

В. Я. СЕРГИН

О ПОДОБИИ ГОДОВЫХ И КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ ЗОНАЛЬНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ

(Представлено академиком А. А. Дородницыным 4 VI 1973)

Как в ходе годовых, так и в ходе климатических колебаний, при похолодании на каждом из полушарий происходит понижение средней температуры земной поверхности и увеличение разности температур между экватором и полюсом; при потеплении — повышение средней температуры и уменьшение разности температур между экватором и полюсом (1). Если принять во внимание стационарность движений атмосферы для больших характерных времен, то окажется, что грубое подобие изменений тепловых полей может порождать хотя бы грубое подобие изменений общей циркуляции атмосферы в ходе годовых и климатических колебаний. Годовой ход полагаем осредненным за время порядка 10 лет. Под климатическим ходом общей циркуляции атмосферы подразумеваются сглаженные изменения среднегодовых характеристик.

Будем интересоваться крупными (ледниковыми) колебаниями климата с типичными временами 10^4 – 10^5 лет. Если рассматривать атмосферу как вращающуюся жидкую систему, нагреваемую неодинаково на экваторе и на полюсе, то важнейшим критерием подобия является термическое число Кибеля (2)

$$Ki_T = \frac{gh}{a^2 l_0^2} \frac{\Gamma}{T},$$

где T — средняя температура тропосферы, Γ — разность вертикально осредненной температуры между экватором и полюсом, g — ускорение силы тяжести, a — радиус Земли, h — характерная высота атмосферы, l_0 — характерное значение параметра Кариолиса.

Оценки величин Γ и T представлены в табл. 1. Принимая в качестве характерного значения h высоту однородной атмосферы, а также $l_0 = 10^{-4}$ сек⁻¹ и $g = 10$ м/сек², получаем оценки чисел Ki_T (табл. 1). Нетрудно видеть, что в годовом ходе всегда можно выбрать такой интервал времени (месяц или сезон), для которого число Ki_T равно значению, присущему интересующей нас климатической эпохе. Так, январь и максимум оледенения Северного полушария характеризуются практически одинаковыми значениями чисел Ki_T . Минимуму оледенения по числу Ki_T соответствует теплое полугодие. Оценки характерной скорости ветра, вычисленные по соотношению для термического ветра, также представлены в табл. 1.

При оценке величин Γ в качестве температуры экваториальной зоны принималась зонально осредненная температура на 10° широты, температура 70° широты отождествлялась с температурой полярной зоны. Оценки относятся к температурам у земной поверхности, хотя строго говоря, требуются оценки температур для всей тропосферы. Но, как известно, температура подстилающей поверхности неплохо характеризует температуру всей толщи тропосферы. В работе (3) построена зависимость температуры различных слоев тропосферы от широты. Оказалось, что сильному изменению температуры с широтой соответствует слабое изменение вертикальной разности температур в тропосфере. В работе (4) установлена тесная зависимость среднемесячной температуры на уровне 500 мбар от температуры у земной поверхности.

Полушарие	Параметр	Современная эпоха		Ледниковые колебания	
		январь	июль	максимальное оледенение	минимальное оледенение
Северное	$\Gamma, ^\circ$	49	20	53	30
	$T, ^\circ\text{K}$	280	294	280	289
	Ki_T	0,018	0,007	0,019	0,01
	$u_T, \text{м/сек}$	18	7	19	10
Южное	$\Gamma, ^\circ$	34	50	49	39
	$T, ^\circ\text{K}$	289	283	282	286
	Ki_T	0,012	0,018	0,017	0,014
	$u_T, \text{м/сек}$	12	18	17	14

Таким образом, вертикальная разность температур в тропосфере, средняя за продолжительный срок, является консервативной характеристикой и лишь слабо изменяется с изменением температуры подстилающей поверхности. Поэтому оценки, представленные в табл. 1, достаточно точно характеризуют температуру во всей толще тропосферы.

Оценки термических чисел Кибеля и характерной скорости ветра подтверждают предположение о подобии состояний общей циркуляции атмосферы в ходе годовых и климатических колебаний. Более полное рассмотрение проблемы подобия требует непосредственного изучения системы уравнения гидродинамики и термодинамики атмосферы. Запишем уравнения, полученные Н. К. Кочиным ⁽⁵⁾ для случая нестационарной зональной циркуляции:

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(\mu \frac{\partial v_\theta}{\partial r} \right) + 2\omega r \cos \theta v_\psi = \frac{1}{r} \frac{\partial p}{\partial \theta} + \rho \frac{\partial v_\theta}{\partial t}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(\mu \frac{\partial v_\psi}{\partial r} \right) - 2\omega r \cos \theta v_\psi = \rho \frac{\partial v_\psi}{\partial t}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial p}{\partial r} + g\rho = 0, \quad (3)$$

$$\frac{\partial (\rho r^2 \sin \theta)}{\partial t} + \frac{\partial (\rho v_r r^2 \sin \theta)}{\partial r} + \frac{\partial (\rho v_\theta r \sin \theta)}{\partial \theta} = 0. \quad (4)$$

Уравнение притока тепла представим в виде

$$c_p \rho \frac{\partial T}{\partial t} + c_p \rho \frac{v_\theta}{r} \frac{\partial T}{\partial \theta} = \frac{\partial}{\partial r} \lambda' \frac{\partial T}{\partial r} + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \lambda'' \sin \theta \frac{\partial T}{\partial \theta} + \frac{\partial R}{\partial r} + Lb, \quad (5)$$

$$p = R\rho T, \quad (6)$$

где λ' , λ'' — коэффициенты вертикальной и горизонтальной турбулентной теплопроводности, R — суммарный поток радиации, отнесенный к единице поверхности, b — скорость конденсации водяного пара, отнесенная к единице объема, L — скрытая теплота парообразования.

Если записать (1)–(6) в безразмерной форме, то оказывается, что все числа подобия системы содержатся в уравнениях (1) и (5), поэтому ограничимся только их рассмотрением:

$$\frac{1}{\text{Re}} \left(\frac{a}{h} \right)^2 \frac{\partial}{\partial r} \left(\mu \frac{\partial v_\theta}{\partial r} \right) + \frac{1}{\text{Ki}} \rho l v_\psi = \frac{1}{\text{Eu}} \frac{1}{r} \frac{\partial p}{\partial \theta} + \text{Sh} \rho \frac{\partial v_\theta}{\partial r}, \quad (1')$$

Здесь штрихи, обозначающие безразмерные переменные, опущены.

Уравнение притока тепла после некоторых преобразований запишется в виде

$$\text{Sh} \rho \frac{\partial T}{\partial t} + \rho \frac{v_0}{r} \frac{\partial T}{\partial \theta} = \frac{1}{\text{Pe}} \left(\frac{\lambda_0'}{\lambda_0''} \right) \left(\frac{a}{h} \right)^2 \frac{\partial}{\partial r} \lambda' \frac{\partial T}{\partial r} + \\ + \frac{1}{\text{Pe}} \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \lambda'' \sin \theta \frac{\partial T}{\partial \theta} + \frac{R_0}{Q_0} \frac{\partial R}{\partial r} + \frac{B_0}{Q_0} b. \quad (5')$$

Из уравнения (1') следуют числа подобия $\text{Re} = ua/\mu$, $\text{Ki} = u/(a\lambda_0)$, $\text{Eu} = \rho u^2/\pi$, $\text{Sh} = a/(u\tau)$, где π — характерный перепад давления. Состояния зональной циркуляции атмосферы, которые подобны по числу Ki_r , подобны и по числам Re , Ki , Eu , что видно из оценок скорости ветра и перепада температуры (табл. 1).

Для $\tau \geq 1$ года $\text{Sh} \leq 10^{-2}$, откуда следует автомодельность по этому числу.

В современных исследованиях по общей циркуляции атмосферы коэффициент горизонтального макротурбулентного переноса обычно считают постоянным или зависящим от горизонтального градиента температуры $\lambda_0'' \sim \Gamma$. Следовательно, рассматриваемые явления можно считать подобными по числу $\text{Pe} = ua/\lambda_0''$.

В тонкой сферической пленке газа, которой является атмосфера, коэффициенты горизонтального и вертикального макротурбулентного переноса должны быть тесно связаны, откуда следует подобие (или автомодельность) по числу $\xi = \lambda_0'/\lambda_0''$. При изменениях с большими характеристическими временами скорость конденсации водяного пара для атмосферы в целом однозначно определяется скоростью испарения. Турбулентные потоки тепла и влаги связаны известным соотношением Боуэна. Следовательно, турбулентные потоки тепла и скорость конденсации также связаны и состояния общей циркуляции атмосферы автомодельны по числу B_0/Q_0 .

Годовые колебания общей циркуляции обусловлены годовым ходом притока радиации на внешней границе атмосферы. Изменения притока радиации в ходе климатических колебаний неизвестны. В худшем (для выполнения условий подобия) случае приток радиации следует считать постоянным. Количество солнечной радиации, поглощаемой непосредственно в атмосфере, составляет 20—30% от всей поглощаемой солнечной радиации. Эта величина может служить оценкой максимальной погрешности выполнения условий подобия по числу R_0/Q_0 . Впрочем, влияние этой погрешности может быть незначительным. В работе (6) выполнен расчет вертикального профиля среднегодовой температуры безледной Арктики и вертикального профиля температуры для теплого полугодия современной климатической эпохи. Они практически совпадают, несмотря на то, что в теплое полугодие современной эпохи приток тепла обусловлен изменением облученности на внешней границе атмосферы, а в эпоху безледной Арктики — изменением альбеда, адвекции и другими причинами. Из численных экспериментов, выполненных в работе (7), следует, что профиль температуры в тропосфере практически не зависит от того, чем вызвано изменение притока тепла: изменением солнечной радиации на внешней границе атмосферы, изменением распределения облачности или альбеда подстилающей поверхности. Таким образом, складывается впечатление, что для турбулентной атмосферы в первом приближении важна лишь величина бюджета тепла, влияние изменений его компонент не существенно. Равенства температур в ходе годовых и климатических изменений свидетельствуют о равенстве бюджетов тепла, где уже опосредована компонента солнечной радиации, поглощаемая атмосферой.

Оценка чисел подобия, вытекающих из системы уравнений (1)–(6), позволяет считать установленным подобие изменений зональной цирку-

ляции атмосферы в ходе годовых и климатических колебаний. При этом оказывается, что состояния атмосферы, подобные по числу K_7 , подобны (или автомоделены) и по всем остальным числам.

Изменения зонального поля температуры в ходе климатических колебаний с типичными временами 10^2 или 10^3 лет имеют тот же характер, что и в ходе ледниковых и годовых колебаний, отличаясь лишь малой амплитудой (8^{--10}). Выполненный выше анализ подобия изменений зональной циркуляции атмосферы целиком справедлив и для этого случая, только здесь размах климатических изменений на порядок меньше размаха годовых изменений.

По данным палеоклиматических реконструкций ($1, 8^{--11}$) наступление холодной эпохи сопровождается смещением к экватору основной зональной системы ветров и путей циклонов. Скорость ветра и количество осадков во всех главных зонах конвергенции возрастают. Теплая эпоха характеризуется смещением зональных потоков и путей циклонов из средних широт в высокие и увеличением там количества осадков. Интенсивность атмосферной циркуляции и отчетливость зональной картины уменьшается. Годовые колебания, как известно, характеризуются аналогичными изменениями. Таким образом, фактические данные подтверждают наш вывод о подобии изменений зональной циркуляции атмосферы в ходе годовых и климатических колебаний. Следовательно, годовой ход зональной циркуляции можно рассматривать как физический эксперимент, наблюдения за которым позволяют определить среднегодовые характеристики атмосферной циркуляции в различные климатические эпохи. Для этого достаточно подобрать в годовом ходе некоторый интервал (месяц или сезон), который характеризуется такой же величиной K_7 , что и интересующая нас климатическая эпоха. Осредненные интегральные характеристики зональной циркуляции атмосферы, определенные эмпирически для этого интервала, присущи среднегодовой циркуляции изучаемой эпохи. Годовой ход атмосферной циркуляции дает экспериментальный материал, который можно использовать для нахождения численных значений параметров в уравнениях, функциональная форма которых известна, а также для конструирования всякого рода эмпирических соотношений, предназначенных для климатологических расчетов.

Тихоокеанский институт географии
Дальневосточного научного центра
Академии наук СССР
Владивосток

Поступила
31 V 1973

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ К. К. Марков, А. А. Величко, Четвертичный период, т. 3, М., 1967. ² А. С. Монин, Прогноз погоды как задача физики, М., 1969. ³ Т. В. Бончковская, Тр. Инст. прикл. геофиз., в. 14, 3 (1970). ⁴ Р. Л. Коган, К. Я. Винников, Тр. Гл. геофиз. обсерв., в. 256, 98 (1970). ⁵ Н. Е. Кочин, Тр. Гл. геофиз. обсерв., в. 4, 21 (1935). ⁶ Л. Р. Ракипова, Сборн. Современные проблемы климатологии, Л., 1966, стр. 358. ⁷ S. Manabe, R. T. Wetherald, J. Atmosph. Sci., v. 24, № 3, 241 (1967). ⁸ X. C. Уиллетт, Сборн. Изменения климата, ИЛ, 1958. ⁹ Дж. М. Митчелл, Сборн. Солнечная активность и изменения климата, Л., 1966, стр. 87. ¹⁰ Г. Г. Лэмб, Сборн. Солнечная активность и изменения климата, Л., 1966, стр. 44. ¹¹ H. Flohn, Eiszeitalter u. Gegenwart, B. 20, 204 (1969).