^2;$$

$$\vartheta = \frac{A}{c_p} r^2 \left\{ -\frac{a}{H} \left[\frac{df}{dt} - \left(\frac{df}{dt} \right)_{t=0} \right] \zeta (1 - \alpha\zeta) \ln \left[r \left(1 + \sqrt{1 - 4\alpha\zeta(1 - \alpha\zeta)} \right) \right] + \right.$$

$$+ \frac{1}{4} \left[\frac{1}{f} \frac{d^2 f}{dt^2} - \left(\frac{d^2 f}{dt^2} \right)_{t=0} \right] - k \left[\zeta^3 e^{-1,5F} \left(\frac{1-\alpha\zeta}{\zeta} e^F + \alpha \right)^3 - 1 \right] r \ln r -$$

$$- \frac{k}{\alpha} \left[\zeta^3 \left(\frac{1-\alpha\zeta}{\zeta} e^F + \alpha \right)^2 \left(\frac{1-\alpha\zeta}{\zeta} e^F - \alpha \right) e^{-1,5F} - \right.$$

$$\left. \left. - (1 - 2\alpha\zeta) \right] r \ln \left[r \left(1 + \sqrt{1 - 4\alpha\zeta(1 - \alpha\zeta)} \right) \right] \right\}$$

Теперь по полученным формулам произведем расчет распределения температуры и ветра на различных уровнях в атмосфере над циклоном. Для этого зададимся следующими конкретными данными.

Задано барическое, температурное и ветровое поле у поверхности земли в моменты $t=0$ и $t=t_k$ в центре циклона $r=0$ и на расстоянии r_k от центра.

Пусть у поверхности земли ($\zeta=0$):

$t=0$.

$$r=0: p_0 = 966 \text{ мб}; \quad \vartheta = 0.$$

$$r=r_k: p_1 = 967,35 \text{ мб}; \quad \vartheta = 0; \quad \left| \frac{V_r}{V_\varphi} \right| = 8,5 \cdot 10^{-2}.$$

$t=t_k$.

$$r=0: P_0 = 961 \text{ мб}; \quad \vartheta = 0.$$

$$r=r_k: p_2 = 962,35 \text{ мб}; \quad \vartheta = -0,5^\circ; \quad \left| \frac{V_r}{V_\varphi} \right| = 1,5 \cdot 10^{-1}.$$

При $t=0$ температура у земной поверхности $T_0 = 300^\circ$, на уровне тропопаузы $T_H = 240^\circ$. Высота тропопаузы 6 км; $t_k = 6$ час. — продолжительность стадии завихривания; $r_k = 200$ км.

Для простоты расчетов положим, что $\left(\frac{df}{dt} \right)_{t=0} = 0$.

Выше взяты средние характеристики циклона в стадии завихривания.

Определим из этих условий все необходимые параметры (численные значения параметров даны в системе CGS):

1) x :

$$\zeta=0, \quad t=0, \quad r=r_k, \quad RT \ln \frac{p_1}{p_0} = \int q dr = \frac{x}{3\rho_0} r_k^3,$$

отсюда

$$x = 0,52 \cdot 10^{-18}, \quad \text{при } \rho_0 = 1,2 \cdot 10^{-3}.$$

2) a :

Из условия

$$\left| \frac{V_r}{V_\varphi} \right|_{\zeta=0, t=0} = 8,47 \cdot 10^{-2};$$

$$a = 5.$$

3) F_k :

Если считать, что f не сильно изменяется с течением времени, то площадь

$$F_k = \frac{a}{H} \int_0^{t_k} f dt \cong \frac{a}{H} t_k.$$

Поэтому

$$F_k = 0,18.$$

4) Из условий

$$\left| \frac{V_r}{V_\varphi} \right|_{\zeta=0, t=t_k} = 1,50 \cdot 10^{-1}$$

получим

$$f_k = 1,23.$$

Точнее будет считать, что

$$F_k = \frac{a}{H} t_k \frac{f_0 + f_k}{2} = 0,180 \cdot 1,12 = 0,202.$$

5) Положив, что ω обращается в нуль на высоте 4 км, получим

$$a = 1,5.$$

6) $\zeta=0, \quad t=t_k, \quad r=r_k$:

$$-\frac{a}{4H} \left(\frac{df}{dt} \right)_{t=t_k} = -\frac{RT_0}{r^2} \ln \frac{p_2}{p_0} - \frac{1}{2} \omega^2 + \frac{\omega^2 + \frac{a^2}{4H^2}}{2} e^{-2F} + \\ + \frac{xr}{3\rho_0} e^{-1,5F} - \frac{a^2}{8H^2} f_k^2.$$

Отсюда

$$\left(\frac{df}{dt} \right)_{t=t_k} = 0,687 \cdot 10^{-3}.$$

7) β :

$$\beta = \frac{T_0 - T_H}{H} = 10^{-4}.$$

Распределение давления по высоте рассчитывается по формулам:

1) в момент $t=0$

при $r=0$:

$$\left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R\beta}{g}} = 1 - \frac{\beta}{T_0} z,$$

при $r = r_k$:

$$\left(\frac{p}{p_0}\right)^{\frac{R\beta}{g}} = 1 - \frac{\beta}{T_0} z + \frac{\beta}{gT_0} \int q dz = 1 - \frac{\beta}{T_0} z + 0,00038z;$$

2) в момент $t = t_k$
при $r = 0$:

$$\left(\frac{p}{p_0}\right)^{\frac{R\beta}{g}} = \left(\frac{p_0}{p_0}\right)^{\frac{R\beta}{g}} - \frac{\beta}{T_0} z = 0,99848 - \frac{\beta}{T_0} z,$$

при $r = r_k$:

$$\left(\frac{p}{p_0}\right)^{\frac{R\beta}{g}} = 0,9985 - \frac{\beta}{T_0} z + 1,365 \cdot 10^5 \left[1,39 \cdot 10^{-9} \cdot \zeta^4 \left(\frac{1-1,55\zeta}{\zeta} e^F + 1,5 \right)^4 + \right. \\ \left. + 2,17 \cdot 10^{-9} \zeta^3 \left(\frac{1-1,53\zeta}{\zeta} e^F + 1,5 \right)^3 - 2 \cdot 10^{-9} + 1,44 \cdot 10^{-9} (1-3\zeta) \right].$$

Отклонение температуры от начальных значений, которые принимаются за невозмущенные, к моменту t_k на расстоянии r_k от центра дается формулой:

$$\vartheta = 4 \cdot 10^7 \left\{ -1,72 \cdot 10^{-8} \zeta (1 - 1,5\zeta) \ln \left[2 \cdot 10^7 (1 + \sqrt{1 - 6\zeta(1 - 1,5\zeta)}) \right] - \right. \\ - 0,42 \cdot 10^{-7} + 1,41 \cdot 10^{-7} \left[\zeta^3 e^{-1,5F} \left(\frac{1-1,5\zeta}{\zeta} e^F + 1,5 \right)^2 - 1 \right] + \\ \left. + 0,56 \cdot 10^{-8} \left[\zeta^3 \left(\frac{1-1,5\zeta}{\zeta} e^F + 1,5 \right)^2 \left(\frac{1-1,5\zeta}{\zeta} e^F - 1,5 \right) e^{-1,5F} - \right. \right. \\ \left. \left. - (1 - 3\zeta) \right] \ln \left[r (1 + \sqrt{1 - 6\zeta(1 - 1,5\zeta)}) \right] \right\}.$$

Входящее сюда

$$\frac{1}{f} \frac{d^2 f}{dt^2} - \left(\frac{d^2 f}{dt^2} \right)_{t=0} = 1,7 \cdot 10^{-7}$$

определяется из условия: $\zeta \cong 0$, $r = r_k$, $t = t_k$; $\vartheta = -0,5^\circ$.

Результаты вычислений можно свести в табл. 1. В ней $\Delta_t p$ означает изменчивость давления во времени на различных уровнях, $\Delta_r p$ — горизонтальную разность давлений на расстоянии r_k на различных уровнях, в начальный и конечный моменты времени.

Сравним эти результаты с экспериментальными данными.

Температура

Данные П. Н. Тверского [9]. Выбраны результаты зондирований в дни ясно выраженных циклонов и антициклонов; первых оказалось 46 случаев, вторых — 39. Взяты наблюдения с декабря 1903 г. по декабрь 1915 г.

Результаты обработки выбранного материала представлены на рис. 1. Пунктирные кривые дают распределение температуры в циклонах, сплошные — в антициклонах и прерывистые — среднее распределение температуры для четырех сезонов и среднее за год. Близ земной поверхности в циклонах температура выше, чем в антициклонах, но, начиная с высоты 1000 м до 8000 м, наоборот, в циклоне температура ниже, чем в антициклоне; выше же 8500 м температура выше в циклоне. Разность между температурой в циклоне и антициклоне на одной и той же высоте в слое 1000—8000 м имеет наибольшее значение, равное $3,2^\circ$ на высоте 3500 м, причем ход ее следующий: с высоты 1000 м она увеличивается до 2500 м, затем остается почти одинаковой на всех высотах до 7000 м, колеблясь около $3,0^\circ$,

далее она убывает резко до высоты 8500 м, где меняет свой знак и далее значительно увеличивается, достигая значения $6,0^\circ$. Ход кривых в нижнем километре объясняется влиянием приземных условий.

Таблица 1

z, км	t	r = 0		r = r _k		δ ₍₊₎	δ ₍₋₎
		Δ _t p	Δ _r p	Δ _t p	Δ _r p		
0	0		966,00	+1,35		0	0
	$\frac{t}{t_k}$	-5,00	961,00	+1,35	-5,00	-0,40	-0,40
1	0		860,56	+1,16		0	0
	$\frac{t}{t_k}$	-4,64	855,92	+1,88	-3,92	-3,38	-0,48
2	0		763,52	+1,13		0	0
	$\frac{t}{t_k}$	-4,24	759,28	+1,14	-4,23	-3,98	-0,64
3	0		674,44	+1,00		0	0
	$\frac{t}{t_k}$	-3,56	670,88	+0,18	-4,38	-3,18	-1,44
4	0		593,04	+0,85		0	0
	$\frac{t}{t_k}$	-3,56	589,48	+0,03	-4,38	-2,40	-3,91
5	0		518,78	+0,81		0	0
	$\frac{t}{t_k}$	-3,11	515,67	-0,47	-4,39	-0,03	-6,4
6	0		451,35	+0,74		0	0
	$\frac{t}{t_k}$	-2,93	448,42	-0,64	-4,31	+4,79	-11,6

Данные А. Б. Калиновского. Значения алгебраической изменчивости имеют противоположный знак в тропосфере и стратосфере (рис. 2). Изменение знака происходит под тропопаузой на высоте 9,5 км. Максимум изменчивости наблюдается на высоте 6–8 км. После перемены знака наибольшая изменчивость другого знака оказывается на высоте 12 км, после чего следует ее уменьшение.

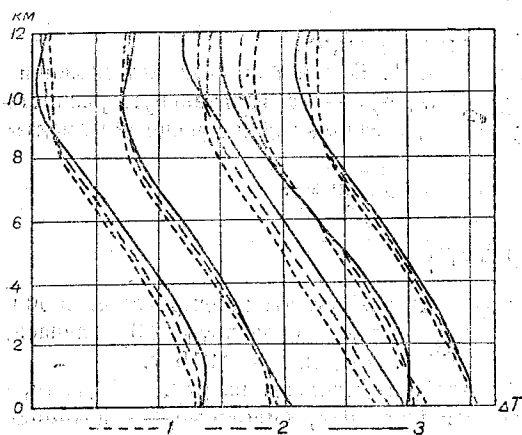


Рис. 1.

1 — температура в циклоне, 2 — температура в антициклоне, 3 — температура в невозмущенной атмосфере. Одно деление горизонтальной шкалы $\Delta T = 30^\circ$.

В средней тропосфере изменчивость варьирует очень мало. Изменение знака происходит под тропопаузой. Абсолютная величина изменчивости 3–4° близка к величинам, полученным по аэрологическим наблюдениям.

Теоретическая точка обращения знака ниже экспериментальных из-за более низкого положения тропопаузы, взятого в рассматриваемом примере.

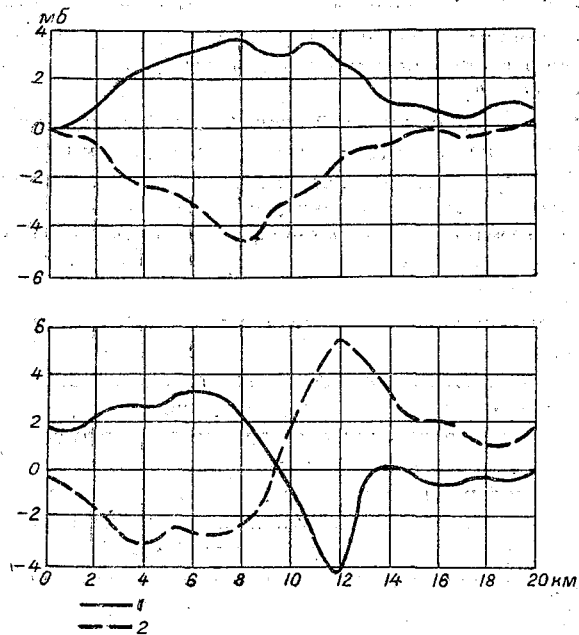


Рис. 2.

1 — $\Delta H_c > 0, \Delta T_c < 0$ — алгебраическая изменчивость температуры, 2 — $\Delta H_c < 0, \Delta T_c > 0$ — алгебраическая изменчивость давления.

Если бы θ были рассчитаны с учетом отброшенного выше знака минус перед первым членом, то мы получили бы ход изменчивости с высотой, совершенно не

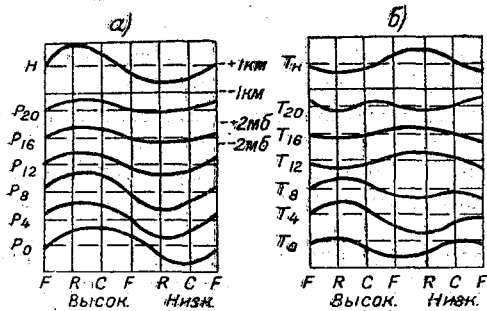


Рис. 3. Изменения давления (а) и температуры (б) на различных высотах и на тропопаузе при прохождении областей высокого и низкого давления.

F — передняя область, С — центральная область, R — тыловая область барических систем.

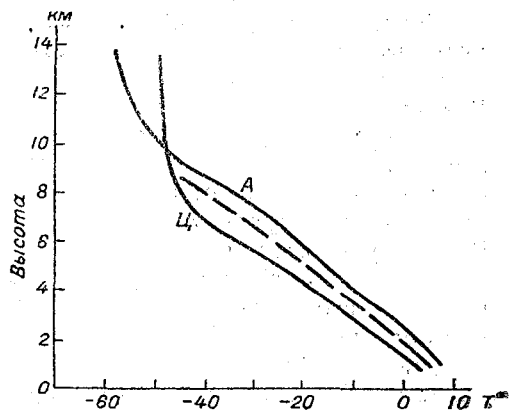


Рис. 4. Средняя температурная кривая в циклоне и антициклоне над Англией.

A — антициклон, Ц — циклон.

соответствующий действительности: отрицательные значения возрастали и на тропопаузе имели бы наибольшую величину (см. последний столбец табл. 1). На этом основании знак минус перед первым членом в формуле для θ отброшен.

Давление

По данным А. Б. Калиновского изменчивость давления сначала растет с высотой, с уровня 8 км начинает убывать. Это убывание простирается до высоты 20 км, причем в циклоне изменчивости имеют отрицательный знак, а в антициклоне — положительный.

Изменчивость давления с высотой над Англией монотонно убывает: у земной поверхности — 10 мб; на высоте 8 км — 8 мб; 12 км — 4 мб; 16 км — 2 мб; 20 км — 2 мб. По Калиновскому ход изменчивости несколько другой, что, возможно, связано с различиями в значениях приземного давления.

По Хромову междусуточная изменчивость давления в циклонах с высотой также убывает: у земной поверхности — 5,1 мб, на высоте 8 км — 4,7 мб; на высоте 12 км — 3,5 мб.

По теоретическим данным изменчивость на всех высотах в циклоне имеет отрицательный знак. С высотой она монотонно убывает, что согласуется с аэрологическими данными. Абсолютные значения ее также близки к экспериментальным данным. При сравнении нужно учесть, что, например, приземная изменчивость у Хьюсена вдвое больше взятой для расчета. Поэтому это соотношение сохраняется и на всех остальных уровнях. Также нужно отметить, что с увеличением радиуса вычисленные изменчивости увеличиваются. Поэтому на больших расстояниях от центра они должны еще лучше совпадать с экспериментальными.

Интересно, что вертикальный ход изменчивости температуры и давления не зависит от промежутков времени, к которым они относятся (теоретические изменчивости вычислялись за 6 час., изменчивости по аэрологическим и другим наблюдениям берутся обычно за сутки).

Здесь, вероятно, существенно то обстоятельство, что изменения метеорологических элементов, связанные со сменой синоптической ситуации, как это показала Е. С. Селезнева, происходят в основном за небольшие промежутки времени, а затем они нарастают медленно. Следовательно, абсолютные величины изменчивостей можно сравнить по их приземным значениям независимо от величины промежутков времени, за которые они возникли.

Относительно других элементов нужно отметить следующее.

Порядок теоретической вертикальной скорости совпадает с наблюдаемым. Максимальное значение w для тропосферы 1 см/сек.

Радиальная составляющая скорости в нижнем слое направлена к центру. В верхней тропосфере она направлена от центра, причем абсолютная величина скорости вытекания больше, чем скорости втекания. Такой профиль V_r обусловлен заданным профилем w , что следует из уравнения неразрывности. Оба профиля очень близко отражают действительные направления потоков в вихревом циклоне. Благодаря тому, что вытекающая масса воздуха больше втекающей, происходит углубление циклона.

Полученные данные позволяют сделать не только такие выводы, которые совпадают с наблюдениями, но в некоторой части дополняют и развивают ограниченные эмпирические данные.

Например, к концу рассматриваемого промежутка времени, т. е. к концу стадии завихрения, в верхней тропосфере кривизна изобар становится антициклонической; составляющая V_φ меняет знак; горизонтальные течения в верхней тропосфере тоже принимают антициклонический характер.

Можно рассчитать также неизвестные еще отклонения составляющей ветра V_φ от градиентных значений, вызванные наличием вертикальной скорости w и нестационарностью процесса. В табл. 2 даны значения градиентного ветра V и составляющей V_φ .

Здесь c — величина вектора горизонтальной скорости:

$$c = \sqrt{V_\varphi^2 + V_r^2}$$

Таблица 2

z , км	$V_r t=0$, м/сек.	$V_r t=t_k$	$w t=0$, см/сек.	$w t=t_k$	$V_\varphi t=0$	$V_\varphi t=t_k$	$c t=0$	$c t=t_k$	V
1	-0,417	-0,514	0,624	0,768	} 9,74	11,54	9,76	11,60	} 9,74
2	0	0	0,834	1,075		9,94	9,74	9,94	
3	+0,417	+0,514	0,624	0,768		8,24	9,76	8,30	
4	+0,834	+1,025	0	0		6,64	9,79	6,72	
5	+1,251	+1,540	-1,040	-1,280		4,82	9,83	5,05	
6	+1,668	+2,060	-2,500	-3,070		3,54	9,88	4,08	

Из таблицы видно, что по мере развития нестационарного циклона действительный ветер все больше и больше отличается от градиентного. В начале процесса это различие составляет несколько сантиметров в секунду, через несколько часов — несколько метров в секунду. Скорость градиентного ветра на всех высотах одинакова, так как вычислена при предположении, что функция q от высоты не зависит. В начальный момент действительный ветер больше градиентного и с высотой увеличивается; к концу срока действительный ветер больше градиентного в нижних слоях и меньше — в верхних слоях.

Смещение тропопаузы $\Delta H = 0,54$ км. Если взять значение α или, что то же самое, w в 2—3 раза больше, то смещение составит 1,0—1,5 км, что близко к действительным значениям. Из этого можно заключить, что тропопауза опускается при больших значениях вертикальной скорости, чем взятые при расчетах. Вертикальные скорости порядка 5—10 см/сек. вполне реальны для циклона.

Из рис. 1, 2, 3 видно, что как циклонические, так и антициклонические возмущения распространяются из тропосферы на всю нижнюю стратосферу. Из хода температурных кривых и кривых давления видно, что возмущение в нижней стратосфере имеет такую же природу, как и в тропосфере; монотонное убывание давления имеет место и в стратосфере, температурные кривые в тропосфере и стратосфере имеют одинаковый характер: на нижней и верхней границах слоя изменчивость температуры имеет наименьшие значения, внутри слоя монотонное увеличение абсолютных величин изменчивости сменяется таким же убыванием их.

Но из того обстоятельства, что температурные изменчивости ниже и выше тропопаузы противоположны по знаку, можно заключить, что и динамические возмущения в тропосфере и нижней стратосфере имеют различные знаки.

Какие выводы отсюда можно сделать?

Для тропосферы мы получили вполне удовлетворительное согласие между теоретическими расчетами и наблюдениями, несмотря на то, что сделанные начальные предположения (относительно кривизны изобар, независимости от времени высоты тропопаузы и плотности воздуха и от радиуса вертикальной скорости) далеки от совершенства. Это можно объяснить только таким образом: указанные обстоятельства оказывают второстепенное влияние на состояние воздуха в вихревом циклоне, главное значение имеет вертикальная скорость, точнее — ее распределение по высоте. Только благодаря удачно заданному профилю вертикальной скорости получилось такое совпадение расчетных и экспериментальных данных. Следовательно, есть основания считать, что в действительности вертикальные движения играют главную роль в развитии вихревого возмущения и в изменении состояния воздуха в нем, перекрывая влияние всех остальных факторов, и что профиль вертикальных скоростей в вихревом циклоне вполне удовлетворительно передает заданный профиль.

Из всего изложенного выше можно заключить, что нижняя стратосфера над циклоном охвачена вихревым возмущением, в последнем имеют место вертикальные

движения воздуха, которые простираются от тропопаузы до максимальной высоты наблюдений 20 км, но направлены не вверх, как в тропосфере, а вниз.

Поэтому, для возмущений в нижней стратосфере можно провести расчеты по формулам предложенной схемы вихревого возмущения точно такие же, как и для тропосферных возмущений.

Профиль вертикальной скорости может быть представлен так же, как и для тропосферы, но знак ее должен быть отрицательным:

$$w = -\alpha\zeta(1 - \alpha\zeta)f(t).$$

На высоте 18—20 км находится вторая инверсия температуры, так называемая инверсия Жомотта. Предположим, что этим уровнем ограничено возмущение в нижней стратосфере, точно так же, как тропосферное возмущение ограничено уровнем тропопаузы.

Здесь нужно отметить, что поскольку на тропопаузе уже была задана отрицательная вертикальная скорость, то тем самым задается и опускание нижних слоев нижней стратосферы, непосредственно прилегающих к тропопаузе. Но задать во всей нижней стратосфере вертикальную скорость можно только на основании указанных экспериментальных фактов.

Знак вертикальной скорости вообще не связан с направлением горизонтального барического градиента в начальный момент $\left(\frac{\partial p}{\partial r}\right)_{t=0}$: первоначальное циклоническое возмущение может перерасти в антициклоническое и, наоборот, циклоническое возмущение может со временем усиливаться (антициклоническое также) — в зависимости от направления вертикальных течений.

В процессах, происходящих в тропосфере, первая возможность, как правило, не осуществляется. Но из-за отсутствия соответствующих данных для стратосферы следует предположить, для общности рассуждений, что при нисходящем движении воздуха в стратосфере начальная кривизна изобар может быть как антициклонической, так и циклонической, и соответственно вращение ветра вдоль них в начальный момент может быть и антициклоническим и циклоническим.

Выяснить, какая из схем соответствует действительности, можно так: задавая различные знаки $\left(\frac{\partial p}{\partial r}\right)_{t=0}$, сравнить результаты, полученные при том и другом знаке, с экспериментальными данными.

Пусть рассматриваемый слой простирается от уровня 6 км до уровня 19 км — на этот уровень приходится максимальные значения температуры в инверсии Жомотта.

Считаем, что H не зависит от времени на том же основании, что и для тропосферы.

Пусть у нижней границы инверсии на высоте 18 км вертикальная скорость обращается в нуль. Следовательно, $H = 13$ км, $\alpha = \frac{13}{12}$.

Движение тропопаузы, как и в первом слое, не учитывается: вертикальная скорость на ней равна нулю.

Итак, на тропопаузе ($\zeta = 0$) заданы следующие условия:

$$t = 0.$$

$$r = 0; \quad p_0 = 451,35 \text{ мб}; \quad \vartheta = 0.$$

$$r = r_k; \quad p_1 = 452,09 \text{ мб}; \quad \vartheta = 0; \quad V_r = 1,67 \text{ м/сек.}$$

$$t = t_k.$$

$$r = 0; \quad P_0 = 443,42; \quad \vartheta = 0.$$

$$r = r_k; \quad p_2 = 447,78; \quad \vartheta = +4,79^\circ; \quad V_r = 2,05 \text{ м/сек.}$$

$T_0' = 240^\circ$. Температура с высотой не изменяется: $\beta = 0$; $r_k = 200$ км; $t_k = 6$ час.; $\left(\frac{df}{dt}\right)_{t=0} = 0$.

Определяем параметры:

$$1) \quad \zeta = 0, t = 0, r = r_k: RT_0 \ln \frac{p_1}{p_0} = \frac{x}{3\rho_0} r_k^3.$$

Отсюда

$$x = 0,205 \cdot 10^{-18} \text{ при } \rho_0 = 0,5 \cdot 10^{-3}.$$

2) Из условия

$$V_{r, \zeta=0, t=0} = 1,67 \text{ м/сек.};$$

$$a = 21,7.$$

3) Из условия

$$V_{r, \zeta=0, t=t_k} = 2,05 \text{ м/сек.};$$

$$f_k = 1,23.$$

4) $\zeta = 0, t = t_k, r = r_k:$

$$-\frac{a}{4H} \left(\frac{df}{dt} \right)_{t=t_k} = -\frac{RT_0}{r^2} \ln \frac{p_0}{P_0} - \frac{1}{2} \omega^2 + \frac{\omega^2 + \frac{a^2}{4H^2}}{2} e^{-2F} + \\ + \frac{xr}{3\rho_0} e^{-1,5F} - \frac{a^2}{8H^2} f^2 k.$$

Отсюда видно, что

$$\left(\frac{df}{dt} \right)_{t=t_k} < 0.$$

Поэтому площадь $\int_0^{t_k} f dt = t_k f_k.$

$$5) F_k = -\frac{a}{H} t_k f_k = -0,442.$$

Тогда

$$\left(\frac{df}{dt} \right)_{t=t_k} = -2,38 \cdot 10^{-3}.$$

Предположим, что в начальный момент времени имеется антициклоническая кривизна изобар выше уровня тропопаузы: $q = \frac{x}{\rho_0} r^2 \psi(\zeta).$

При

$$\zeta = 0 : \psi(0) = 1,$$

$$\zeta > 0 : \psi(\zeta) < 1.$$

Расчеты для $\zeta > 0$ производим по уравнениям антициклонической схемы. Распределение давления по высоте рассчитывается по формулам:

1) в момент $t = 0:$

при $r = 0$

$$6,9 \cdot 10^8 \ln \frac{p}{p_0} = -gz;$$

при $r = r_k$

$$6,9 \cdot 10^8 \ln \frac{p}{p_0} = -gz + 1,09 \cdot 10^6 \psi(\zeta);$$

2) в момент $t = t_k:$

при $r = 0$

$$6,9 \cdot 10^8 \ln \frac{p}{p_0} = -gz;$$

при $r = r_k$

$$6,9 \cdot 10^8 \ln \frac{p}{p_0} = -gz + 4 \cdot 10^{14} \left[-4,79 \cdot 10^{-9} \cdot \zeta^4 \left(\frac{1-\alpha\zeta}{\zeta} e^F + \alpha \right)^4 + \right. \\ \left. + 5,18 \cdot 10^{-9} \zeta^3 \left(\frac{1-\alpha\zeta}{\zeta} e^F + \alpha \right)^3 \varphi(\zeta) + 2,052 \cdot 10^{-9} - 10^{-8} (1 - 2\alpha\zeta) \right].$$

Отклонение температуры от начальных значений к моменту t_k на расстоянии r_k от центра:

$$\vartheta = 4 \cdot 10^7 \{ 0,9 \cdot 10^{-7} \zeta (1 - \alpha\zeta) \ln [2 \cdot 10^7 \cdot (1 + \sqrt{1 - 4\alpha(1 - \alpha\zeta)})] + 1,395 \cdot 10^{-7} \}.$$

Входящее сюда $\left[\frac{1}{f} \frac{d^2 f}{dt^2} - \left(\frac{d^2 f}{dt^2} \right)_{t=0} \right] = 5,6 \cdot 10^{-7}$ определяется из граничного условия для температуры на тропопause.

При вычислениях принято, что $\psi(\zeta) = -0,1$ для всех высот $0 < \zeta \leq 1$.

Результаты вычисления даны в табл. 3.

Таблица 3

$z, \text{ км}$		t	$r = 0$			$r = r_k$		ϑ_a	ϑ_{π}
			$\Delta_t p$	$\Delta_r p$	$\Delta_t p$	$\Delta_r p$			
			$\zeta = 0$		$t = 0$	$t = t_k$			
					$V_r: 1,67 \text{ м/сек.};$	$2,05 \text{ м/сек.};$			
					$V_\varphi: 9,84 \text{ м/сек.};$	$-1,71 \text{ м/сек.}$			
			$w_{\text{макс}} = -5 \text{ см/сек.}$						
6	$\frac{0}{t_k}$	-2,93	$\frac{451,35}{448,42}$	$\frac{+0,74}{-0,64}$	-4,31	$\frac{452,09}{447,78}$	$\frac{0}{4,79}$	$\frac{0}{4,79}$	
7	$\frac{0}{t_k}$	-2,86	$\frac{391,77}{388,91}$	$\frac{-0,31}{-1,57}$	-4,12	$\frac{391,46}{387,34}$	$\frac{0}{8,40}$	$\frac{0}{-1,20}$	
9	$\frac{0}{t_k}$	-2,05	$\frac{294,73}{292,68}$	$\frac{-0,13}{-0,56}$	-2,62	$\frac{294,60}{291,92}$	$\frac{0}{13,5}$	$\frac{0}{+4,00}$	
12,5	$\frac{0}{t_k}$	-1,25	$\frac{179,18}{177,93}$	$\frac{-0,08}{0,00}$	-1,17	$\frac{179,10}{177,93}$	$\frac{0}{14,3}$	$\frac{0}{+6,40}$	
16	$\frac{0}{t_k}$	-0,700	$\frac{108,48}{107,78}$	$\frac{-0,015}{+0,260}$	-0,425	$\frac{108,465}{108,040}$	$\frac{0}{11,4}$	$\frac{0}{+1,78}$	
18	$\frac{0}{t_k}$	-0,532	$\frac{81,958}{81,426}$	$\frac{-0,014}{+0,321}$	-0,197	$\frac{81,944}{81,747}$	$\frac{0}{4,79}$	$\frac{0}{-4,79}$	
19	$\frac{0}{t_k}$	-0,499	$\frac{71,092}{70,593}$	$\frac{-0,009}{+0,402}$	-0,078	$\frac{71,083}{71,005}$	$\frac{0}{0,7}$	$\frac{0}{-8,90}$	

Полученные отклонения температуры ϑ сначала растут с высотой, достигая значений, в 2—3 раза больших максимальных температур в тропосфере, на уровне 12,5 км, затем убывают. Значения отклонений в верхней половине слоя меньше, чем в его нижней половине. Отклонения на всех высотах имеют положительный знак.

По всем известным экспериментальным данным отклонения температуры от средних значений над циклоном в нижней стратосфере на всех высотах положительны.

Изменение полученных отклонений температуры с высотой хорошо совпадает с ходом температурной кривой Калиновского: в нижней половине слоя отклонения значительно больше, чем в верхней половине. По порядку рассчитанные отклонения также близки к экспериментальным.

Многие авторы отмечают, что колебания температуры в нижней стратосфере над циклоном значительно больше, чем у земной поверхности. Очевидно, это является характерной особенностью вихревых циклонов. Расчеты также дают эту особенность.

Если принять, что в начальный момент $t = 0$ кривизна изобар была циклонической и что $\psi(\zeta) = +0,1$, то получим значения ϑ , приведенные в последнем столбце табл. 3. Отклонения с высотой изменяются так: сначала они становятся отрицательными, потом положительными, затем опять отрицательными; величина их в последнем случае растет с высотой.

Такой ход отклонений ϑ с высотой никакими экспериментальными данными не подтверждается. Следовательно, он не соответствует действительности.

Поэтому нужно предположить, что в нижней стратосфере над тропосферным циклоном с самого начала возникает возмущение антициклонического типа, которое усиливается по мере углубления тропосферного циклона.

Полученный ход изменчивостей давления также согласуется с наблюдениями. Изменчивость давления с высотой монотонно уменьшается. Порядок ее получился вполне удовлетворительный: на всех высотах величина ее приблизительно вдвое меньше величин, приведенных на рис. 3, так как там на тропопаузе она вдвое больше, чем в рассматриваемом примере.

Такое совпадение расчетных и экспериментальных данных нельзя считать случайным. Расчеты производились не для конкретного единичного циклона, а для среднего циклона, с типичными характеристиками. Результаты сопоставлялись также со средними статистическими данными наблюдений.

А поскольку это так, то следует заключить, что построенная модель нестационарного циклона (антициклона) удовлетворительна и в достаточной мере отражает действительные процессы в атмосфере.

Поэтому нужно считать, что вертикальные движения и непосредственно связанные с ними радиальные движения имеют для вихревого циклона доминирующее значение, определяющее развитие всего процесса. Над тропосферным вихревым возмущением развивается вихревое возмущение противоположного знака в нижней стратосфере и вертикальные движения в тропосфере и нижней стратосфере имеют противоположные направления, причем вся нижняя стратосфера, как и вся тропосфера, охвачена вертикальным движением воздуха.

Передача энергии возмущения вверх происходит путем нарушения, в результате динамических процессов в тропосфере, барического и термического полей на более высоких уровнях, благодаря чему там возникают горизонтальные, а следовательно и вертикальные течения.

Экспериментальные данные, подобные рассмотренным, для слоев выше уровня 20 км отсутствуют. Из этого, конечно, нельзя заключить, что на этих высотах не могут существовать возмущения, вызванные, как и в нижней стратосфере, действием тропосферных процессов.

Из убывания с высотой изменчивости температуры и давления в нижней стратосфере также не следует, что динамические возмущения с высотой должны затухать и не передаваться выше. В верхней тропосфере изменчивость температуры тоже убывает с высотой и проходит через нулевую точку и, несмотря на это, в нижней стратосфере опять возникают изменчивости температуры, по абсолютной величине даже превосходящие тропосферные. Что касается изменчивости давления, то относительная величина ее из-за убывания давления с высотой убывает медленнее, чем абсолютная. Для развития возмущений очень важен горизонтальный барический градиент, но он также может проходить через нулевую точку, как например, в нижней стратосфере, непосредственно над тропопаузой, а потом опять достигает значительной величины.

Есть основания считать, что действие тропосферных динамических возмущений распространяется выше уровня 20 км.

Имеется много фактов, указывающих на связь между различными явлениями в верхних слоях атмосферы и тропосферными циклонами и антициклонами. Основными из них можно считать следующие:

1. Инверсия в слое от 16 до 20 км, установленная Жомоттом, над антициклонами тропического и субтропического происхождения находится на меньших высотах, над полярным воздухом — на больших.

2. Количество озона значительно выше средних значений над циклоном и ниже над антициклоном.

3. Перламутровые облака, наблюдающиеся в слое от 22 до 27 км, чаще всего сопровождают сильные циклоны. Штермер считает, что эти облака могут быть характерной деталью стратосферы над циклоном, но обычно они невидимы из-за сильной облачности в тропосфере, сопровождающей циклоны [20].

4. Из ночных наблюдений над силой радиоприема можно заключить, что над циклоном ионная концентрация слоя L значительно увеличена, а над антициклоном уменьшена [14].

5. Концентрация ионов в слое F для „фронтальных дней“, т. е. дней с циклоническим типом погоды, меньше, чем в обычные дни.

6. Наконец, так называемый „континентальный“ эффект: концентрация ионов в слое F над Сибирью (Томск) в зимнее время, когда там располагается стационарный антициклон, выше, чем над Европейской частью Союза (Москва) [6].

Перечисленные явления заставляют предполагать, что многие процессы в верхней атмосфере развиваются одновременно с циклонической и антициклонической деятельностью в тропосфере. Трудно представить себе, чтобы все эти явления не были связаны между собой непосредственно, чтобы существовали какие-то различные причины, которые должны воздействовать на все слои одновременно и вызывать в них не зависящие друг от друга изменения, соответствующие отмеченным. Естественно думать, что между различными слоями атмосферы имеется тесная термическая и динамическая связь, посредством которой возмущение в некотором слое атмосферы оказывает влияние на состояние других слоев, вызывая в них также возмущения.

Все перечисленные явления оказываются легко объяснимыми, если предположить, что в верхних слоях — средней и верхней стратосфере и ионосфере — существуют динамические возмущения, которые имеют такой же характер и так же попеременно чередуются по знаку, как и в двух первых слоях — тропосфере и нижней стратосфере.

Такое предположение представляется возможным не только потому, что оно объясняет разнообразные данные наблюдений, но еще и потому, что в верхних слоях имеются условия, необходимые для возникновения таких возмущений — слои инверсии температуры, подобные тропопаузе и инверсии Жомотта. Среднюю стратосферу от верхней стратосферы отделяет слой мощной температурной инверсии, причем максимальная температура приходится в этом слое на уровень 50—55 км. В слое E , с которого начинается ионосфера, на высотах 80—100 км, также имеется температурная инверсия. Есть некоторые основания считать, что затем температура с высотой убывает, достигая минимальных значений на высоте 200 км, но в слое F — верхней границе ионосферы — она опять начинает возрастать [19].

Увеличение температуры воздуха в средней стратосфере связано с радиационными процессами — с увеличением поглощательной способности воздуха в слое озона.

Увеличение температуры воздуха в ионосферных слоях связано, с одной стороны, также с увеличением поглощательной способности воздуха по отношению к ультрафиолетовой радиации солнца, а с другой стороны, с непосредственным возрастанием кинетической энергии молекул воздуха при столкновении с корпускулярными частицами, излучаемыми солнцем.

Поскольку вихревые возмущения, противоположные по знаку, возникли в двух первых слоях отделенных друг от друга инверсиями, то спрашивается, почему они не должны возникать и в вышележащих слоях, отделенных также инверсиями от нижней стратосферы и друг от друга?

Итак, мы предполагаем, что циклон в тропосфере, развиваясь и поднимаясь до уровня тропопаузы, воздействует не только на всю нижнюю стратосферу, вызывая там антициклоническое возмущение, но также и на более высокие слои, вызывая в средней стратосфере циклоническое возмущение, в субтропосфере антициклоническое возмущение и в ионосфере опять циклоническое возмущение. Для тропосферного антициклона знаки возмущений в различных слоях изменяются на обратные.

В областях с циклоническими возмущениями должны быть источники энергии неустойчивости для того, чтобы в них могли развиваться восходящие движения воздуха. В средней стратосфере источником энергии неустойчивости может быть космическая пыль [8], а в ионосфере — корпускулярное и ультрафиолетовое излучение солнца.

Покажем, как с помощью этой предполагаемой схемы возмущений можно объяснить указанные выше явления. Рассмотрим, например, случай циклона в тропосфере.

Инверсия на высоте 20 км, согласно схеме, должна смещаться вверх и, действительно, она поднимается в циклонических условиях при проникновении в данную область в тропосфере полярного воздуха.

Горизонтальные течения ниже и выше этой инверсии, направленные внутрь области возмущения, должны приносить воздух, богатый озоном. Следствием этого должно быть увеличение содержания озона над циклоном.

Вертикальные течения, направленные вверх в слое 20—30 км, должны облегчать конденсацию или сублимацию малых количеств водяного пара, что и приводит к образованию в этом слое перламутровых облаков. При таком объяснении становится ясным и то обстоятельство, почему перламутровые облака сопровождают только очень сильные, т. е. распространяющиеся далеко вверх, циклоны.

Горизонтальные течения, направленные внутрь возмущенной области на высоте слоя E , должны приводить к увеличению плотности воздуха, а следовательно, и к концентрации ионов в этом слое над циклоном. Обратное должно иметь место над антициклоном. Очень важно то обстоятельство, что увеличение концентрации ионов в слое E над циклонической областью, отмеченное ночью, может быть вызвано только динамическими причинами. Обычные физико-химические процессы при отсутствии солнечного света могут приводить лишь к уменьшению количества ионов.

Горизонтальные течения, направленные из области возмущения наружу, на высоте слоя F должны выносить из этой области воздух, богатый ионами. Поэтому во „фронтальные“ дни концентрация ионов в слое F уменьшается.

Противоположный процесс над антициклоном дает „континентальный“ эффект.

Таким образом, изменения в состоянии верхних слоев, наблюдаемые при циклонической или антициклонической погоде, получают простое объяснение. А то обстоятельство, что все перечисленные явления укладываются в одну схему, также может служить аргументом в пользу ее возможности.

Если все эти соображения верны, то следует ожидать, что эффект, подобный континентальному, но с противоположным знаком, должен наблюдаться и над устойчивыми областями низкого давления, например, над Исландией или над северо-восточной частью Атлантического океана. Также можно ожидать, что он должен быть и большим по величине, так как циклонические возмущения вообще интенсивнее антициклонических.

Можно ожидать, что уровень максимальных температур озонного слоя над циклоном опускается ниже, а в слое F поднимается выше своего нормального положения.

Но в те сезоны, когда инверсия Жомотта отсутствует (осень), антициклоническая система течений будет охватывать слои между высотами 10 и 50 км,

и уровень максимальных температур в озонном слое будет выше нормального. Такая же система течений будет при этом и в ионосфере.

В защиту возможности существования в разных слоях атмосферы предлагаемой системы возмущений можно привести еще некоторые факты, установленные путем наблюдений.

По некоторым данным [18] колебания температуры в нижней стратосфере над циклоном вдвое больше, чем у земной поверхности, причем в стратосфере отклонения от средних значений положительны. Так как в стратосфере быстрые изменения температуры (в течение нескольких часов) возможны только по динамическим, а не по радиационным причинам, то, следовательно, в стратосфере существуют вертикальные движения, причем над циклоном они направлены вниз, а величина колебаний температуры характеризует интенсивность этих движений.

Следует отметить, что Э. Пальмен [7] на основании обработки аэрологических материалов уже в 1933 г. пришел к выводу о том, что над циклоном в нижней стратосфере должен существовать поток воздуха, направленный вниз; правда, никакой количественной теории этих явлений не было дано.

В проблеме связи озона и тропосферы первичным звеном должна быть тропосфера. С помощью озона как первопричины можно качественно объяснить наблюдаемую тесную корреляцию между концентрацией озона и потенциальной температурой в нижней стратосфере на уровне 18 км. Но при количественных оценках возникают непреодолимые противоречия: повышенные значения озона должны сохраняться в течение 16 дней, чтобы излучение озона вызвало нужное изменение температуры в данной массе воздуха. Следовательно, процессы в тропосфере должны вызывать изменение содержания озона над циклонами и антициклонами, а также вызывать динамические колебания температуры в нижней стратосфере, а из того, что давление у земной поверхности теснее коррелирует с плотностью воздуха в стратосфере, чем с озоном, можно заключить, что тропосферные процессы воздействуют непосредственно на плотность воздуха в стратосфере, а влияние на озон является вторичным, осуществляемым через это промежуточное звено. В полном соответствии с этим опытным фактом в предлагаемой схеме динамическое воздействие сказывается непосредственно на плотности воздуха в нижней стратосфере, а изменение количества озона является вторичным эффектом.

Изменения концентрации озона слегка сдвинуты во времени назад по отношению к изменениям давления у земной поверхности [16]. Так и должно быть, если считать, что возмущение распространяется снизу вверх, из тропосферы, а не в обратном направлении.

Итак, можно предположить, что тропосферный циклон (антициклон) вызывает в верхних слоях антициклонические и циклонические системы течений, последовательно расположенные друг над другом, разделенные слоями с инверсионным профилем температуры. Последние разделяют атмосферу на физически самостоятельные области, так как через эти слои вертикальная конвекция воздушных масс затруднена, но горизонтальные движения передаваться могут.

Так как горизонтальные течения воздуха обычно преобладают и так как под влиянием общей циркуляции воздушные массы в различных слоях текут в различных направлениях и с различной скоростью, то действительно распределение движений в динамических возмущениях будет значительно более сложным, чем рассмотренное в схеме нестационарного циклона. Нужно ожидать, что возмущения в различных слоях не будут располагаться непосредственно друг над другом.

Далее следует предположить, что передача возмущения происходит не только снизу вверх, но и в обратном направлении.

Если в каком-нибудь слое атмосферы, например, в ионосфере, возникнут восходящие течения, то они должны быть дополнены дивергенцией воздушных масс в верхней половине этого слоя и конвергенцией в нижней (что видно из уравнения неразрывности). Последняя, в свою очередь, вызовет конвергенцию ниже слоя E — в верхней половине субтропосферы. Поэтому циклоническое возмущение, передающееся из тропосферы вверх, может соединяться с этой само-

стоятельно создавшейся циклонической циркуляцией в верхних слоях. Это произойдет только в том случае, если энергия основного возмущения настолько велика, что оно, распространяясь вверх, достигает области, где развиваются самостоятельные возмущения.

Если в тропосфере имеется циклоническое возмущение, то оно будет углубляться. Но тропосферный антициклон будет ослаблен.

На возможность углубления циклонов под влиянием действующих сверху внешних причин указывают следующие факты.

Статистическим путем установлено, что с увеличением индекса рекуррентности солнечных пятен [3] число глубоких циклонов растет, а число высоких антициклонов уменьшается. Очевидно, рекуррентные, долго сохраняющиеся пятна оказывают какое-то особое влияние на земную атмосферу, в первую очередь на ионосферу, что заставляет предположить, что их действие несколько отлично от действия обычных солнечных пятен.

Если предположить, что излучение рекуррентных пятен оказывает электромагнитное или тепловое влияние на ионосферу, то в последней должны возникнуть восходящие течения, и приведенные выше соображения о связи между динамическими возмущениями в верхних слоях и основными возмущениями, распространяющимися из тропосферы, легко объясняют зависимость между интенсивностью циклонов и антициклонов и рекуррентными пятнами.

На то, что солнечное излучение даже в обычные дни, не отличающиеся особой активностью, вызывает в ионосфере восходящие течения, указывает связь между солнечно-суточными вариациями геомагнитного поля и движением воздушных масс, обнаруженным по перемещению метеорных слоев на высотах 80—110 км. И. С. Астапович [2], наблюдая метеорные следы в Ашхабаде и Сталинабаде в августе 1944 г., пришел к выводу, что вектордиаграммы, построенные на основании наблюдений над дрейфом метеорных следов, обнаруживают чрезвычайное сходство с известными вектордиаграммами горизонтальной проекции хода солнечно-суточной вариации внешней части геомагнитного поля для умеренных широт северного полушария. Это можно объяснить, только предположив, что воздушные массы в ионосфере устремляются к той точке, в зените которой находится солнце. Они как бы стремятся занять место нагретых масс, поднявшихся вверх. Поэтому происходит реальный перенос отрицательных зарядов, вызывающий изменение в геомагнитном поле. Очевидно, под действием рекуррентных пятен, которые должны быть более мощными, чем обычные, движение воздушных масс в ионосфере становится значительно более интенсивным, и в этом может быть причина того, что подобные возмущения оказываются существенными для углубления тропосферных циклонов.

Влияние солнечной активности на циклоническую и антициклоническую циркуляцию в тропосфере должно отчетливее и ярче проявляться для высоких широт. Там циклоны бывают преимущественно уже в вихревой стадии развития; в полярных областях происходит фокусирование корпускулярных потоков.

Условия, наиболее благоприятные для связи между солнечной активностью и тропосферой, должны быть в теплую половину года.

Все эти положения подтверждаются. Л. А. Вительс [3] показал, что за последние годы наиболее существенный рост интенсивности циклонов произошел в высоких широтах, а также в Атлантике. Интенсивность антициклонов резко снизилась летом в районах Исландии и Таймыра.

В схему влияния извне, распространяющегося сверху, укладывается и такой характерный факт: изменения ионизации в слое E слегка сдвинуты во времени вперед по сравнению с изменениями давления у земной поверхности. Это обстоятельство считается удивительным, особенно, если иметь в виду, что для подобных изменений в слое озона имеется обратная последовательность. Но оно становится понятным, если предположить, что в ионосфере могут возникать самостоятельные динамические возмущения, которые соединяются с тропосферными, вызывая в последних изменения давления.

Все это относится к аномальным циклонам солнечной активности, характеризующимся противоположным ходом относительных чисел и индекса рекуррентности (текущей цикл является аномальным).

Иное будет для нормальных циклонов, имеющих параллельный ход относительных чисел и индекса рекуррентности. Известно, что для них изменение интенсивности циклонов и антициклонов имеет одинаковый знак. Таким образом, если циклоническая деятельность зависит главным образом от индекса рекуррентности, то антициклоническая должна зависеть как от индекса рекуррентности, так и от числа пятен. Эта закономерность тоже хорошо подтверждается статистическими данными.

Индекс рекуррентности характеризует суммарное действие ультрафиолетового и корпускулярного излучений на атмосферную циркуляцию. Но магнитные бури свидетельствуют об очень сильных вспышках только корпускулярной радиации. Поэтому интенсивность магнитных бурь должна быть связана с интенсивностью циклонов и антициклонов в тропосфере так же, как и индекс рекуррентности. Следует ожидать, что магнитные бури свидетельствуют не только о корпускулярных потоках, но и о восходящих течениях в верхних слоях, которые могут оказывать влияние на состояние нижележащих слоев, согласно предлагаемой схеме.

Действительно, в верхних широтах интенсивность циклонической циркуляции во время очень сильных магнитных бурь растет, а антициклонической — падает [3]. Во время магнитных бурь над Сибирью обнаруживается явное ослабление антициклонической циркуляции. Следовательно, во время магнитных бурь у земной поверхности должна понижаться температура воздуха как при циклоническом, так и при антициклоническом типах погоды. И действительно, статистическая обработка наблюдений показывает, что во время магнитных бурь температура у земной поверхности уменьшается [13].

Все предположения и гипотезы, которые делались до сих пор относительно взаимодействия между различными слоями, являются неполными, отрывочными и противоречивыми. Следует также отметить, что вообще их очень немного.

Высказывалось, например, мнение, что существует циркуляция в верхней атмосфере, которая каким-то образом соединена с циркуляцией у земной поверхности, причем связующим звеном предполагался слой озона. Конкретного об этой связи ничего не говорилось.

Предполагалось дальше, что составная часть воздуха, количество которой меняется изо дня в день в слое F , есть водяной пар, вариации которого, связанные с условиями у земной поверхности, могут иметь влияние на состояние ионизации этого слоя. Но как может водяной пар проникнуть в ионосферу из тропосферы через несколько мощных инверсионных слоев, остается совершенно неясным.

Мартин и Пуллей [17] для объяснения малых концентраций ионов в слое F над циклоном предположили, что ионосфера над барической депрессией теплее. При этом они принимали во внимание только один эффект термического расширения воздуха. Но в таком случае концентрация слоя E должна быть тоже меньше над циклоном. Наблюдения же показывают как раз обратное.

Если предположить, что воздух в верхней атмосфере, до высот 100—200 км, можно рассматривать как сплошную среду в задачах, где изучаются движения больших масштабов, малых скоростей и пренебрегается трением, т. е. если предположить, что такие движения в верхней атмосфере можно изучить с помощью обычных уравнений термо- и гидродинамики, то можно произвести для предполагаемой системы возмущений в верхних слоях точно такие же расчеты, какие были сделаны для нестационарного циклона в тропосфере и для антициклонического возмущения над ним в нижней стратосфере. Ниже приводятся результаты этих расчетов.

Средняя стратосфера. Предположим, что она простирается от уровня 19 км до уровня 60 км, возмущение — циклонического типа, уровень обращения вертикальной скорости 50 км, $T_0 = 240^\circ$. Значения среднего температурного градиента: от 19 до 30 км $\beta = 0$, от 30 до 50 км $\beta = -0,5 \cdot 10^{-4}$, от 50 до 60 км

$\zeta = 0$. Считаем, что функция $\psi(\zeta)$ в 10 раз меньше, чем в нижней стратосфере, и положительна.

Верхняя стратосфера. Простирается от уровня 60 км до уровня 100 км, возмущение антициклонического типа, уровень обращения вертикальной скорости 90 км, $T_0 = 340^\circ$. Значения среднего температурного градиента: от 60 до 65 км $\beta = 0$, от 65 до 85 км $\beta = 0,4 \cdot 10^{-4}$, от 85 до 100 км $\beta = -0,3 \cdot 10^{-4}$.

Функция $\psi(\zeta)$ в 10 раз меньше, чем в средней стратосфере, и отрицательна.

Таблица 4

$w_{\max} = 15,1$ см/сек.

$\zeta = 0$	$t = 0$	$t = t_k$
	$V_r: -1,95$ м/сек.;	$-2,40$ м/сек.;
	$V_\varphi: 0,14$ м/сек.;	$12,34$ м/сек.

z, км	t	r = 0			r = r_k		φ
		$\Delta_t p$		$\Delta_r p$	$\Delta_t p$		
19	0	-0,499	71,092	-0,009	-0,078	71,083	0
	$\frac{0}{t_k}$		70,593	+0,402		71,005	+0,7
30	0	-0,1043	14,86150	+0,002	-0,05640	14,86170	0
	$\frac{0}{t_k}$		14,75720	+0,481		14,80530	-12,40
50	0	-0,0069	1,39044	0,0000	-0,01195	1,39044	0
	$\frac{0}{t_k}$		1,38354	-0,00505		1,37849	+0,65
60	0	-0,002522	0,508381	0,0000	-0,00613	0,50838	0
	$\frac{0}{t_k}$		0,505859	-0,00360		0,50226	+25,70

Таблица 5

$w_{\max} = -24$ см/сек.

$\zeta = 0$	$t = 0$	$t = t_k$
	$V_r: 3,20$ м/сек.;	$3,92$ м/сек.;
	$V_\varphi: 2,14$ м/сек.;	$-6,90$ м/сек.

z, км	t	r = 0			r = r_k		φ
		$\Delta_t p$		$\Delta_r p$	$\Delta_t p$		
60	0	-0,002522	0,508381	0,0000	-0,00613	0,508390	0
	$\frac{0}{t_k}$		0,505859	-0,0036		0,502260	+25,7
65	0	-0,001525	0,307403	0,0000	-0,003621	0,307402	0
	$\frac{0}{t_k}$		0,305878	-0,002097		0,303781	+49,3
85	0	-0,001206	0,0187770	0,0000	+0,0000052	0,0187770	0
	$\frac{0}{t_k}$		0,0186564	+0,0001258		0,0187822	+49,3
100	0	-0,000016	0,0030461	0,0000	-0,0000325	0,0030461	0
	$\frac{0}{t_k}$		0,0030445	-0,0000309		0,0030136	+47,3

Ионосфера. Начинается с высоты около 100 км, возмущение циклонического типа. Уровень обращения вертикальной скорости 200 км, $T_0 = 305^\circ$. Значения

ния среднего температурного градиента: от 100 до 200 км $\beta = 10^{-5}$, от 200 до 250 км $\beta = -10^{-5}$. Функция $\psi(\zeta)$ в 10 раз меньше, чем в верхней стратосфере, и положительна.

Таблица 6

z, км	t	r = 0			r = r _k		ψ
		Δ _t p	Δ _r p	Δ _r p	Δ _t p	Δ _r p	
100	0	-0,000016	0,0030461	0,0000	0,0000325	0,0030461	0
	$\frac{0}{t_k}$		0,0030445	-0,0000309		0,0030136	-47,32
200	0	-0,0119 · 10 ⁻⁹	3,80893 · 10 ⁻⁹	0,0000	+0,4526 · 10 ⁻⁹	3,80893 · 10 ⁻⁹	0
	$\frac{0}{t_k}$		3,79703 · 10 ⁻⁹	+0,05716 · 10 ⁻⁹		3,85419 · 10 ⁻⁹	-47,20
250	0		2,238 · 10 ⁻¹²				0
	$\frac{0}{t_k}$						-186,00

В приведенных таблицах $w_{\text{макс}}$ — максимальное значение вертикальной скорости в рассматриваемом слое. Видно, что вертикальная скорость с высотой возрастает. В тропосфере она имеет порядок 1 см/сек., в ионосфере 1 м/сек. Такие же порядки вертикальных скоростей для различных высот были уже получены автором раньше [8].

Кроме того, приведены значения V_r и V_φ для нижней границы данного слоя или, что то же самое, для верхней границы нижележащего слоя. Если V_φ имеет положительный знак, то движение воздуха происходит против часовой стрелки (циклоническое вращение), если V_φ имеет отрицательный знак, то воздух движется по часовой стрелке (антициклоническое вращение).

Рассматривая полученные данные, можно заключить, что вихревое движение воздуха в нижележащем слое создает со временем на нижней границе следующего слоя вращение воздуха такого же знака, что и вихревое движение в этом верхнем слое. Таким образом, предположение о чередовании направлений вертикальных скоростей и соответственно направлений горизонтальных движений в различных слоях не находится в противоречии с этим фактом: вихревое движение в верхней части данного слоя со временем приобретает некоторые характерные черты вихревого движения в соседнем вышележащем слое. Вертикальная скорость в этой части слоя имеет с самого начала нужное направление, а нужный знак V_φ возникает со временем. Порядок скоростей горизонтальных движений — метры и десятки метров в секунду — близок к наблюдаемому.

Таблицы показывают, что возникающие возмущения в давлении и температуре в верхних слоях не малы: они имеют порядок тропосферных возмущений. Отношение средней изменчивости давления во времени к среднему значению давления в каждом слое имеет для всех слоев величину порядка 0,9—0,4%. Для тропосферы это отношение равно 0,6%. Отношение средней горизонтальной разности давлений к среднему значению давления в каждом слое имеет величину порядка 0,2—0,3% для всех случаев, для тропосферы оно равно 0,2%.

Следовательно, представление о том, что динамическое возмущение, распространяющееся из тропосферы, должно быстро затухать с высотой, — неверно.

На основании данных о температурных возмущениях следует заключить, что во время развития циклона в тропосфере инверсия температуры в слое 40—60 км

должна увеличиваться, падение температуры с высотой в слое 60—85 км должно быть более медленным, а температура в ионосфере должна понижаться.

Очевидно, если все расчеты провести в обратном порядке, взяв за исходные данные полученные изменения температуры и давления, а также величину скорости ветра на нижней границе ионосферы, на уровне 100 км, то в результате будут получены заданные изменения температуры, давления и ветра у земной поверхности. В основе таких расчетов лежало бы предположение о том, что циклоническое возмущение, возникшее по каким-то причинам в ионосфере, вызывает динамические возмущения соответствующих знаков в нижележащих слоях.

При этом нужно считать, что энергия возникшего в верхних слоях возмущения не может быть непосредственной причиной мощных возмущений в нижних слоях, так как энергия последних значительно больше, соответственно плотности воздуха в этих слоях. Энергия верхних возмущений является как бы толчком, способствующим разрешению имеющихся запасов энергии неустойчивости в каждом слое, за счет которой там и развиваются динамические возмущения.

Весьма вероятно, что такого рода влияние может распространяться только на ближайшие один-два слоя: верхнюю стратосферу и среднюю стратосферу. Поэтому у земной поверхности влияние возникшего наверху динамического возмущения может проявиться скорее всего только при условии, что в тропосфере уже существуют циклон или антициклон, действие которых распространяется вверх по крайней мере до средней стратосферы и понижает устойчивость промежуточных слоев. А именно, если в тропосфере развивается циклон, то дополнительные возмущения, распространяющиеся сверху, накладываясь на основные возмущения, распространяющиеся снизу, должны усилить их, ускоряя вихревую циркуляцию в каждом слое и углубляя тропосферный циклон. В случае тропосферного антициклона результат должен быть обратным: дополнительные возмущения, накладываясь на основные, будут тормозить вихревую циркуляцию — антициклон в тропосфере станет менее интенсивным.

С этим обстоятельством находится в согласии тот факт, что под влиянием солнечной активности изменяется глубина циклонов, но не общее число их.

Кинетическая энергия полученного при расчетах динамического возмущения в ионосфере, приходящаяся на 1 г воздуха, измеряется величиной:

$$\frac{c^2}{2} = \frac{(3 \cdot 10^3)^2}{2} = 4,5 \cdot 10^6 \text{ эрг.}$$

Поэтому можно сказать, что если какой-нибудь внеслойный источник энергии (корпускулярная или ультрафиолетовая радиация солнца) может сообщать массам воздуха в ионосфере энергию порядка $5 \cdot 10^6$ эрг на 1 г, то результатом развития вызванного им динамического возмущения будет углубление уже существующего в тропосфере циклона на 5 мб у земной поверхности.

Кроме уже высказанных соображений в пользу возможности распространения сверху вниз влияния динамических возмущений, возникших под действием внешних причин, можно привести еще следующие факты. Н. М. Штауде с помощью сумеречного метода определения температуры верхних слоев атмосферы обнаружила, что солнечная активность оказывает весьма существенное влияние на температуру верхних слоев атмосферы. Было найдено, что при прохождении группы солнечных пятен через центральный меридиан солнца или при наибольшем развитии группы температура атмосферы увеличивается в слое 30—60 км, а иногда в слое 60—100 км. В первом слое увеличение температуры составляет 20° и больше; температурный градиент в этом слое увеличивается с 2 до 9 и 14° . Обычно приводимые возможные причины изменения состояния верхних слоев — корпускулярная и ультрафиолетовая радиация солнца — не могут оказать непосредственного влияния на состояние воздуха в слое 30—60 км. Корпускулярные потоки не проникают до таких низких уровней. Ультрафиолетовая радиация может вызвать заметное изменение температуры в этом слое посредством изменения

концентрации озона в нем, чего при повышении солнечной активности не наблюдается.

Но, предположив возможность динамического воздействия вихревых движений воздуха в ионосфере на состояние других слоев, то можно легко объяснить этот эффект. Действительно, если вихревое возмущение в ионосфере возбуждает в средней стратосфере такое же возмущение, то на уровне 60 км и ниже должна повышаться температура. На уровне 60 км температура поднимается на 26° , если величина вертикальной скорости проходит через нулевую точку на уровне 50 км; на 70° —если нулевая точка лежит на уровне 45 км; на 180° —если нулевая точка лежит на уровне 40 км.

Непосредственным доказательством того, что солнечная активность вызывает в верхних слоях динамические возмущения, могут служить некоторые результаты исследований связи метеорных явлений с солнечной деятельностью [1]. Скорость дрейфа метеорных следов или, что то же самое, скорость воздушных течений на тех уровнях, где наблюдаются следы (80—160 км), обнаруживает, кроме суточной и годичной вариаций, также и 11-летнюю вариацию. С возрастанием относительных чисел скорость дрейфа увеличивается (на 50% в годы максимума пятен).

Следовательно, движения воздуха в верхних слоях тесно связаны с солнечной активностью.

Для того чтобы увеличить скорость дрейфа (20—50 м/сек.) на 50% , внешние, солнечные источники должны сообщить воздушным массам в ионосфере кинетическую энергию именно такого порядка, которая необходима для углубления тропосферного циклона на несколько миллибар.

Итак, построенная нами динамическая модель нестационарного циклона (антициклона) позволила вычислить распределение на различных высотах и изменения во времени давления, температуры и ветра. Расчеты дали удовлетворительное совпадение теоретических и экспериментальных данных.

Оказалось возможным показать, что над тропосферным динамическим возмущением (циклоном, антициклоном) в нижней стратосфере существует динамическое возмущение противоположного знака (антициклон, циклон).

Предложенная возможная схема динамических возмущений в верхних слоях (до высоты 200—300 км) подтверждается различными данными наблюдений. Эта схема дает механизм воздействия тропосферных динамических процессов на верхние слои и показывает также, каким образом солнечная активность влияет на динамику земной атмосферы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Астапович И. С. Бюллетень комиссии по исследованию солнца при АН СССР, № 5—6, 1950.
2. Астапович И. С. Солнечно-суточные геомагнитные вариации с точки зрения стратосферных течений по наблюдениям метеорных следов. Доклады НИИЗМ, № 1, 1947.
3. Вительс Л. А. Многолетние изменения барико-циркуляционного режима и их влияние на колебания климата. Труды ГГО, № 8, 1948.
4. Затеишиков Г. О. и Бронштэн В. А. Серебристые облака в 1936 г. Метеорология и гидрология, № 11—12, 1938.
5. Калиновский А. Б. Аэрологическая характеристика свободной атмосферы над Москвой по данным зондовых подъемов 1930—1936 гг. Труды НИУ ГУГМС, сер. II, вып. 24, 1947.
6. Кессених В. Н. и Булатов Д. Н. Континентальный эффект в географическом распределении эффективной концентрации слоя F_2 . ДАН, XIV, № 6, 1934.
7. Пальмен Э. Аэрологические исследования атмосферных возмущений. ГТТИ, 1934.
8. Ракипова Л. Р. Вертикальные движения воздуха в атмосфере и космическая пыль. Труды ГГО, вып. 19, 1950.
9. Тверской П. Н. Распределение температуры в свободной атмосфере по наблюдениям в Павловске. Метеорологический вестник, № 1—12, 1918.
10. Федьнский В. В. Результаты наблюдений метеорных следов в Таджикистане. Астроном. журн., XXV, 6, 1944.
11. Хромов С. П. Основы синоптической метеорологии. Л., Гидрометеоиздат, 1948.
12. Sheppard. The Exploration of Upper Atmosphere. Science Progress, July, v. XXXVII, № 147, 1949.

13. Abbot. Magnetic storms and fluctuation of the temperature in Washington. Miscellaneous Collections., v. 110, № 6, 1948.
 14. Colwell. Cyclons, anticyclons and layer Kennely. Proceed. Inst. Rad. Eng. May. V, XXI, 1933.
 15. Hewson and Longley. Meteorology theoretical and applied. London, 1944.
 16. Kidson. Discussion of the article Martyn and Pylecy „The temperature and structure of the Upper Atmosphere“. Quart. Journ. Roy. Met. Soc., v. 63, № 272, 1937.
 17. Martyn and Pulley. The temperature and structure of the Upper Atmosphere. Proceed. of. the Roy. Soc, v. 154, № 882, 1936.
 18. Refsdal. Zur Thermodynamik der Atmosphäre. Geofis. publ., v. IX, № 12, 1932.
 19. Seaton. The temperature of the Upper Atmosphere. Phys. Rev., v. 71, № 8, 1947.
 20. Stermer. Perlamuter Wolken. Geofis. publ., IX, № 4, Oslo, 1932.
-