

## SYNOPTIC SCALE EDDIES IN THE ATMOSPHERE AND OCEAN

S. A. SOLDATENKO

*The structure of large scale atmospheric and oceanic eddies is discussed. The basic physical mechanisms of processes of generation of the synoptic eddy in the atmosphere and ocean is outlined.*

*Приведены сведения о структуре атмосферных и океанических синоптических вихрей. Изложены современные представления об основных физических механизмах их возникновения и развития.*

## СИНОПТИЧЕСКИЕ ВИХРИ В АТМОСФЕРЕ И ОКЕАНЕ

С. А. СОЛДАТЕНКО

*Военная инженерно-космическая академия  
им. А.Ф. Можайского, Санкт-Петербург*

### ВВЕДЕНИЕ

В атмосфере, равно как и в океане, наблюдается исключительно большое разнообразие волновых и вихревых движений, что обусловлено влиянием сил различного происхождения на динамику атмосферы и океана. С практической точки зрения особый интерес представляют волны синоптического масштаба и связанные с ними синоптические вихри (синоптический масштаб в атмосфере соответствует системам движения, имеющим горизонтальные размеры порядка  $10^3$  км и характерное время существования – несколько суток). Синоптические вихри в атмосфере – циклоны и антициклоны – играют первостепенную роль в формировании погодных условий на больших территориях. В океане роль синоптических вихрей велика в формировании климата океана – средних распределений океанографических характеристик и их долгопериодической изменчивости.

В атмосфере крупные вихри возникают во всех частях земного шара, однако лишь во внетропических широтах они отличаются большой мощностью и интенсивностью. Слабое развитие получают циклоны и антициклоны в экваториальной зоне. Вместе с тем вблизи этой зоны возникают и развиваются тропические циклоны (тайфуны, ураганы), которые отличаются от внетропических сравнительно малым диаметром (порядка сотен километров), но значительно большими градиентами давления и скоростями ветра.

Атмосферные синоптические вихри были обнаружены на картах погоды в середине XIX века, когда начались регулярные наблюдения за погодой. С того времени изучение пространственной структуры синоптических вихрей и основных физических механизмов их возникновения и развития находится в зоне постоянного внимания специалистов в области геофизической гидродинамики. В океане синоптические вихри обнаружены сравнительно недавно, в конце 60-х годов текущего столетия во время проведения отечественных и международных научных программ по исследованию океана (эксперименты “Полигон-70”, “MODE” – Mid-Ocean Dynamical Experiment, “ПОЛИМОДЕ”). Статья посвящена изложению современных представлений о структуре синоптических вихрей в атмосфере и океане, а также рассмотрению основных физических механизмов их образования и развития.

## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АТМОСФЕРНЫХ СИНОПТИЧЕСКИХ ВИХРЕЙ ВНЕТРОПИЧЕСКИХ ШИРОТ

Приток солнечного тепла (коротковолновой солнечной радиации) служит первопричиной общей циркуляции атмосферы. На внешней границе атмосферы этот приток в среднем за сутки имеет чисто широтное (зональное) распределение. Солнечная радиация отчасти поглощается в толще атмосферы, но в большей степени достигает поверхности Земли, поглощается ею и переизлучается в форме длинноволновой радиации, частично поглощаемой затем нижними слоями атмосферы. В результате атмосфера нагревается в основном снизу (но не очень сильно), так что стратификация (вертикальное распределение) температуры оказывается устойчивой. Это означает, что вертикальный градиент температуры  $\gamma = -\partial T/\partial z$  (в атмосфере в среднем  $\gamma \approx 6,5^\circ\text{C}/\text{км}$ ) редко превосходит значение сухоадиабатического вертикального градиента температуры  $\gamma_a = 9,8^\circ\text{C}/\text{км}$ . Таким образом, нагрев атмосферы также носит зональный характер – экваториальная зона оказывается нагретой больше, чем полярные области (годовой приток тепла на экваторе в 2,4 раза больше, чем в полярных районах). Нагретый воздух, как известно, поднимается, так что на фиксированной высоте в экваториальной атмосфере давление оказывается больше, чем в полярных областях. Так формируется *доступная потенциальная энергия  $\bar{P}$*  (доступная потенциальная энергия – та часть лабильной энергии (суммы потенциальной энергии положения и внутренней энергии), которая может перейти в кинетическую энергию в адиабатически замкнутой системе). Зональная разность давлений создает отток воздуха на верхних уровнях тропосферы (слой атмосферы от земной поверхности до высоты 10–12 км в средних широтах) от экватора к полюсам и компенсирующий приток воздуха из умеренных широт к экватору на нижних уровнях – пассатные ветры. Поток воздуха от экватора к полюсам на верхних уровнях сила Кориолиса поворачивает на восток, формируя таким образом западно-восточный (зональный, циркумполярный) перенос. Однако этот поток крайне редко бывает прямолинейным. Факты говорят о том, что движение атмосферы крайне нерегулярно. Объясняется это неустойчивостью крупномасштабных атмосферных потоков относительно малоамплитудных случайных возмущений, которые могут генерироваться благодаря совокупному воздействию вращения Земли, пространственных неоднородностей теплофизических свойств подстилающей поверхности (океан, суша, льды) и ее радиационного баланса (разности между количеством приходящей солнечной радиации и уходящего длинноволнового излучения), а также других факторов. Однажды внесенные случайным образом в основной поток возмущения при определенных условиях разрастаются

и приводят к полному разрушению зональной циркуляции и образованию синоптических вихрей.

Одной из характеристик синоптических объектов (волн, вихрей) служит радиус деформации Росби

$$L_R = \frac{N}{f}H.$$

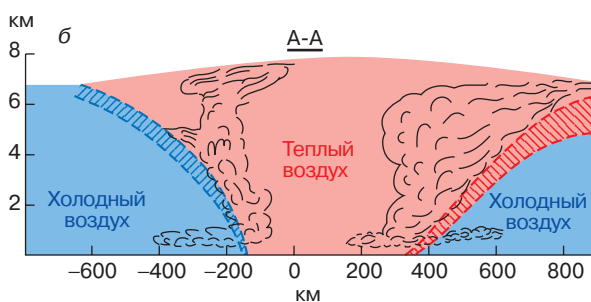
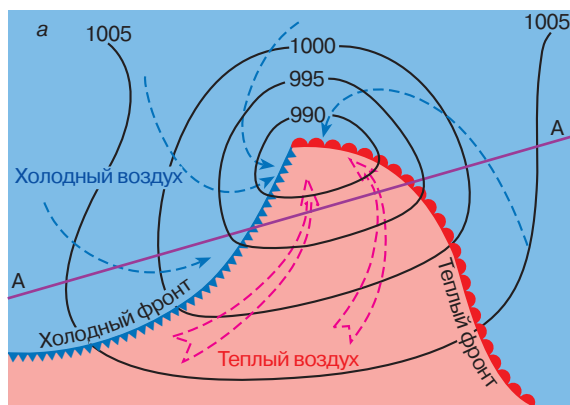
Здесь  $N = \sqrt{-\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}}$  ( $g$  – ускорение свободного падения,  $\rho$  – плотность среды) – частота Брента–Вяйсяля (ее физический смысл – частота колебаний несжимаемой жидкости, отклонившейся по вертикали от положения равновесия и подверженной архимедовой силе);  $f = 2\omega \sin \varphi$  ( $\omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$  – угловая скорость вращения Земли) – параметр Кориолиса;  $H$  – характерный вертикальный масштаб синоптического объекта.

Типичный размер синоптического объекта соответствует радиусу деформации Росби. Принимая для атмосферы в качестве характерных значений  $N = 2 \cdot 10^{-2} \text{ с}^{-1}$ ,  $H = 10 \text{ км}$  и полагая  $f = 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ , получаем оценку  $LR = 2000 \text{ км}$ . Если это характерный размер синоптического вихря, то длина волны будет вдвое больше и окажется равной 4000 км. Наблюдения показывают, что синоптические волны и синоптические вихри имеют размеры, согласующиеся с приведенными оценками: наиболее часто горизонтальные размеры синоптических вихрей лежат в интервале от 500–700 до 2000–3000 км, их вертикальные размеры – несколько километров, а время жизни – несколько суток.

В системе общей циркуляции атмосферы синоптические вихри выполняют функцию основного механизма междуширотного воздухообмена. Благодаря синоптическим вихрям происходит меридиональный перенос тепла, водяного пара и импульса в планетарном масштабе, что приводит к сглаживанию термических контрастов между высокими и низкими широтами и вызывает значительные изменения погодных условий.

Строение циклонов и антициклонов существенно различно. Циклон характеризуется пониженным относительно окружающих территорий давлением воздуха (минимальное давление наблюдается в центре циклона) и вращательным движением воздушных масс вокруг центра против часовой стрелки в северном полушарии и по часовой стрелке в южном. Нормальное атмосферное давление, как известно, составляет 1013,25 гектопаскалей (гПа). В достаточно развитых (глубоких) циклонах давление в центре может отличаться от нормального на 40 гПа и более. В пограничном слое атмосферы (нижний слой атмосферы от земной поверхности до высоты примерно 1,5 км), где существенное влияние на характер движения атмосферного воздуха оказывает сила трения, вектор скорости ветра оказывается направленным в сторону низкого давления (то есть к

центру) под некоторым углом к касательной к изобаре (линии равного давления). Вблизи земной поверхности этот угол составляет примерно  $30^\circ$ . Выше слоя трения (в свободной атмосфере) вектор скорости ветра направлен по касательной к изобаре. Здесь сила барического градиента уравновешивается силой Кориолиса, а влияние трения практически отсутствует. В циклоне, таким образом, в нижнем слое атмосферы сходятся воздушные потоки (рис. 1) и, следовательно, наблюдаются восходящие движения воздуха. Подъем воздуха и его адиабатическое охлаждение приводят к постепенному понижению температуры в свободной атмосфере, достижению воздухом состояния насыщения и образованию облачности. Поэтому в циклонах преобладает облачная погода и выпадают осадки. Скорость восходящих движений воздуха в циклонах составляет несколько сот метров в сутки. С циклонами связаны атмосферные фронты — узкие переходные зоны (ширина зоны фронта в горизонтальном направлении — несколько десятков километров, в вертикальном направлении — несколько сот метров), в которых градиенты температуры и других метеорологичес-



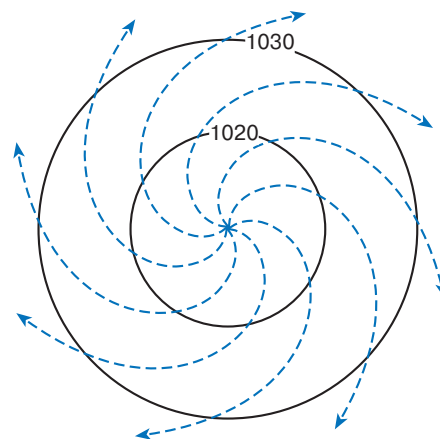
**Рис. 1.** Структура циклонического синоптического вихря в атмосфере северного полушария: а — поле изобар (сплошные линии), линии тока (пунктирные линии) и атмосферные фронты на приземной карте погоды. Цифры у изобар — атмосферное давление в гектопаскалях; б — вертикальный разрез циклона

ких параметров резко увеличены. Фронтальная зона имеет наклон в сторону холодного воздуха, при этом тангенс угла наклона составляет  $0,01-0,001$ .

Антициклон представляет собой область повышенного давления воздуха (максимальное давление — в центре антициклона) и также характеризуется вращательным движением воздушных масс относительно центра. В развитых антициклонах давление воздуха в центре может достигать значений 1070 гПа и более. В отличие от циклона в антициклоне в северном полушарии вращение происходит по часовой стрелке, в южном полушарии — против часовой стрелки. Сила трения, действие которой ощутимо в пограничном слое атмосферы, способствует отклонению ветра от касательной к изобарам влево. В результате линии тока в антициклоне принимают форму спиралей, расходящихся от центра (рис. 2). Давление, максимальное в центре антициклона, убывает к периферии. Градиенты давления в антициклоне обычно меньше, чем в циклоне, а в центральной его части, как правило, наблюдается штиль.

Расходимость воздушных течений в нижних слоях влечет за собой преобладание в антициклонах нисходящих движений воздуха с вертикальной составляющей скорости порядка десятков и сотен метров в сутки. С оседанием воздуха и его адиабатическим нагреванием связано постепенное повышение температуры воздуха в свободной атмосфере и преобладание ясной или малооблачной погоды в зоне антициклона.

Изобары, которые проводятся на картах погоды, в циклонах и антициклонах имеют форму, близкую в круговой или эллиптической. На перифериях циклонов часто наблюдаются вытянутые в одном направлении изобары, образующие *барическую ложбину* с относительно пониженным давлением вдоль ее оси, а иногда наблюдаются небольшие циклоны,



**Рис. 2.** Поле изобар и приземных линий тока в антициклоне северного полушария

называемые вторичными. На окраинах антициклонов, в свою очередь, часто наблюдаются *барические гребни* с относительно повышенным давлением вдоль оси, а иногда и вторичные антициклоны, или ядра высокого давления.

## ОСНОВНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ СИНОПТИЧЕСКИХ ВИХРЕЙ

История развития представлений о механизмах возникновения синоптических вихрей достаточно подробно описана в литературе (см., например, [1, 4]). В настоящее время общепризнано, что основным механизмом зарождения синоптических вихрей в атмосфере является *гидродинамическая неустойчивость* близкого к зональному атмосферного потока. Заметим, что неустойчивость в геофизической гидродинамике обычно понимается в смысле Ляпунова, который исследовал устойчивость решений систем дифференциальных уравнений относительно возмущений начальных данных. Из различных видов гидродинамической неустойчивости наибольшую роль в процессах крупномасштабного вихреобразования играет *бароклинная неустойчивость*, то есть неустойчивость атмосферного потока с широтным градиентом температуры (и, следовательно, с вертикальным градиентом скорости ветра) в поле силы Кориолиса. Источником энергии растущих возмущений в таком потоке служит доступная потенциальная энергия.

Другим видом неустойчивости, который может вносить значительный вклад в зарождение и развитие синоптических вихрей, является *баротропная неустойчивость* (неустойчивость атмосферного потока с поперечным сдвигом скорости ветра в поле силы Кориолиса). Источником энергии неустойчивых возмущений в этом случае является кинетическая энергия основного потока.

Определить условия, при которых в зональном потоке малые возмущения могут вырастать до размеров синоптических вихрей, а также найти спектр неустойчивых возмущений и скорости их роста на начальной стадии оказывается возможным в рамках линейного приближения. В этом случае каждый из метеорологических параметров представляется в виде суммы  $\varphi = \bar{\varphi} + \varphi'$ , где  $\bar{\varphi}$  характеризует основное состояние атмосферы (зональный поток), а  $\varphi'$  — возмущения. Далее уравнения, описывающие динамику атмосферных процессов, линеаризуются относительно состояния, описывающего основной поток (то есть относительно  $\bar{\varphi}$ ), и решение ищется в виде простых гармонических волн (нормальных мод)

$$\varphi'(x, z, t) = \varphi'_0(z) e^{ik(x-ct)}.$$

Здесь  $\varphi'_0(z)$  — функция, описывающая распределение амплитуд волновых возмущений по вертикали;  $k$  — волновое число по оси  $x$ ;  $c = c_r + ic_i$  — комплексная фазовая скорость волны ( $c_r$  — физическая фазо-

вая скорость,  $c_i$  — мнимая часть комплексной фазовой скорости).

Неустойчивость решения возникает тогда, когда фазовая скорость  $c$  имеет отрицательную мнимую часть, при этом величина  $kc_i$  является показателем роста волны. Вообще говоря, для полного исследования устойчивости линеаризованной системы уравнений следовало бы решать задачу Коши (задачу с начальными условиями) и следить за эволюцией начальных возмущений с течением времени. Однако опыт показывает, что оба метода дают вполне сравнимые результаты при исследовании начальной стадии развития неустойчивых возмущений.

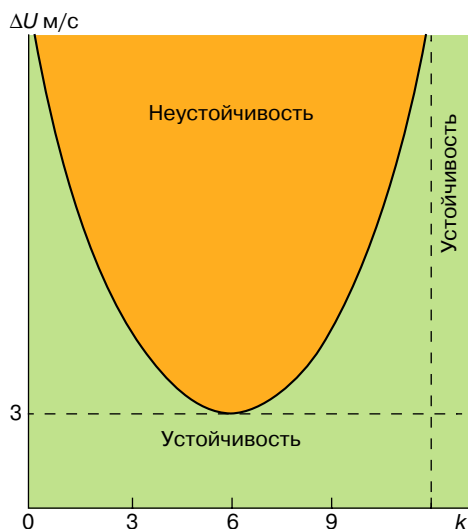
Изучение различных атмосферных потоков позволило получить необходимые условия развития бароклинной неустойчивости. В частности, одно из таких условий, полученное в рамках двухслойной модели атмосферы, имеет следующий вид:

$$U_1 - U_3 > \sigma \frac{\cos \varphi}{\sin \varphi},$$

где  $U_1$  и  $U_3$  — скорости зонального потока на уровнях, где атмосферное давление равно 250 и 750 гПа соответственно;  $\varphi$  — географическая широта;  $\sigma$  — параметр статической устойчивости атмосферы.

При выполнении этого неравенства неустойчивость рассматриваемого атмосферного потока возможна. На рис. 3 показана кривая, отделяющая область устойчивости от области неустойчивости, построенная для двухслойной модели атмосферы. Низшая точка кривой соответствует наиболее неустойчивым волнам и наиболее слабым сдвигам ветра, при которых проявляется неустойчивость. Анализируя рис. 3 можно заметить, что, во-первых, волны с большими и малыми волновыми числами (короткие и длинные волны) устойчивы и, во-вторых, неустойчивость возможна только начиная с некоторого конечного сдвига скорости ветра. Если рассчитать длину волны неустойчивого возмущения, соответствующую минимальному значению  $\Delta U = U_1 - U_3$ , при котором происходит развитие бароклинной неустойчивости ( $\Delta U_{\min} \approx 3$  м/с), то для реальных физических условиях в атмосфере получим значение порядка 4000 км, что близко к реально наблюдаемому в атмосфере бароклинным волнам, из которых развиваются синоптические вихри.

Однако выполнение необходимых условий неустойчивости не означает, что неустойчивость обязательно будет наблюдаться. Для того чтобы решить вопрос, является ли данный поток неустойчивым, проводится специальный анализ. Оставаясь в рамках линейного приближения, этот анализ выполняется путем решения соответствующей задачи на собственные значения, что позволяет определить спектр неустойчивых волн и скорости их роста. Для практических оценок можно использовать следующее



**Рис. 3.** Нейтральная кривая, разделяющая области устойчивости и неустойчивости атмосферного зонального потока (получена на основе двухслойной модели атмосферы Н. Филлипсом)

соотношение, позволяющее находить максимальный показатель роста бароклинических неустойчивых волн:

$$kc_i = 0,3125 \frac{f dU}{N dz}.$$

Для типичных атмосферных условий показатель роста неустойчивых возмущений имеет порядок  $10^{-6} \text{ с}^{-1}$ .

Практика показывает, что синоптические вихри возникают как низкие барические образования, охватывающие на начальных стадиях своего развития нижний слой тропосферы толщиной 2–3 км. Это означает, что в реальных условиях наиболее часто потеря устойчивости происходит в нижних слоях атмосферы. Результаты математического моделирования показывают, что в этом случае максимум скорости нарастания амплитуд и энергии неустойчивых возмущений сдвигается в сторону высоких волновых чисел с  $k = 14, 15$ . Однако в нижней тропосфере весьма значительны диссипация энергии и турбулентное (хаотическое) перемешивание воздуха. Все это приводит к тому, что максимум результирующей скорости нарастания неустойчивых возмущений перемещается в спектральную область с волновыми числами  $k = 6...8$ , что соответствует в средних широтах волнам, имеющим длину 3000–4000 км.

Линейное приближение позволяет проследить зарождение синоптических вихрей и их развитие лишь на начальной стадии, поскольку в этом случае не учитываются взаимодействия возмущений между собой и их влияние на основной поток. На более поздних стадиях, когда все большее значение приобретают нелинейные эффекты, изучение эволю-

ции синоптических вихрей выполняется с помощью нелинейных математических моделей, реализация которых выполняется на вычислительной технике. Нелинейные математические модели дают возможность исследовать вклад различных физических факторов в формирование вихревой активности атмосферы.

Реальные атмосферные потоки, на фоне которых развиваются синоптические вихри, сравнительно редко можно считать зональными и прямолинейными. Обычно синоптические вихри возникают на фоне волн планетарного масштаба (волновые числа  $k = 1, 2$ ). Присутствие планетарных волн расширяет возможности возникновения синоптических вихрей в атмосфере и формирует районы, наиболее благоприятные для зарождения циклонических синоптических вихрей, так называемые *бароклинико-активные районы*.

Возможности баротропной неустойчивости в процессах возникновения крупномасштабных вихрей значительно меньше по сравнению с бароклинической неустойчивостью. Обычно атмосферный поток баротропно устойчив. Если же поток оказывается баротропно неустойчивым, то длина наиболее неустойчивых волн существенно превышает характерный масштаб синоптических вихрей средних широт, а скорость роста амплитуд баротропно неустойчивых волн существенно меньше, чем реальных атмосферных возмущений, из которых образуются синоптические вихри.

Жизнь синоптических вихрей продолжается несколько суток, до тех пор, пока доступная потенциальная энергия, обусловленная горизонтальными контрастами температур, не перейдет в вихревую кинетическую энергию. Этот процесс называется баротропизацией синоптических вихрей. В некоторых случаях возникают ситуации, когда происходит регенерация (возрождение) синоптических вихрей. Поводом для регенерации циклонического вихря обычно является свежий заток холодного воздуха в тыл циклона. Антициклоны чаще регенерируются при слиянии старого вихря, имеющего теплое ядро, с новым вихрем, имеющим холодное ядро воздуха. Циклоны перемещаются в направлении общего переноса воздуха (ведущего потока), имеющего место в средней тропосфере (на высоте около 5 км). Как правило, этот поток имеет значительную западную составляющую, поэтому циклоны обычно движутся с запада на восток, отклоняясь при этом к северу. Скорость перемещения циклона составляет в среднем 30–40 км/ч. На стадии затухания (на четвертые-пятые сутки с момента своего зарождения) скорость перемещения циклона резко замедляется и начинается процесс его заполнения, то есть разрушения. Антициклоны значительно чаще, чем циклоны, становятся малоподвижными и могут сохраняться без существенного изменения много дней. Направление перемещения антициклонов также

определяется направлением ведущего потока. Однако в отличие от циклонов в движении антициклонов преобладает составляющая, направленная к низким широтам.

## ТРОПИЧЕСКИЕ ЦИКЛОНЫ

Огромные бедствия человеку приносят тропические циклоны — интенсивно вращающиеся вихри с большим запасом атмосферной влаги, развивающиеся над теплыми океанами в тропиках. В стадии максимального развития тропический циклон, называемый ураганом (тайфуном), представляет собой циклонический вихрь диаметром от нескольких десятков до нескольких сот километров, скорость ветра в котором может достигать 200 км/ч и более. Разрушительное действие ураганов связано не только с сильными ветрами, но и с чрезвычайно обильными осадками. Огромные скорости в тропических циклонах обусловлены большими градиентами давления: в центре урагана атмосферное давление значительно ниже, чем на периферии (в некоторых случаях на 80 гПа и более). В среднем давление в центре тропического циклона составляет 950–960 гПа, довольно часто оно падает до 890 гПа, рекордно низкое давление в центре тропического циклона — около 875 гПа.

Особенностью структуры тропического циклона, его феноменальным и загадочным явлением, служит наличие так называемого *глаза бури* — сравнительно спокойного участка в центре урагана, в котором наблюдается штилевая безоблачная погода. Глаз имеет диаметр в среднем 24 км, но иногда достигает 60 км. По боковым границам глаза возвышается плотная облачная стена. Скопления облаков и связанных с ними осадков образуют в урагане спиралевидные ответвления от центральной области тропического циклона (рис. 4). Характерной особенностью тропического циклона является также то, что температура воздуха в его ядре значительно (на 5–15°C) выше, чем за его пределами.

На картах траекторий ураганов, составленных многочисленными авторами, видно, что тропические циклоны возникают и движутся только в определенных областях Мирового океана. Перемещаются тропические циклоны обычно на большие расстояния и имеют меандрирующую траекторию. Встретив сушу или достигнув средних широт, тропический циклон, как правило, диссипирует либо приобретает свойства среднеширотного циклона.

Относительно основных механизмов возникновения тропических циклонов не сформировано единой точки зрения. Все исследователи сходятся в том, что для возникновения тропического циклона необходимо зарождение незначительного первоначального вихря, который может играть роль спускового механизма. В частности, причиной возникновения первоначального вихря могут служить резкие температурные контрасты поверхности, над кото-

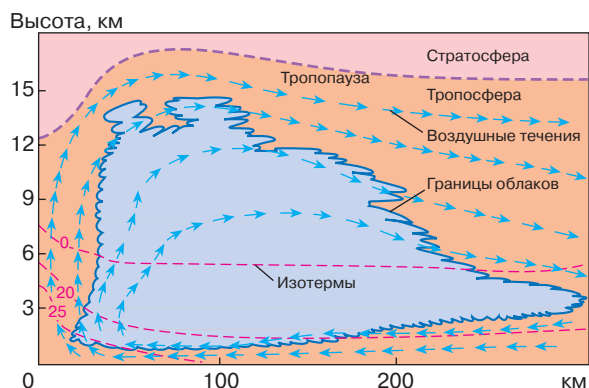


Рис. 4. Вертикальный разрез тропического циклона

рой движется воздух. Некоторые исследователи полагают, что начальные вихри могут создаваться мощными скоплениями кучевых облаков. Определенную роль в зарождении тропических циклонов могут играть бароклинная неустойчивость и конвективная неустойчивость атмосферного воздуха. В последнее время обсуждается следующая гипотеза относительно зарождения первоначального вихря. Статистический анализ показывает, что часто тропические циклоны возникают в зонах гравитационных аномалий, где претерпевает существенные изменения сила тяжести. В этих местах возникает так называемый гравитационный ветер (его скорость составляет несколько метров в секунду), который может сгенерировать первоначальный вихрь. Скорее всего, совокупность перечисленных факторов в том или ином сочетании создает возможности для возникновения первоначального возмущения. Но первоначальный вихрь не всегда приводит к возникновению тропического циклона и перерастанию его в тайфун. Для возникновения тропического циклона очень важно, чтобы температура поверхности океана в месте его возникновения была выше 26,5°C и чтобы в нижних слоях атмосферы воздух был в состоянии, близком к состоянию насыщения.

При зарождении первоначального вихревого возмущения вблизи его оси возникает узкая область пониженного давления, в которую начинает втягиваться теплый влажный воздух. Далее этот воздух поднимается вверх, вызывая конденсацию водяных паров. Выделяющееся тепло конденсации прогревает столб атмосферы, вызывая еще большее падение атмосферного давления у поверхности океана и, таким образом, начинает работать самовозбуждающая тепловая машина, приводящая к дальнейшему развитию тропического циклона. Тепло конденсации является основным источником энергии тропического циклона. Лишаясь его при выходе на сушу, тайфун быстро затухает.

## СИНОПТИЧЕСКИЕ ВИХРИ В ОКЕАНЕ

Крупномасштабные течения в океане имеют иное происхождение, чем в атмосфере. Если основные крупномасштабные течения в атмосфере (пассатные циркуляции и западно-восточный перенос умеренных широт) создаются нагревом снизу (убывающим от экватора к полюсам) и вращением Земли (силой Кориолиса), то в океане их главной причиной является ветровое напряжение трения на поверхности океана в сочетании с влиянием берегов (отсутствующим в атмосфере) и с вращением Земли. Принимая для океана  $N = 10^{-3} \text{ с}^{-1}$  и  $H = 5 \text{ км}$ , получаем следующую оценку радиуса деформации Росби  $L_R = 50 \text{ км}$ . Таким образом, характерные размеры синоптических вихрей в океане в десятки раз меньше, чем в атмосфере, а сами вихри оказываются в сотни раз более медленными (и долгоживущими), чем в атмосфере.

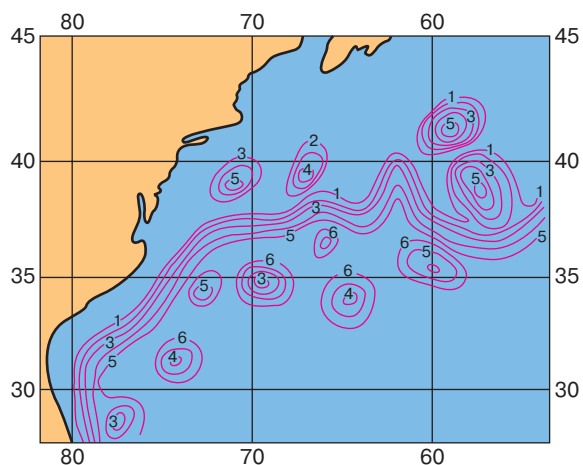
В открытом океане основными механизмами зарождения синоптических вихрей являются бароклинная неустойчивость течений (даже слабых) и генерация топографических волн и вихрей при обтекании неровностей рельефа дна. В открытом океане возможен еще один механизм генерации синоптических вихрей, не имеющий аналогов в атмосфере, — их генерация прямыми атмосферными воздействиями на поверхности океана, то есть неоднородностями в полях напряжения трения ветра и атмосферного давления.

Вихри в океане могут также образовываться на перифериях меандрирующих течений типа Гольфстрима и Куроисио. В этом случае при потере устойчивости меандрирующего течения и отсечении меандров образуются фронтальные синоптические вихри, имеющие вид кольцевых течений и называемые *рингами*. На рис. 5 показаны вихри Гольфстрима — очень сильного струйного течения, несущего свои воды в направлении на север, северо-восток и восток от Флоридского пролива.

Уединенные синоптические вихри в океане могут интерпретироваться как солитоны — локализованные возмущения, распространяющиеся с постоянной скоростью и без изменения формы.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение синоптических вихрей в атмосфере и океане очень важно для повышения качества прогнозов погоды и исследования короткопериодических вариаций климата. Теоретическое исследование синоптических вихрей и изучение их влияния



**Рис. 5.** Топография (в сотнях метров) изотермической поверхности  $15^\circ\text{C}$ . Вытянутый лентообразный пучок изотерм обозначает Гольфстрим. К югу от Гольфстрима видны холодные циклонические вихри, к северу — теплые антициклонические [2]

на погоду и климат основываются на современных математических моделях атмосферы, реализуемых на сверхмощной вычислительной технике. Исследование синоптических вихрей в атмосфере и океане важно для лучшего понимания физических процессов, происходящих в атмосферах других планет.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Дымников В.П., Филатов А.Н. Устойчивость крупномасштабных атмосферных процессов. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 236 с.
2. Каменкович В.М., Кошляков М.Н., Монин А.С. Синоптические вихри в океане. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 264 с.
3. Матвеев Л.Т. Теория общей циркуляции атмосферы и климата Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 295 с.
4. Шакина Н.П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 263 с.

\* \* \*

Сергей Анатольевич Солдатенко, доктор физико-математических наук, профессор, начальник кафедры метеорологического и геофизического обеспечения факультета обработки космической информации Военной инженерно-космической академии им. А.Ф. Можайского. Автор более 100 научных публикаций, в том числе трех монографий.