

Геофизика

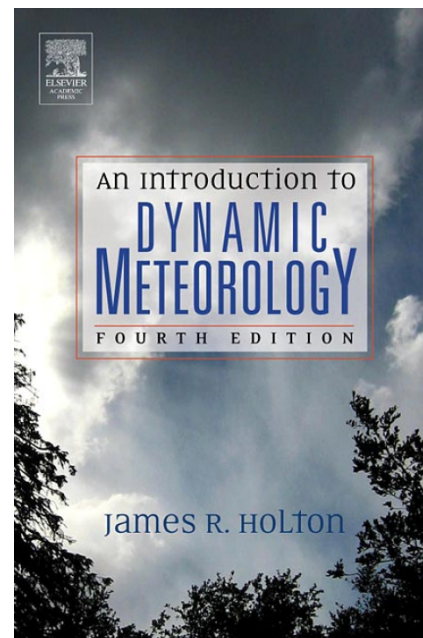
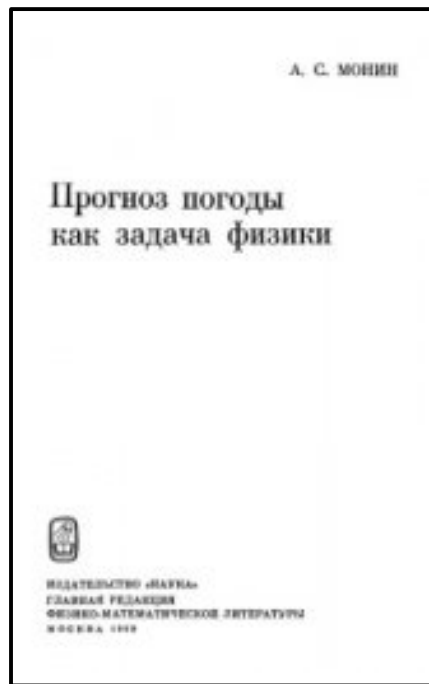


2024 Лекция № 9

Елисеев Алексей Викторович
отделение геофизики, физический факультет МГУ

<http://ocean.phys.msu.ru/courses/geo/>

Динамические процессы и циркуляция атмосферы Земли

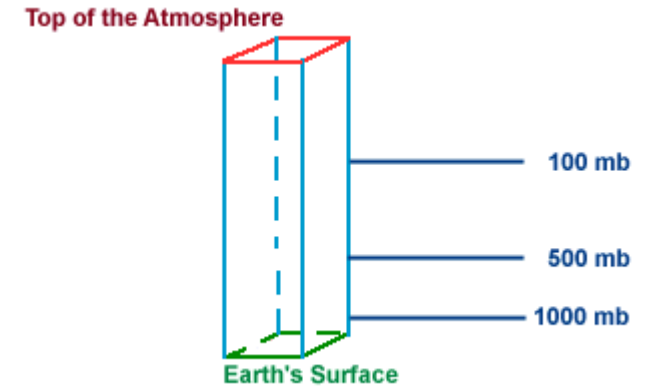


Уравнения движения вращающейся жидкости

Координаты: (ϕ – широта, λ – долгота, p – давление)
или: (ϕ – широта, λ – долгота, z – высота)

уравнения Навье–Стокса (закон сохранения импульса)

$$\frac{D\mathbf{U}}{Dt} = -2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{U} - \frac{1}{\rho} \nabla p + \mathbf{g} + \mathbf{F}_r$$



уравнение неразрывности (закон сохранения массы)

$$\frac{1}{\rho} \frac{D\rho}{Dt} + \nabla \cdot \mathbf{U} = 0$$

термодинамическое уравнение (закон сохранения энергии)

$$c_v \frac{DT}{Dt} + p \frac{D\alpha}{Dt} = J$$

материальная производная

$$\frac{D}{Dt} \equiv \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \nabla$$

компоненты скорости \mathbf{U} :

$$u \equiv r \cos \phi \frac{D\lambda}{Dt}, \quad v \equiv r \frac{D\phi}{Dt}, \quad w \equiv \frac{Dz}{Dt}$$

Упрощение уравнений динамики: гидростатика (1)

$$\frac{Dw}{Dt} - \frac{u^2 + v^2}{a} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + 2\Omega u \cos \phi + F_{rz}$$

Масштабы величин погодных вариаций в атмосфере

горизонтальная скорость:	$U \sim 10 \text{ м/с}$	
вертикальная скорость:	$W \sim 1 \text{ см/с}$	
горизонтальный масштаб:	$L \sim 10^6 \text{ м}$	(масштаб Кибеля-Россби)
вертикальный масштаб:	$H \sim 10^4 \text{ м}$	
вариации давления:	$\delta P / \rho \sim 10^3 \text{ м}^2/\text{с}^2$	
время:	$L / U \sim 10^5 \text{ с}$	

z - Eq.	Dw/Dt	$-2\Omega u \cos \phi$	$-(u^2 + v^2)/a$	$=$	$-\rho^{-1} \partial p / \partial z$	$-g$	$+F_{rz}$
Scales	UW/L	$f_0 U$	U^2/a		$P_0/(\rho H)$	g	νWH^{-2}
m s^{-2}	10^{-7}	10^{-3}	10^{-5}		10	10	10^{-15}



$$\frac{1}{\rho_0} \frac{dp_0}{dz} \equiv -g$$

Упрощение уравнений динамики: гидростатика (2)

Однако это доказательство только для атмосферы без движений!

Если есть движения, то

$$p(x, y, z, t) = p_0(z) + p'(x, y, z, t)$$

$$\rho(x, y, z, t) = \rho_0(z) + \rho'(x, y, z, t)$$

$$|p'| \ll p_0, |\rho'| \ll \rho_0$$

$$\begin{aligned} -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g &= -\frac{1}{(\rho_0 + \rho')} \frac{\partial}{\partial z} (p_0 + p') - g \\ &\approx \frac{1}{\rho_0} \left[\frac{\rho'}{\rho_0} \frac{dp_0}{dz} - \frac{\partial p'}{\partial z} \right] = -\frac{1}{\rho_0} \left[\rho' g + \frac{\partial p'}{\partial z} \right] \end{aligned}$$

$$\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial z} \sim \left[\frac{\delta P}{\rho_0 H} \right] \sim 10^{-1} \text{ m s}^{-2}, \quad \frac{\rho' g}{\rho_0} \sim 10^{-1} \text{ m s}^{-2}$$



$$\frac{\partial p'}{\partial z} + \rho' g = 0$$

Упрощение уравнений динамики: геострофика (1)

$$\frac{Du}{Dt} - \frac{uv \tan \phi}{a} + \frac{uw}{a} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\Omega v \sin \phi - 2\Omega w \cos \phi + F_{rx}$$

$$\frac{Dv}{Dt} + \frac{u^2 \tan \phi}{a} + \frac{vw}{a} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - 2\Omega u \sin \phi + F_{ry}$$

Масштабы величин погодных вариаций в атмосфере

горизонтальная скорость:	$U \sim 10 \text{ м/с}$	
вертикальная скорость:	$W \sim 1 \text{ см/с}$	
горизонтальный масштаб:	$L \sim 10^6 \text{ м}$	(масштаб Кибеля–Россби)
вертикальный масштаб:	$H \sim 10^4 \text{ м}$	
вариации давления:	$\delta P / \rho \sim 10^3 \text{ м}^2/\text{с}^2$	
время:	$L / U \sim 10^5 \text{ с}$	

	A	B	C	D	E	F	G
$x - \text{Eq.}$	$\frac{Du}{Dt}$	$-2\Omega v \sin \phi$	$+2\Omega w \cos \phi$	$+\frac{uw}{a}$	$-\frac{uv \tan \phi}{a}$	$= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$	$+F_{rx}$
$y - \text{Eq.}$	$\frac{Dv}{Dt}$	$+2\Omega u \sin \phi$		$+\frac{vw}{a}$	$+\frac{u^2 \tan \phi}{a}$	$= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$	$+F_{ry}$
Scales	U^2/L	$f_0 U$	$f_0 W$	$\frac{UW}{a}$	$\frac{U^2}{a}$	$\frac{\delta P}{\rho L}$	$\frac{vU}{H^2}$
(m s^{-2})	10^{-4}	10^{-3}	10^{-6}	10^{-8}	10^{-5}	10^{-3}	10^{-12}

Упрощение уравнений динамики: геострофика (2)

$$-fv \approx -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}; \quad fu \approx -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$$

в векторной форме

$$\mathbf{V}_g \equiv \mathbf{i}u_g + \mathbf{j}v_g$$

$$\mathbf{V}_g \equiv \mathbf{k} \times \frac{1}{\rho f} \nabla p$$

Упрощение уравнений динамики: квазигеострофика (1)

Масштабы величин погодных вариаций в атмосфере

горизонтальная скорость:	$U \sim 10 \text{ м/с}$	
вертикальная скорость:	$W \sim 1 \text{ см/с}$	
горизонтальный масштаб:	$L \sim 10^6 \text{ м}$	(масштаб Кибеля–Россби)
вертикальный масштаб:	$H \sim 10^4 \text{ м}$	
вариации давления:	$\delta P / \rho \sim 10^3 \text{ м}^2/\text{с}^2$	
время:	$L / U \sim 10^5 \text{ с}$	

	A	B	C	D	E	F	G
$x - \text{Eq.}$	$\frac{Du}{Dt}$	$-2\Omega v \sin \phi$	$+2\Omega w \cos \phi$	$+\frac{uw}{a}$	$-\frac{uv \tan \phi}{a}$	$= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$	$+F_{rx}$
$y - \text{Eq.}$	$\frac{Dv}{Dt}$	$+2\Omega u \sin \phi$		$+\frac{vw}{a}$	$+\frac{u^2 \tan \phi}{a}$	$= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$	$+F_{ry}$
Scales	U^2/L	$f_0 U$	$f_0 W$	$\frac{UW}{a}$	$\frac{U^2}{a}$	$\frac{\delta P}{\rho L}$	$\frac{vU}{H^2}$
(m s^{-2})	10^{-4}	10^{-3}	10^{-6}	10^{-8}	10^{-5}	10^{-3}	10^{-12}



$$\frac{Du}{Dt} = fv - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = f(v - v_g)$$

$$\frac{Dv}{Dt} = -fu - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = -f(u - u_g)$$

Упрощение уравнений динамики: квазигеострофика (2)

Число Кибеля–Росси

$$R_0 \equiv (U^2/L)/(f_0 U) \equiv U/(f_0 L)$$

$$f_0 = 2 \Omega \sin \phi_0$$

$$R_0 \sim 10^{-1}$$

Уравнение гидротермодинамики: изобарические координаты

Вертикальная координата – давление p

$$\frac{D\mathbf{V}}{Dt} + f\mathbf{k} \times \mathbf{V} = -\nabla_p \Phi$$

$\Phi = g z$ – геопотенциал

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + \omega \frac{\partial}{\partial p}$$

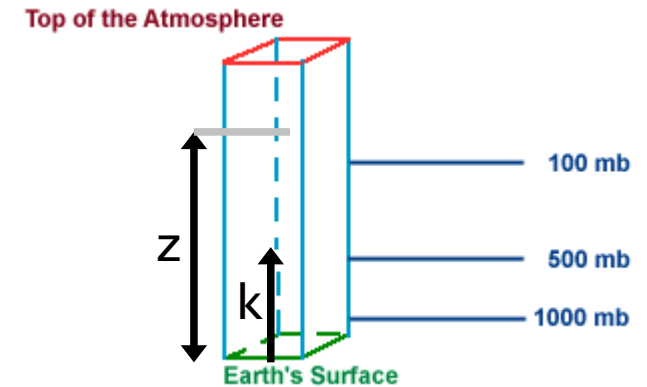
вертикальная скорость:

$$\omega \equiv Dp/Dt$$

$$\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)_p + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0$$

Геострофическое приближение:

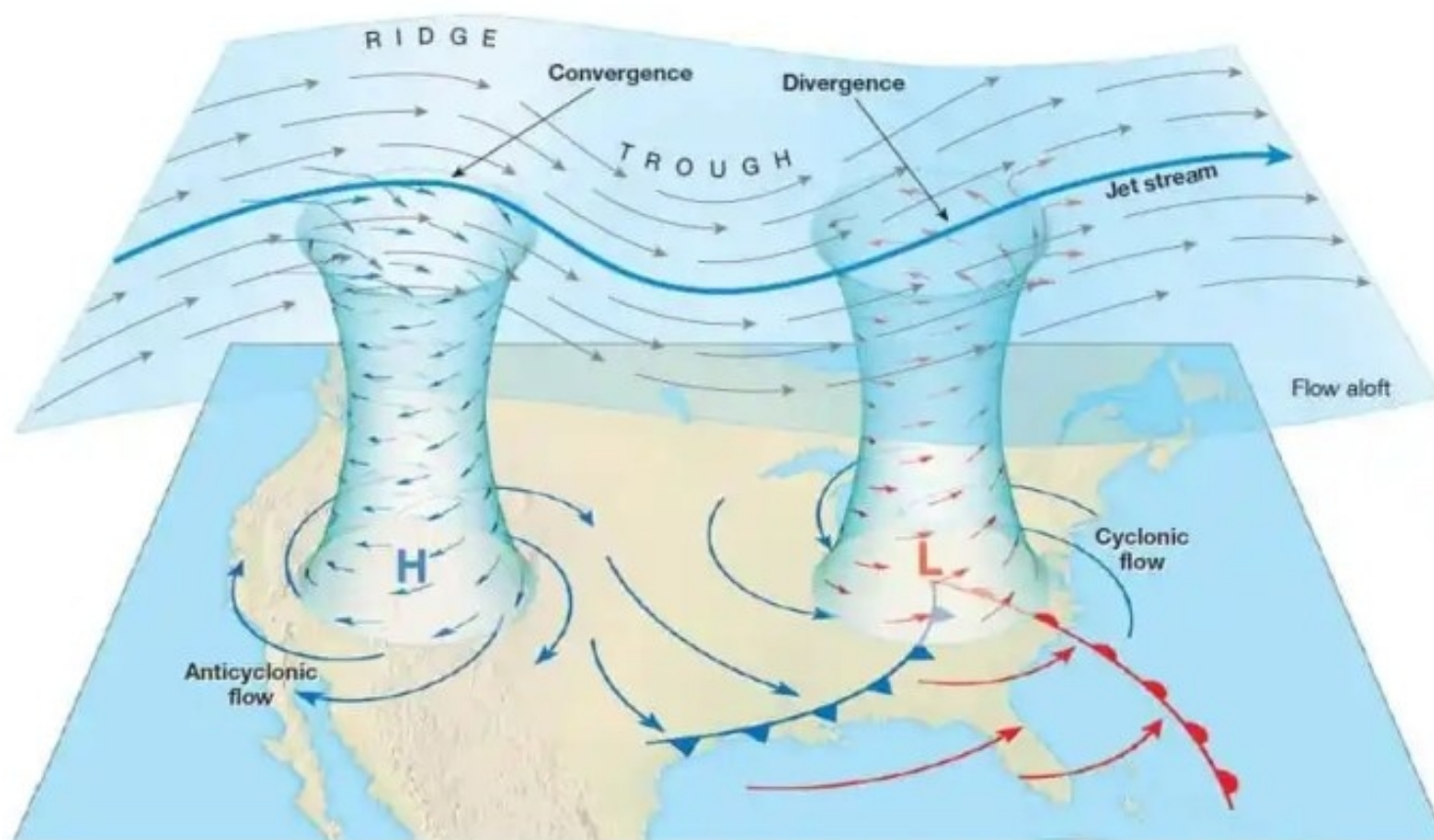
$$f\mathbf{V}_g = \mathbf{k} \times \nabla_p \Phi$$



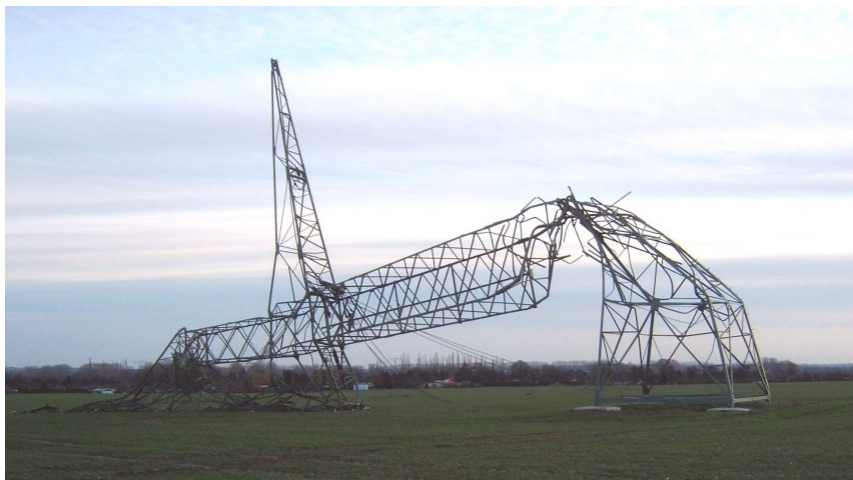
Синоптические вихри (циклоны/антициклоны)

Циклон – вихрь с восходящими потоками, вовлечением влаги и её конденсацией. В центре циклона – низкое давление.

Антициклон – вихрь с нисходящими потоками и сухим воздухом. В центре антициклона – высокое давление.



Интенсивные циклоны



Интенсивные циклоны и связанные с ними экстремальные скорости ветра над океаном вызывают сильное морское волнение, которое негативно воздействует на судоходство, прибрежную инфраструктуру и т.д.

Интенсивные антициклоны

Засухи



Засуха – явление продолжительной нехватки воды, будь то атмосферные (осадки ниже среднего), поверхностные или грунтовые воды.

Засуха может длиться месяцами или годами.

Начало засухи обычно связано с установлением малоподвижного высокого антициклона – в результате чего наступает период устойчивой погоды с высокими для данной местности температурами воздуха и малым количеством осадков, в результате чего снижается влажность почвы и возникают угнетение и гибель растений.

Пожары



Классификация циклонов

Тропические циклоны зарождаются в тропиках в результате взаимодействия ветра (пассатов) с мощными конвективными потоками воздуха, которые возникают над сильно нагретой (до 26–28 °С) поверхностью океана.

Внетропические циклоны зарождаются в умеренных и высоких широтах на синоптических фронтах, механизм возникновения – бароклинная неустойчивость атмосферы.

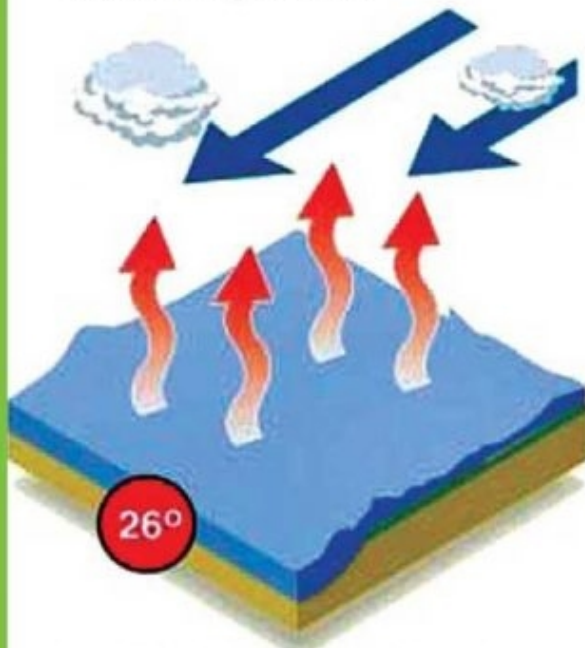
Полярные мезоциклоны образуются в зимний период в высоких широтах над нагретой морской поверхностью.

Тропические циклоны: формирование

HOW TROPICAL STORMS ARE FORMED

High humidity and ocean temperatures of over 26°C are major contributing factors

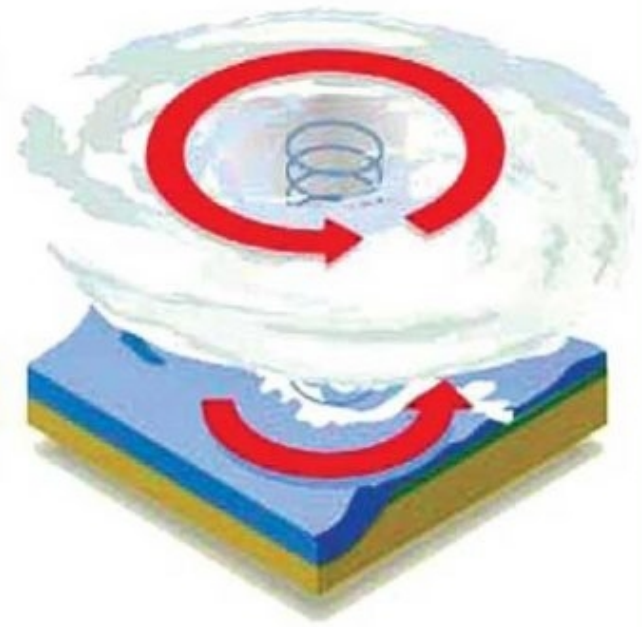
Water evaporates from the ocean surface and comes into contact with a mass of cold air, forming clouds



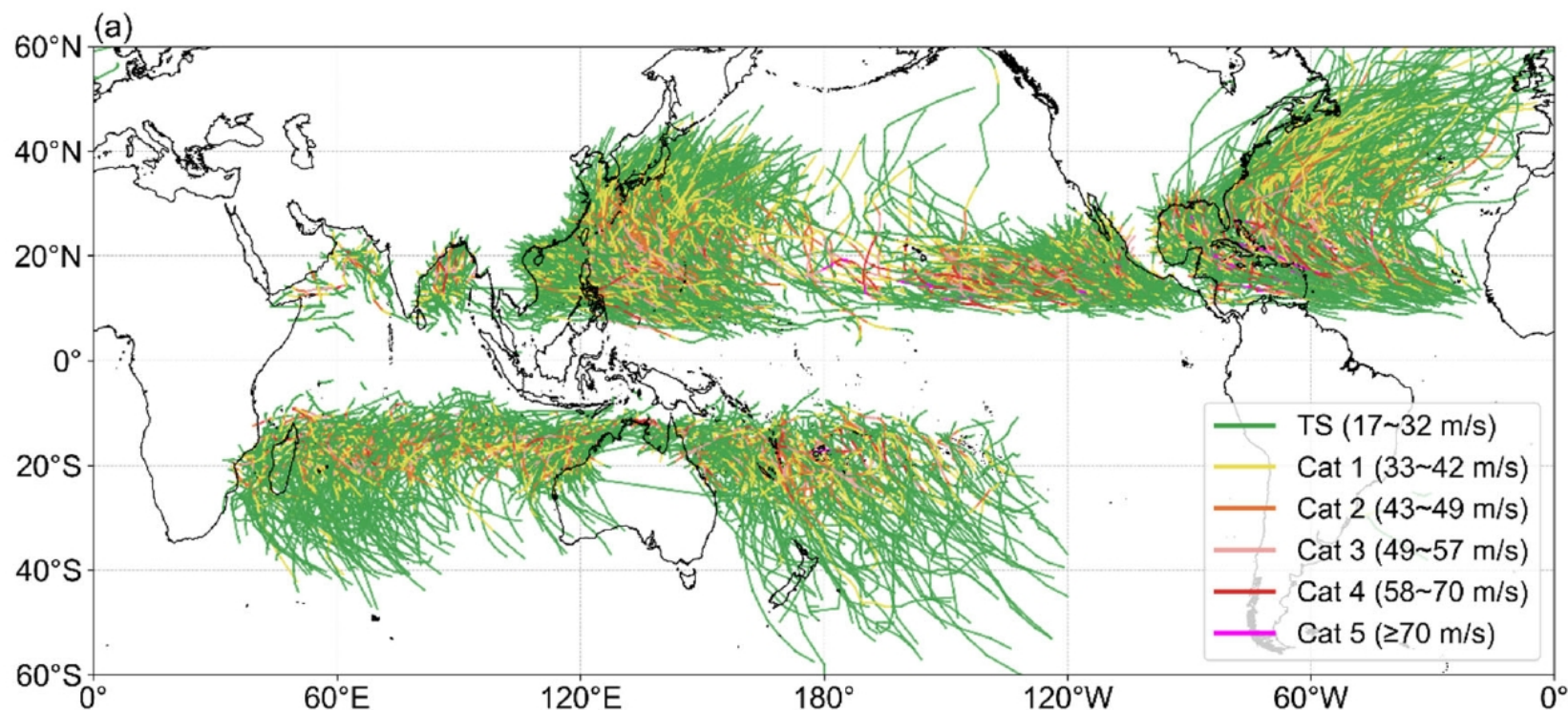
A column of low pressure develops at the centre. Winds form around the column



As pressure in the central column (the eye) weakens, the speed of the wind around it increases



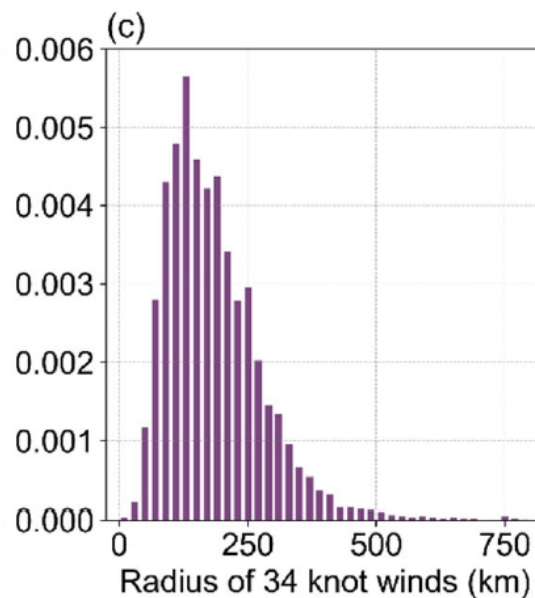
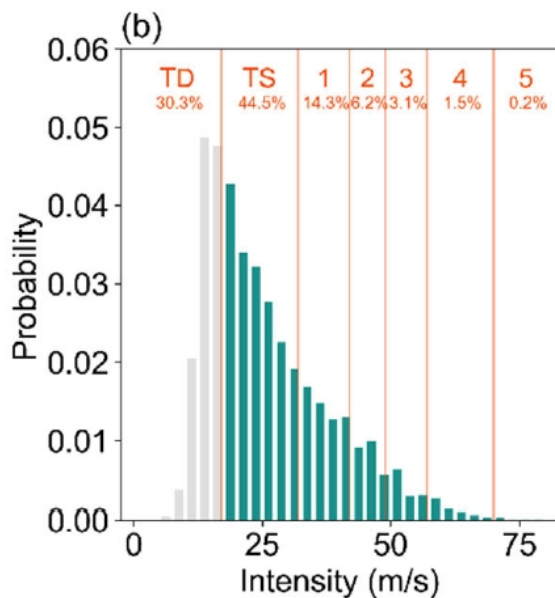
Тропические циклоны: характеристики [Ma et al., 2026]



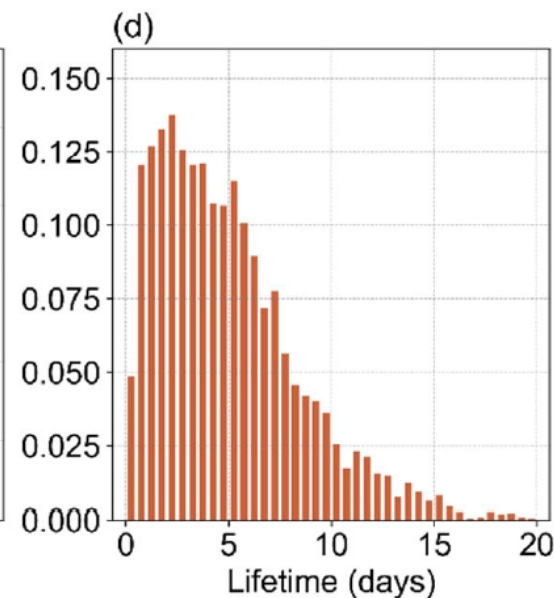
TD: тропические депрессии

TS: тропические шторма

1-5: шкала ураганов Саффира-Симпсона

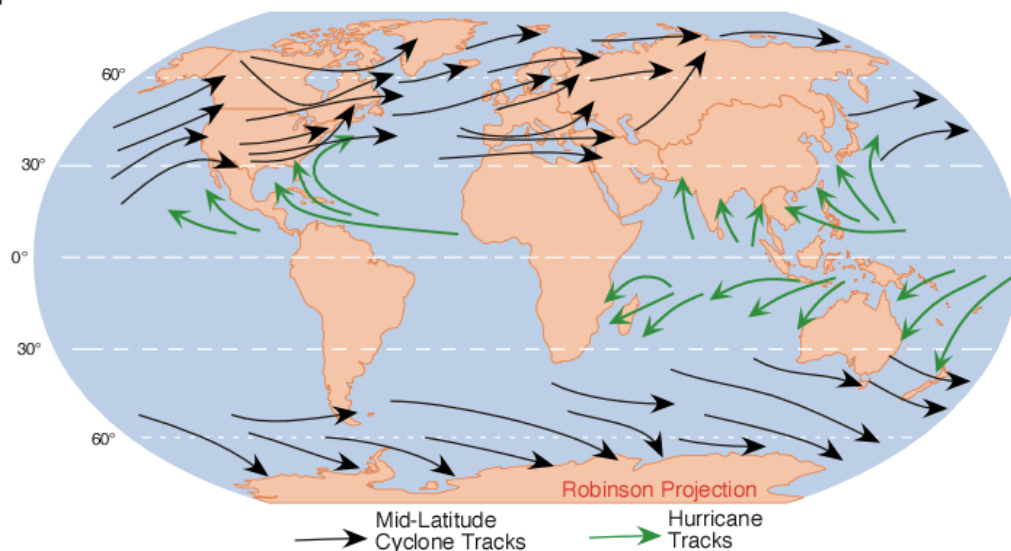


17.5 м/с



Внетропические циклоны

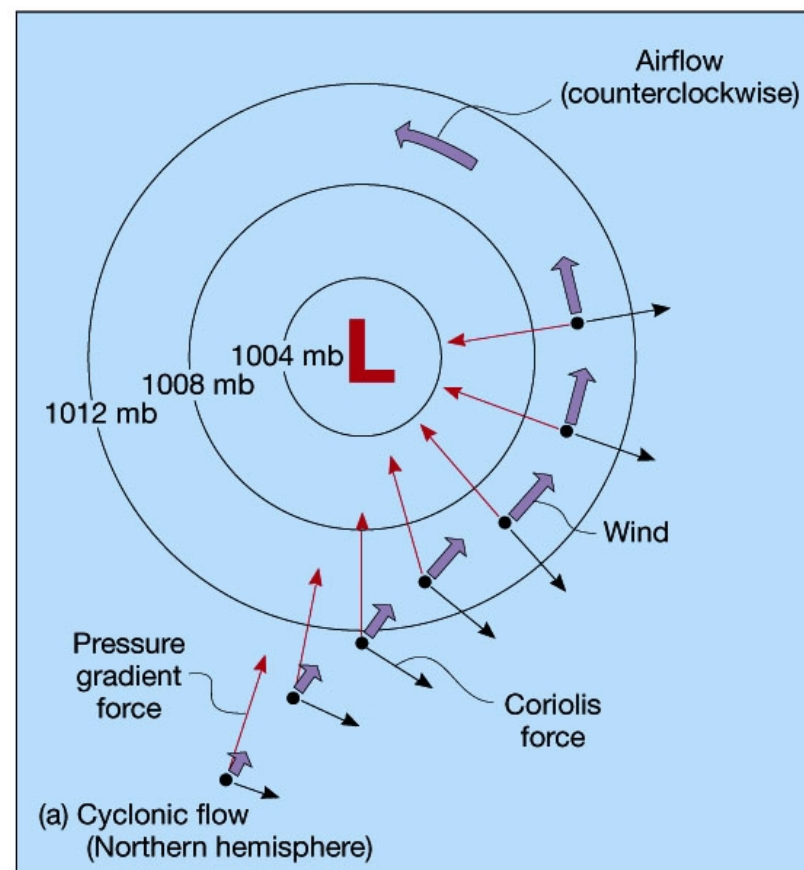
Траектории движения внетропических циклонов



Средняя скорость перемещения циклонов – 10–30 км/ч.

Внетропические циклоны перемещаются, в основном, с запада на восток в СП.

Движение воздуха в циклоне



Бароклинная и баротропная атмосфера

Barotropic Atmosphere

- Density only depends on pressure
- Weak temperature gradient
- Weak vertical wind shear
- Waves tend to propagate westward
- Usually a characteristic of the tropics

$$\rho = \rho(P)$$

$$\nabla T = 0$$

$$\vec{v}_T = 0$$

$$(0^\circ\text{N} - 30^\circ\text{N})$$

Baroclinic Atmosphere

- Density depends on pressure and temperature
- Strong temperature gradient
- Strong vertical wind shear
- Waves tend to propagate eastward
- Usually a characteristic of the mid-latitudes

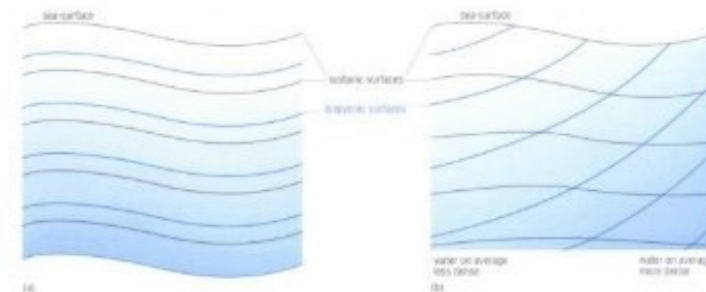
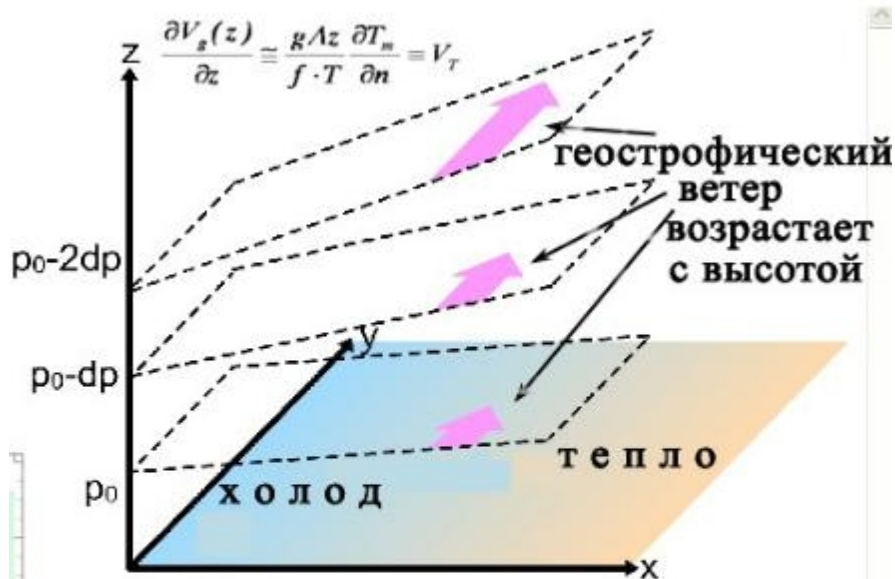
$$\rho = \rho(P, T)$$

$$\nabla T \neq 0$$

$$\vec{v}_T \neq 0$$

$$(30^\circ\text{N} - 60^\circ\text{N})$$

Barotropic and baroclinic conditions



BAROTROPIC
Isobaric surfaces parallel to isopycnic surfaces

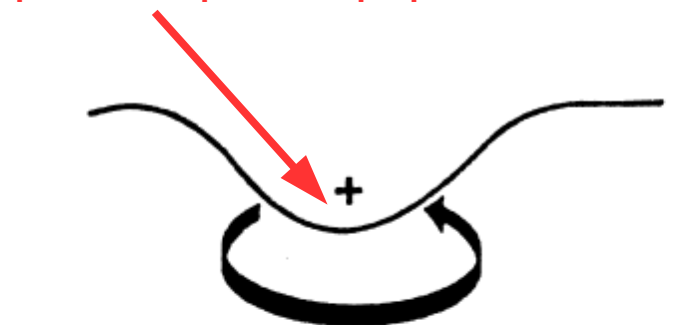
Pressure gradient force does not change with z ; it only depends on sea surface slope

BAROCLINIC
Isobaric surfaces intersect isopycnic surfaces

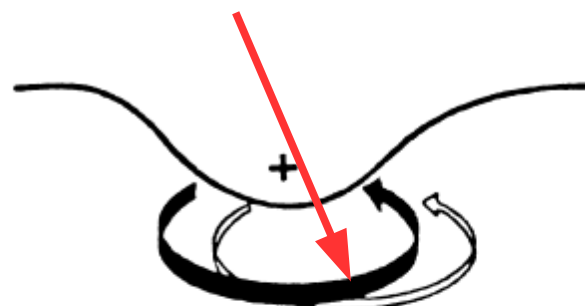
Pressure gradient force change with z .

Бароклинная неустойчивость

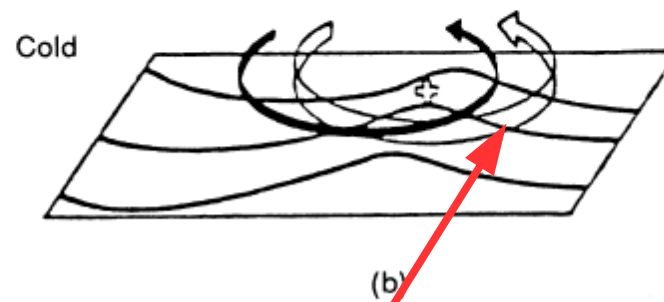
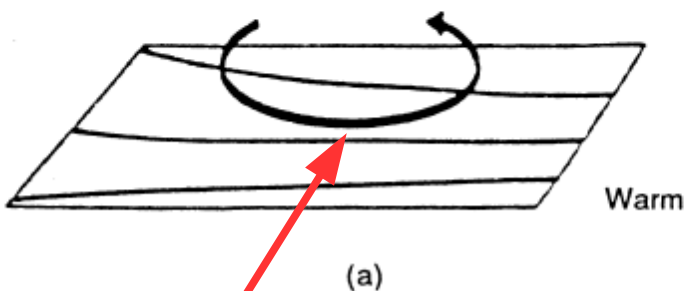
1. Аномалия завихренности $\delta\zeta > 0$ в верхней тропосфере



4. Аномалия $\delta\zeta > 0$ проникает в верхнюю атмосферу и усиливает начальную аномалию.



2. $\delta\zeta < 0$ в нижней тропосфере



3. Адвекция потенциальной температуры приводит к аномалии $\delta T > 0$ к востоку от начальной аномалии завихренности

Характеристики бароклиных возмущений

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

$$L_R = N H / f \sim 10^3 \text{ км}$$

N ($\sim 10^{-1} \text{ с}^{-1}$) – частота Брента-Вяйсяля (физический смысл – частота колебаний несжимаемой жидкости, отклонившейся по вертикали от положения равновесия и подверженной архимедовой силе);

$f = 2 \cdot \omega \cdot \sin(\phi)$ – параметр Кориолиса ($\omega = 7.29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ – угловая скорость собственного вращения Земли, ϕ — географическая широта);

H ($\sim 10 \text{ км}$) – характерный вертикальный масштаб синоптического объекта

Простейшая модель бароклиной неустойчивости — модель Иди.

В ней считается, что структура бароклиного циклона определяется наиболее быстро растущим бароклиным возмущением со скоростью роста

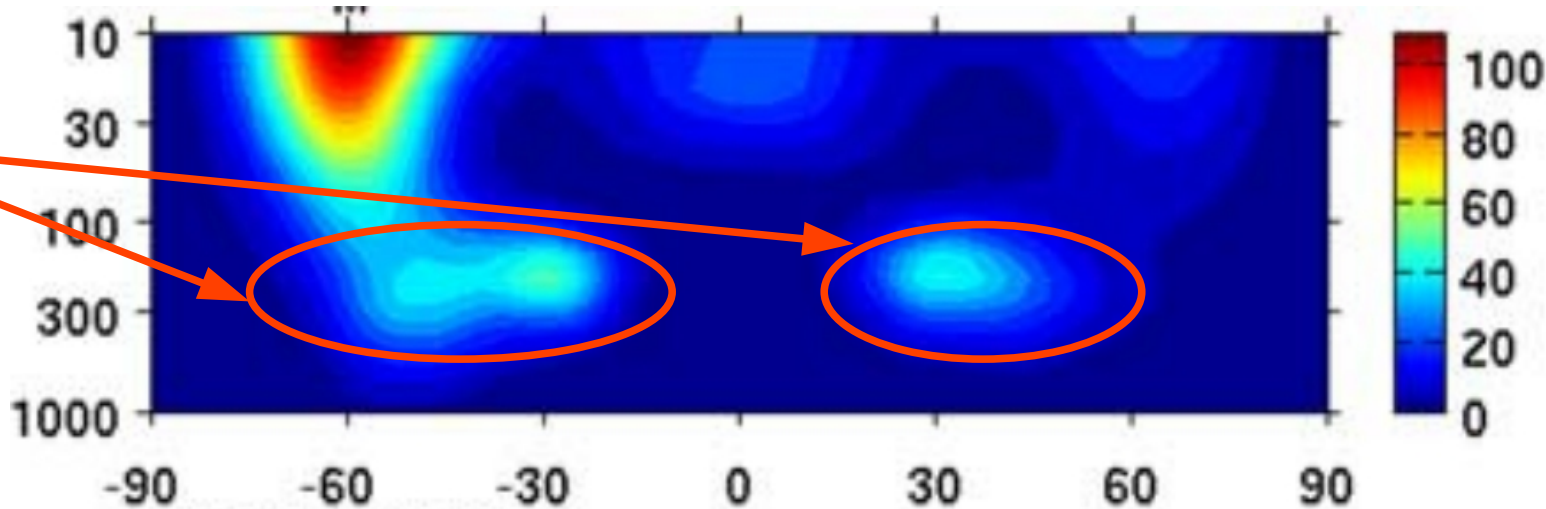
$$\sigma_{BI} = 0.31 * \left(\frac{f}{N} \right) * \left| \frac{\delta(v,u)}{\delta z} \right|$$

u, v – компоненты ветра,
 z – над поверхностью.

Среднезональные среднегодовые величины, реанализ ERA-40 [Li et al., 2007]

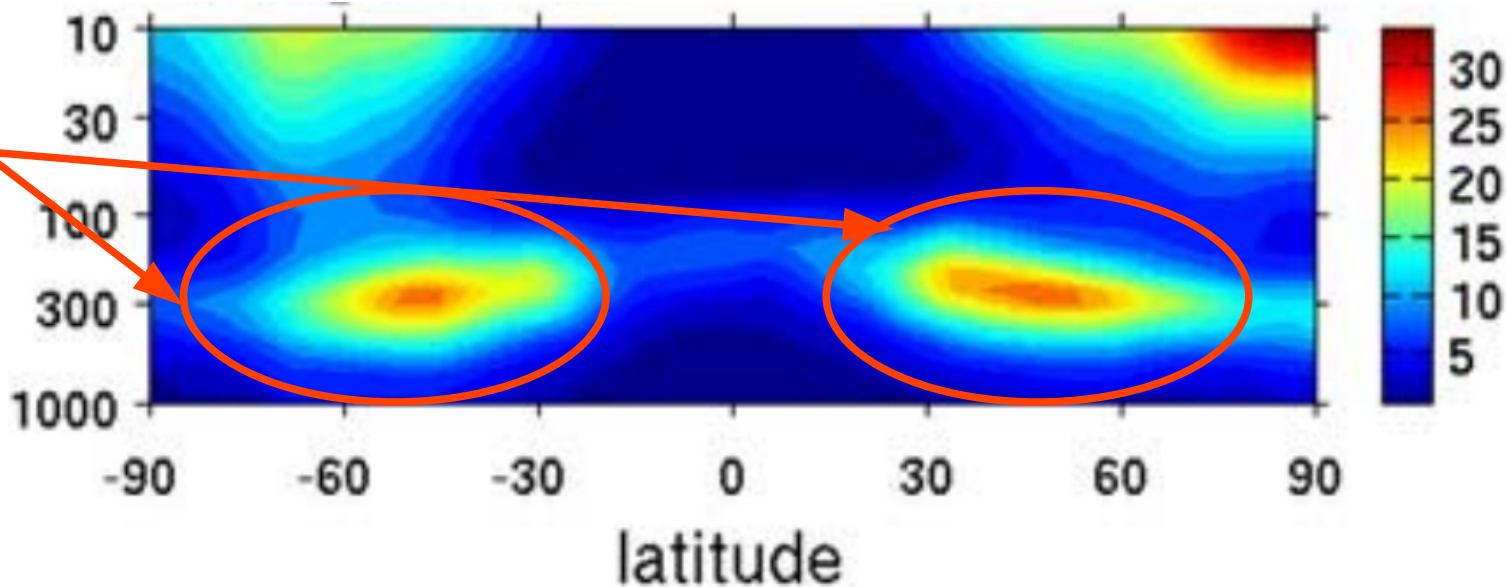
Плотность кинетической энергии базового (зонального потока), 10^5 Дж/(м² · атм)

струйные
течения
тропосферы



Плотность кинетической энергии незональных возмущений (вихрей), 10^5 Дж/(м² · атм)

шторм-треки
тропосферы
(преобладающие
области
циклонической
активности)



Завихренность

В абсолютных координатах (с учётом вращения Земли): $\boldsymbol{\omega}_a \equiv \nabla \times \mathbf{U}_a$,

Относительная (относительно вращающейся Земли): $\boldsymbol{\omega} \equiv \nabla \times \mathbf{U}$

$$\boldsymbol{\omega} = \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}, \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}, \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)$$

В физике атмосферы доминируют вертикальные компоненты

$$\eta \equiv \mathbf{k} \cdot (\nabla \times \mathbf{U}_a),$$

$$\zeta \equiv \mathbf{k} \cdot (\nabla \times \mathbf{U})$$

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}, \quad \eta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + f$$

$f = 2 \Omega \sin \phi$ – планетарная
завихрённость

Уравнение завихрённости

$$\frac{D_h (\zeta + f)}{Dt} = - (\zeta + f) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

$$\frac{D_h}{Dt} \equiv \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y}$$

Для бездивергентных движений ($\nabla \cdot \mathbf{U} = 0$)

$$\frac{D_h (\zeta + f)}{Dt} = (\zeta + f) \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)$$



$$\frac{D_h}{Dt} \left(\frac{\zeta_g + f}{h} \right) = 0$$

(h – геопотенциал)

Если движения горизонтальны, то $h = \text{const}$ и справедливо баротропное уравнение потенциальной завихрённости

$$\frac{D_h (\zeta_g + f)}{Dt} = 0$$

Волны Россби

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} \right) \zeta + \beta v = 0$$

$$\beta = df / dy = a^{-1} df/d\phi \quad (a - \text{радиус Земли})$$

Если у малого объёма в начальный момент t_0

$$\zeta_{t_0} = 0,$$

то при смещении по широте

$$(\zeta + f)_{t_1} = f_{t_0}$$

$$\zeta_{t_1} = f_{t_0} - f_{t_1} = -\beta \delta y$$

$$\delta y = a \sin [k (x - ct)]$$

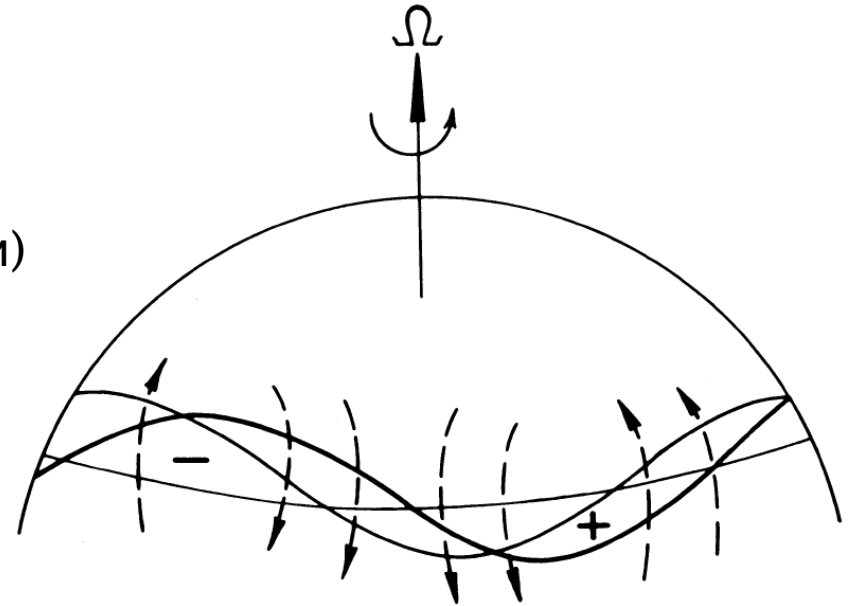
$$v = D(\delta y) / Dt = -kca \cos [k (x - ct)]$$

$$\zeta = \partial v / \partial x = k^2 ca \sin [k (x - ct)]$$

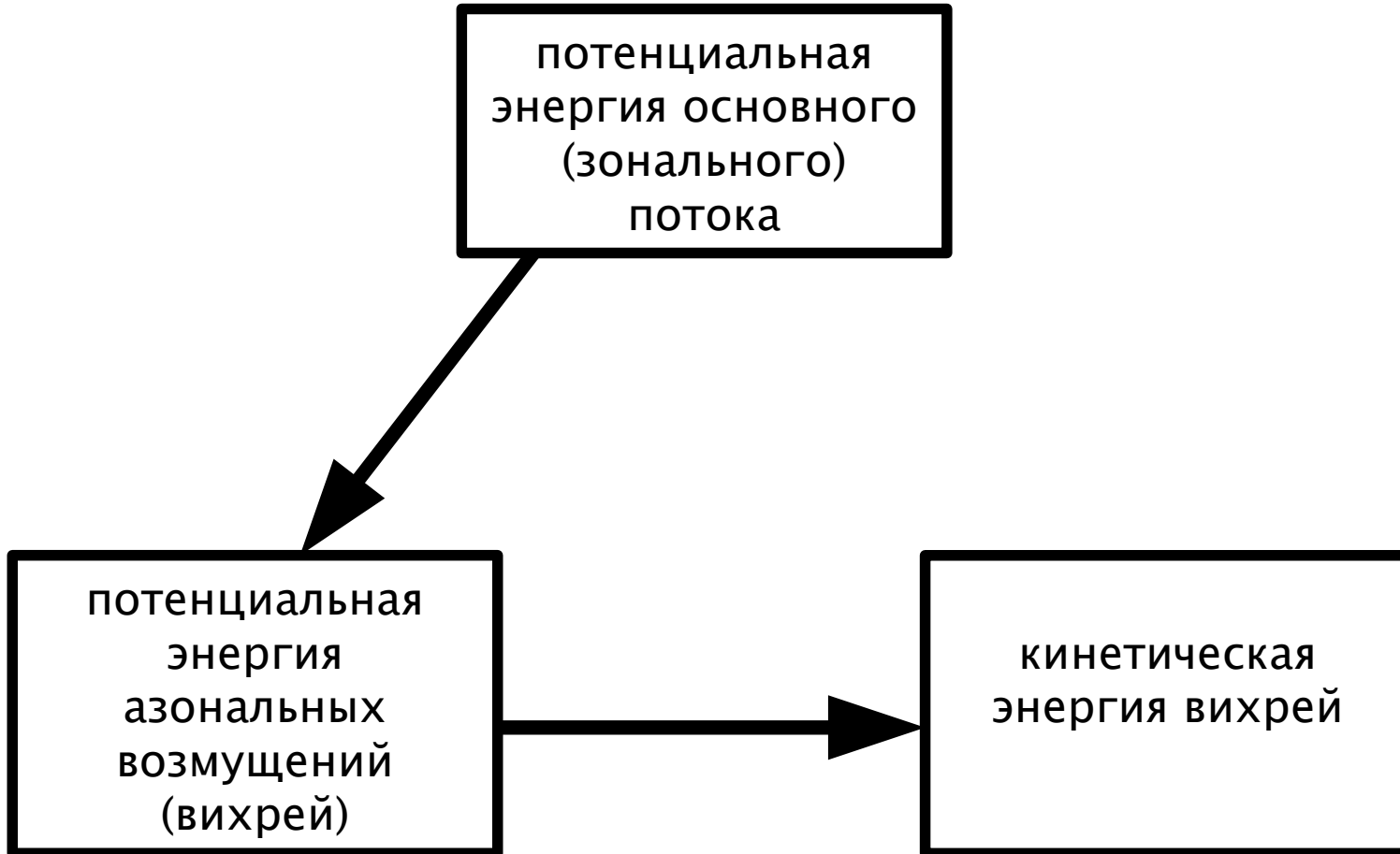
Дисперсионное соотношение:

$$c = -\beta / k^2$$

(фазовая скорость направлена на запад и зависит от волнового числа как k^2)

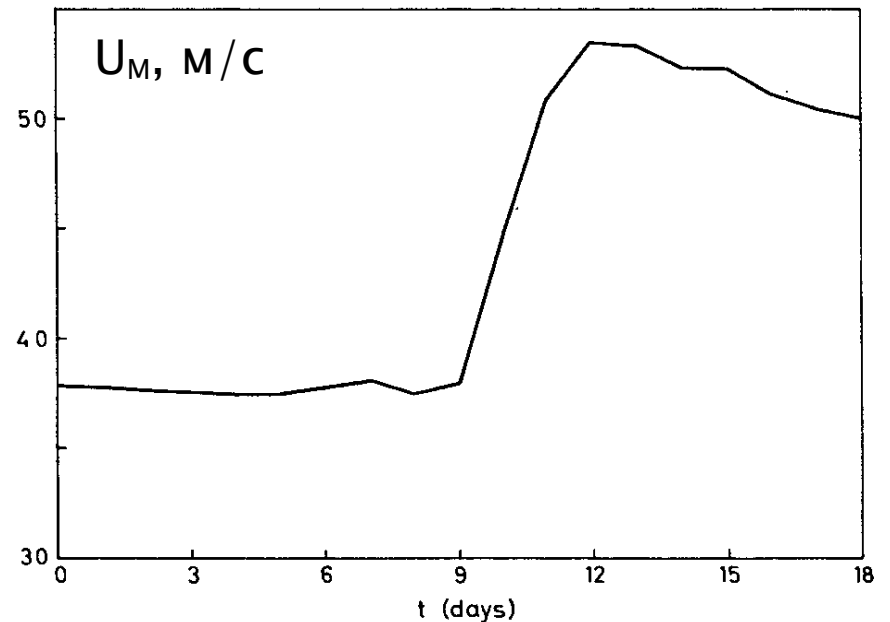
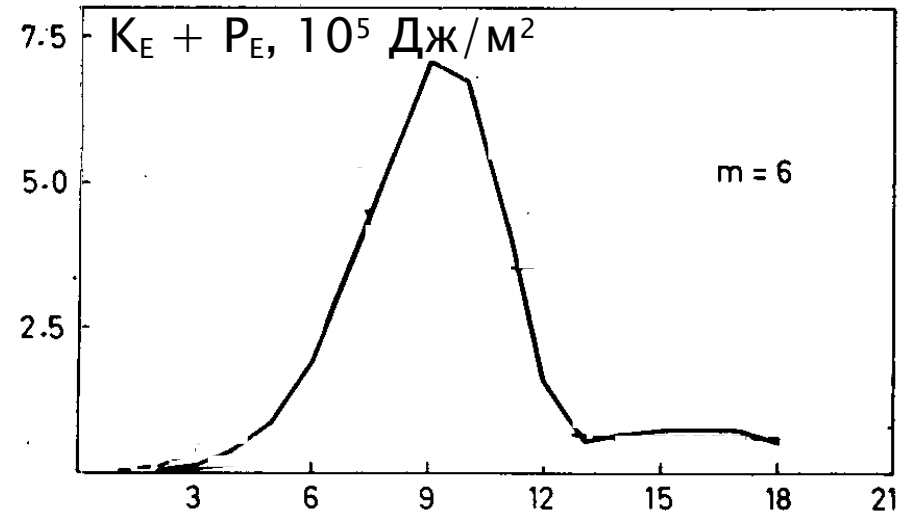
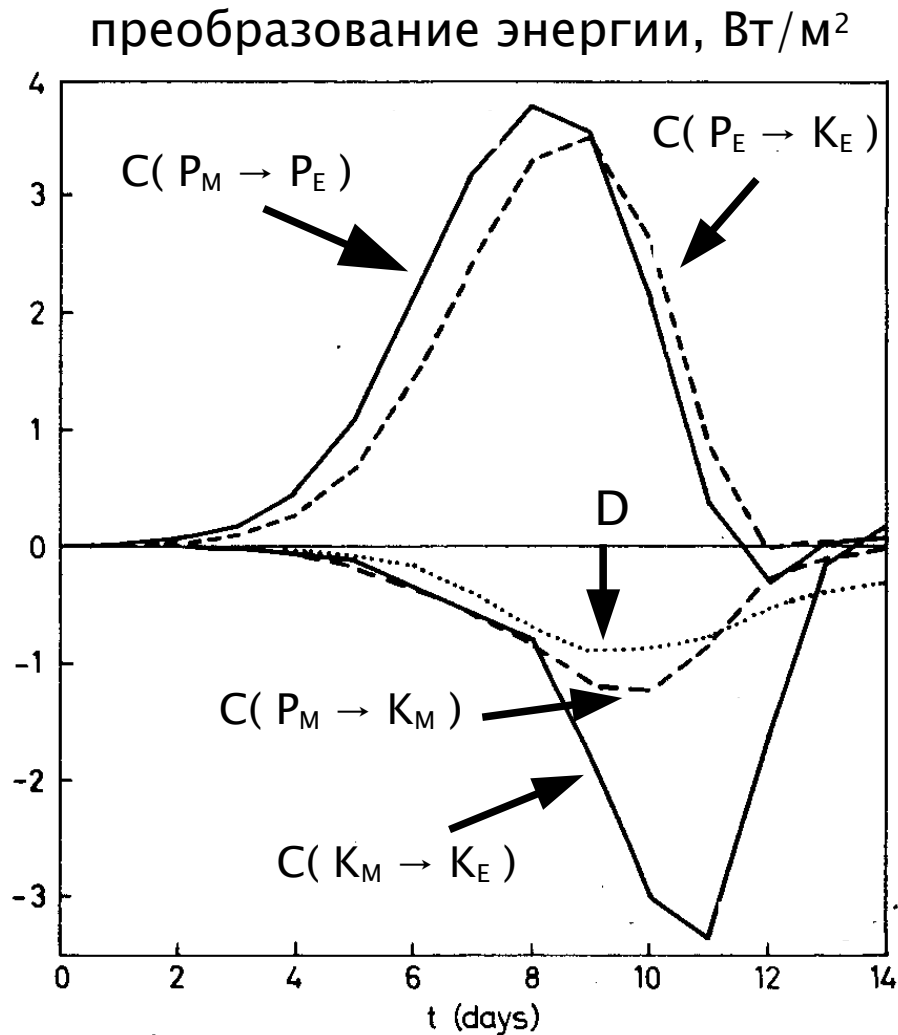


Преобразование энергии в растущей бароклинной волне



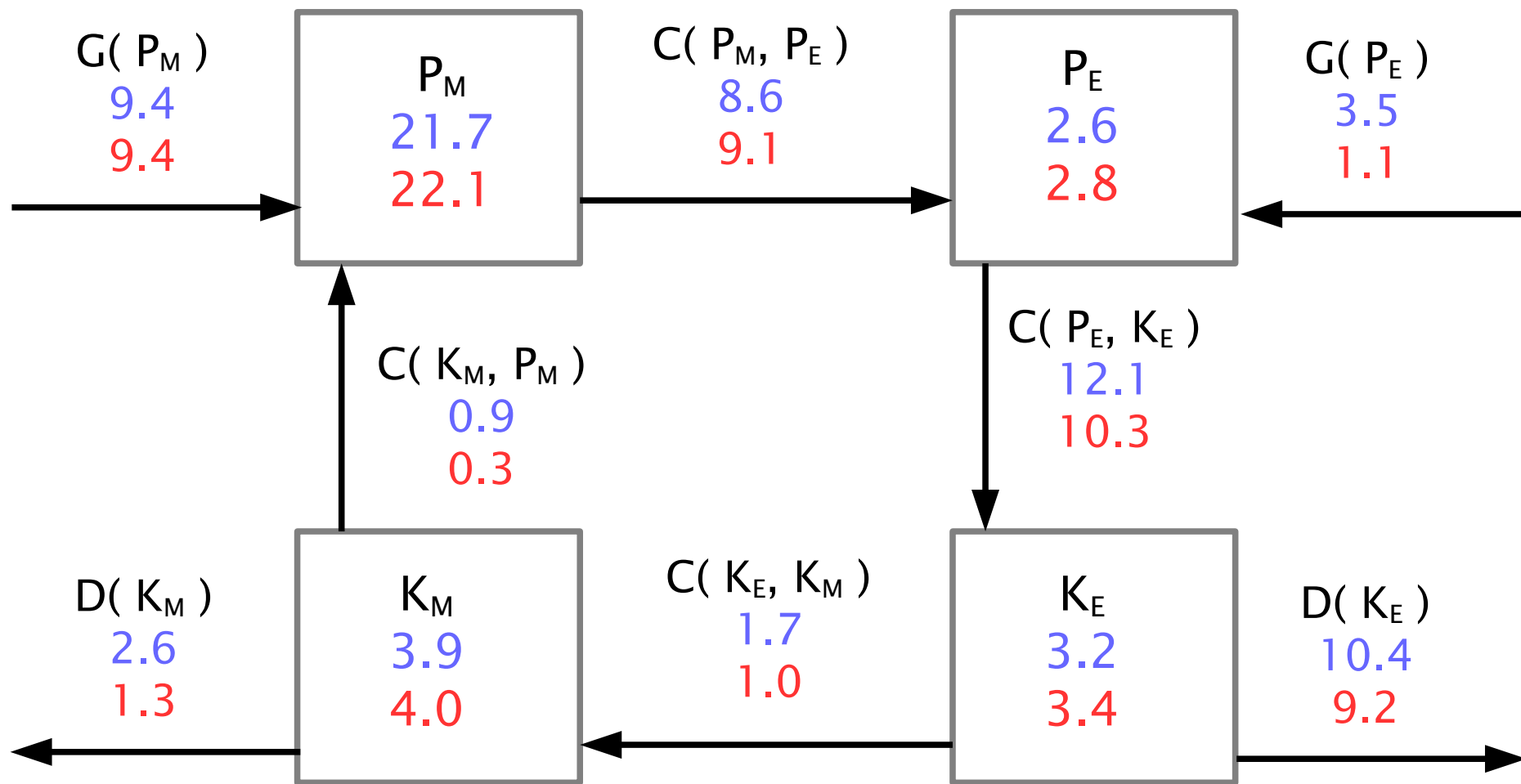
Цикл жизни бароклинных вихрей [Simmons, Hoskins, 1978]

(волна с зональным волновым числом 6;
основной поток – струйное течение с центром на 45°N)



Цикл Лоренца [Li et al., 2007]

глобальные величины по данным реанализа **NCEP2** и **ERA-40**



энергия – 10^{20} Дж

преобразования энергии – 10^{14} Вт

Среднезональная циркуляция (1)

Для любой переменной

$$A = \bar{A} + A'$$

После этого уравнения осредняются, но

$$\overline{ab} = \overline{(\bar{a} + a')(\bar{b} + b')} = \overline{\bar{a}\bar{b}} + \overline{\bar{a}b'} + \overline{a'\bar{b}} + \overline{a'b'} = \bar{a}\bar{b} + \overline{a'b'}$$

Окончательно

$$\partial \bar{u} / \partial t - f_0 \bar{v} = -\partial \left(\overline{u'v'} \right) / \partial y + \bar{X}$$

$$\partial \bar{T} / \partial t + N^2 H R^{-1} \bar{w} = -\partial \left(\overline{v'T'} \right) / \partial y + \bar{J} / c_p$$

Частота Брента-Вяйсяля (частота колебаний частицы воздуха в поле силы тяжести)

$$N^2 \equiv \frac{R}{H} \left(\frac{\kappa T_0}{H} + \frac{dT_0}{dz} \right)$$

Среднезональная циркуляция (1)

Для любой переменной

$$A = \bar{A} + A'$$

После этого уравнения осредняются, но

$$\overline{ab} = \overline{(\bar{a} + a')(\bar{b} + b')} = \overline{\bar{a}\bar{b}} + \overline{\bar{a}b'} + \overline{a'\bar{b}} + \overline{a'b'} = \bar{a}\bar{b} + \overline{a'b'}$$

Окончательно

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - f_0 \bar{v} &= -\frac{\partial (\overline{u'v'})}{\partial y} + \bar{X} \\ \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + N^2 H R^{-1} \bar{w} &= -\frac{\partial (\overline{v'T'})}{\partial y} + \bar{J}/c_p \end{aligned}$$

← влияние вихрей

Частота Брента-Вяйсяля (частота колебаний частицы воздуха в поле силы тяжести)

$$N^2 \equiv \frac{R}{H} \left(\frac{\kappa T_0}{H} + \frac{dT_0}{dz} \right)$$

Среднезональная циркуляция (2)

Итак,

$$\begin{aligned} \partial \bar{u} / \partial t - f_0 \bar{v} &= -\partial \left(\overline{u'v'} \right) / \partial y + \bar{X} \\ \partial \bar{T} / \partial t + N^2 H R^{-1} \bar{w} &= -\partial \left(\overline{v'T'} \right) / \partial y + \bar{J} / c_p \end{aligned}$$

← влияние вихрей

Частота Брента–Вяйсяля (частота колебаний частицы воздуха в поле силы тяжести)

$$N^2 \equiv \frac{R}{H} \left(\frac{\kappa T_0}{H} + \frac{dT_0}{dz} \right)$$

Геострофическое приближение

$$f_0 \bar{u} = -\partial \bar{\Phi} / \partial y$$

Комбинируя с уравнением гидростатики

$$f_0 \partial \bar{u} / \partial z + R H^{-1} \partial \bar{T} / \partial y = 0$$

Среднезональная циркуляция (2)

Итак,

$$\begin{aligned} \partial \bar{u} / \partial t - f_0 \bar{v} &= -\partial \left(\overline{u'v'} \right) / \partial y + \bar{X} \\ \partial \bar{T} / \partial t + N^2 H R^{-1} \bar{w} &= -\partial \left(\overline{v'T'} \right) / \partial y + \bar{J} / c_p \end{aligned}$$

← влияние вихрей

Частота Брента–Вяйсяля (частота колебаний частицы воздуха в поле силы тяжести)

$$N^2 \equiv \frac{R}{H} \left(\frac{\kappa T_0}{H} + \frac{dT_0}{dz} \right)$$

Геострофическое приближение

$$f_0 \bar{u} = -\partial \bar{\Phi} / \partial y$$

Комбинируя с уравнением гидростатики

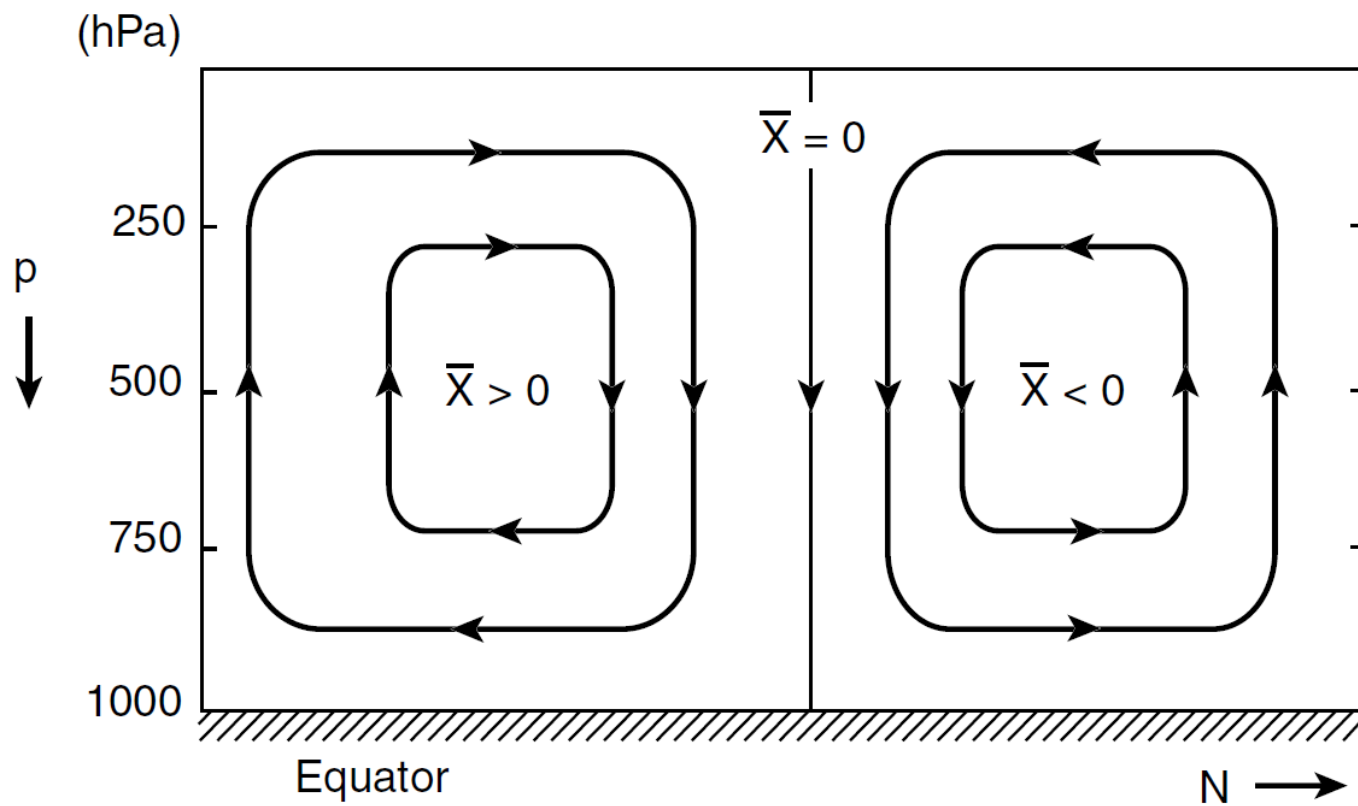
$$f_0 \partial \bar{u} / \partial z + R H^{-1} \partial \bar{T} / \partial y = 0$$

источник среднезональной
циркуляции –
меридиональный градиент
температуры

Среднезональная циркуляция (3)

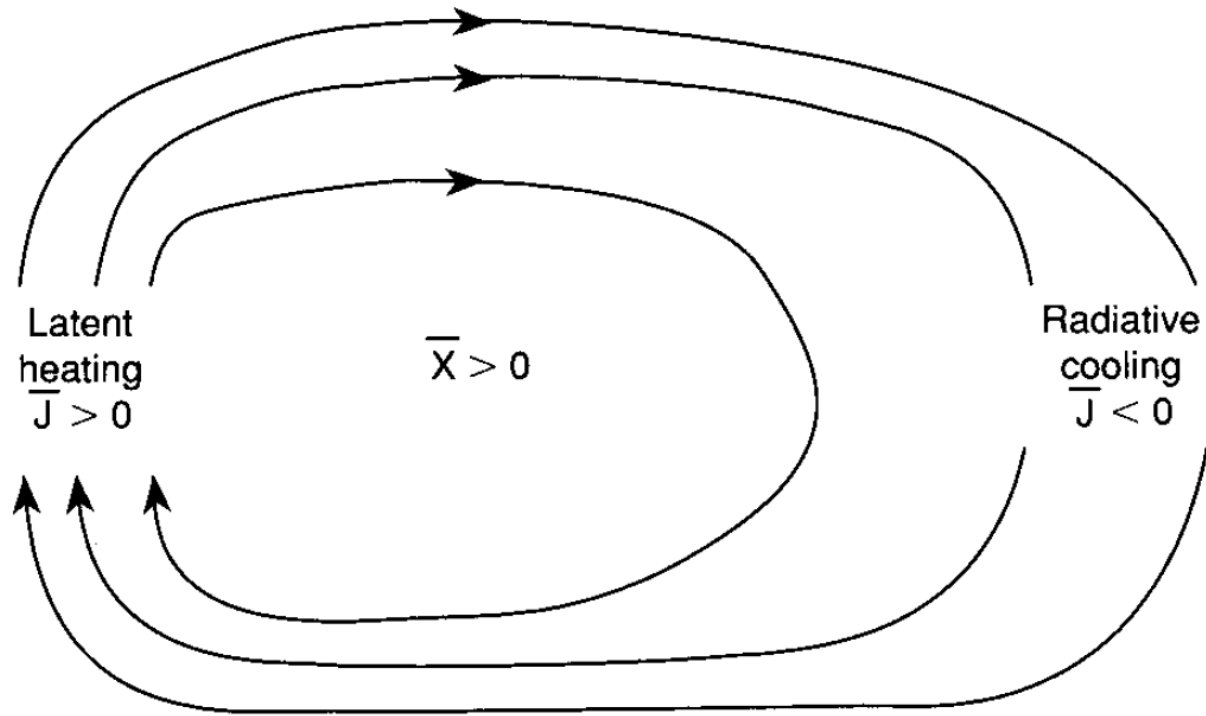
Меридиональная функция тока $\bar{\chi}$:

$$\rho_0 \bar{v} = -\frac{\partial \bar{\chi}}{\partial z}; \quad \rho_0 \bar{w} = \frac{\partial \bar{\chi}}{\partial y}$$



Среднезональная циркуляция: наблюдения (тропики)

$$\bar{\chi} \propto - \frac{\partial}{\partial y} (\text{diabatic heating}) + \frac{\partial^2}{\partial y^2} (\text{large-scale eddy heat flux})$$
$$+ \frac{\partial^2}{\partial y \partial z} (\text{large-scale eddy momentum flux}) + \frac{\partial}{\partial z} (\text{zonal drag force})$$



Equator

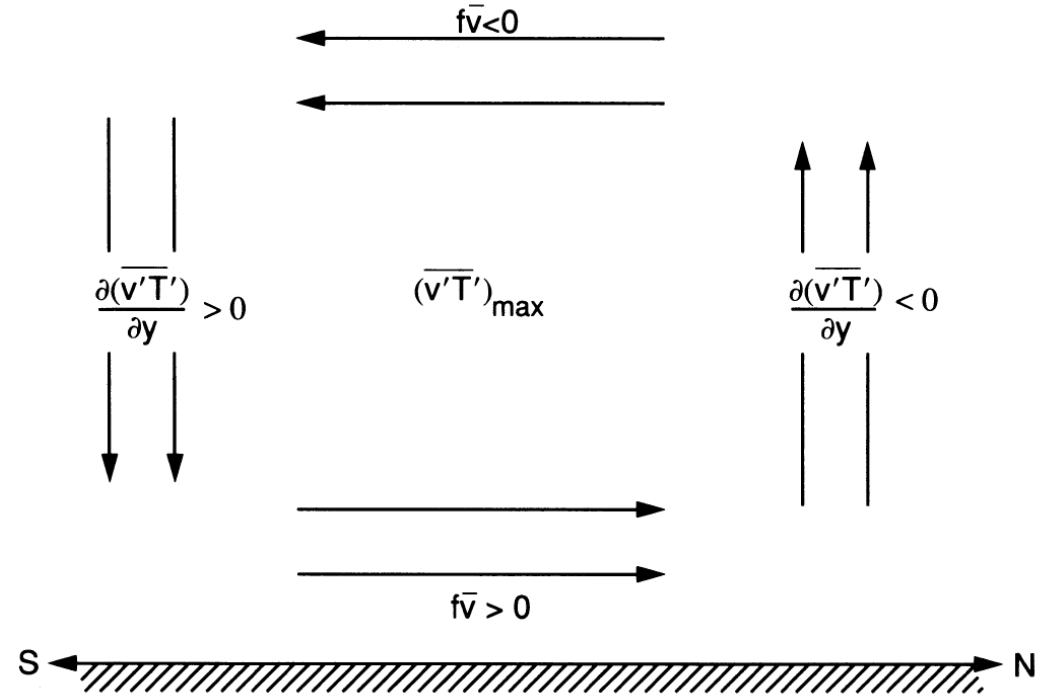
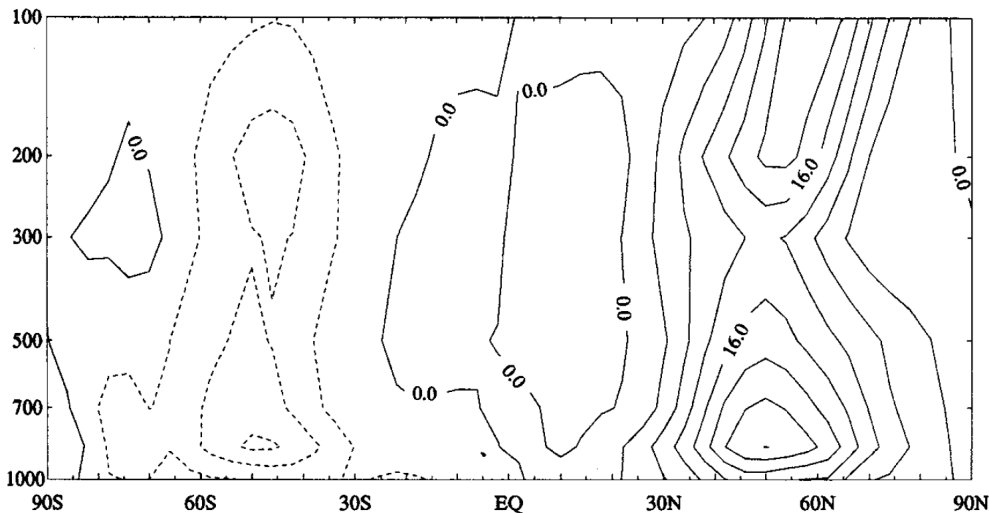
30°

Среднезональная циркуляция: вклад потоков тепла (вне тропиков, СП)

$$\bar{\chi} \propto - \frac{\partial}{\partial y} \text{ (diabatic heating) } + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \text{ (large-scale eddy heat flux)}$$

$$+ \frac{\partial^2}{\partial y \partial z} \text{ (large-scale eddy momentum flux) } + \frac{\partial}{\partial z} \text{ (zonal drag force)}$$

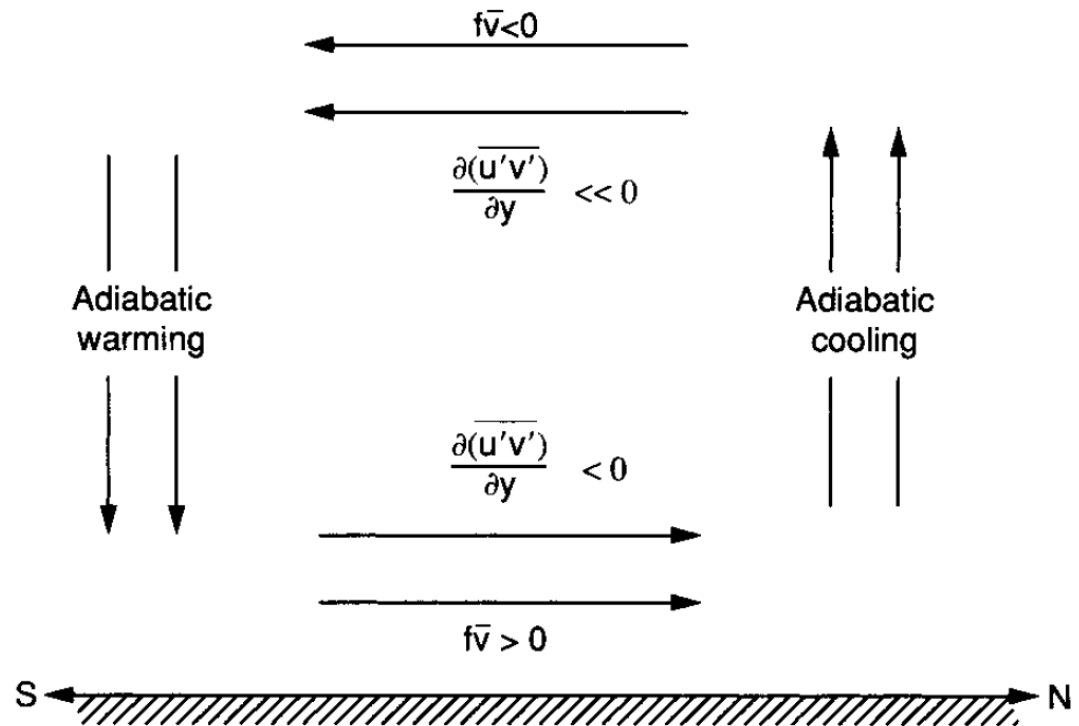
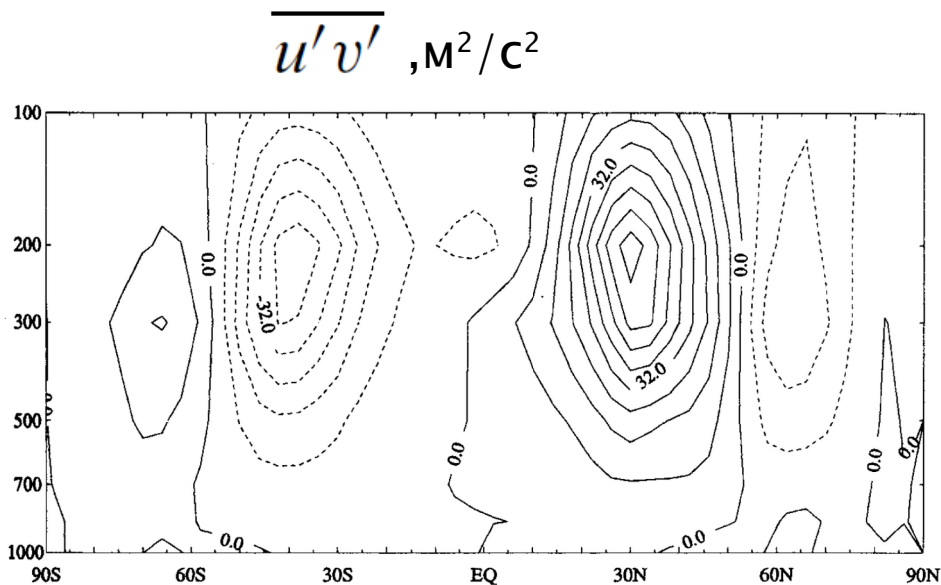
$\overline{v'T'}$, К м / с



Среднезональная циркуляция: вклад потоков импульса (вне тропиков, СП)

$$\bar{\chi} \propto -\frac{\partial}{\partial y} (\text{diabatic heating}) + \frac{\partial^2}{\partial y^2} (\text{large-scale eddy heat flux})$$

$$+ \frac{\partial^2}{\partial y \partial z} (\text{large-scale eddy momentum flux}) + \frac{\partial}{\partial z} (\text{zonal drag force})$$



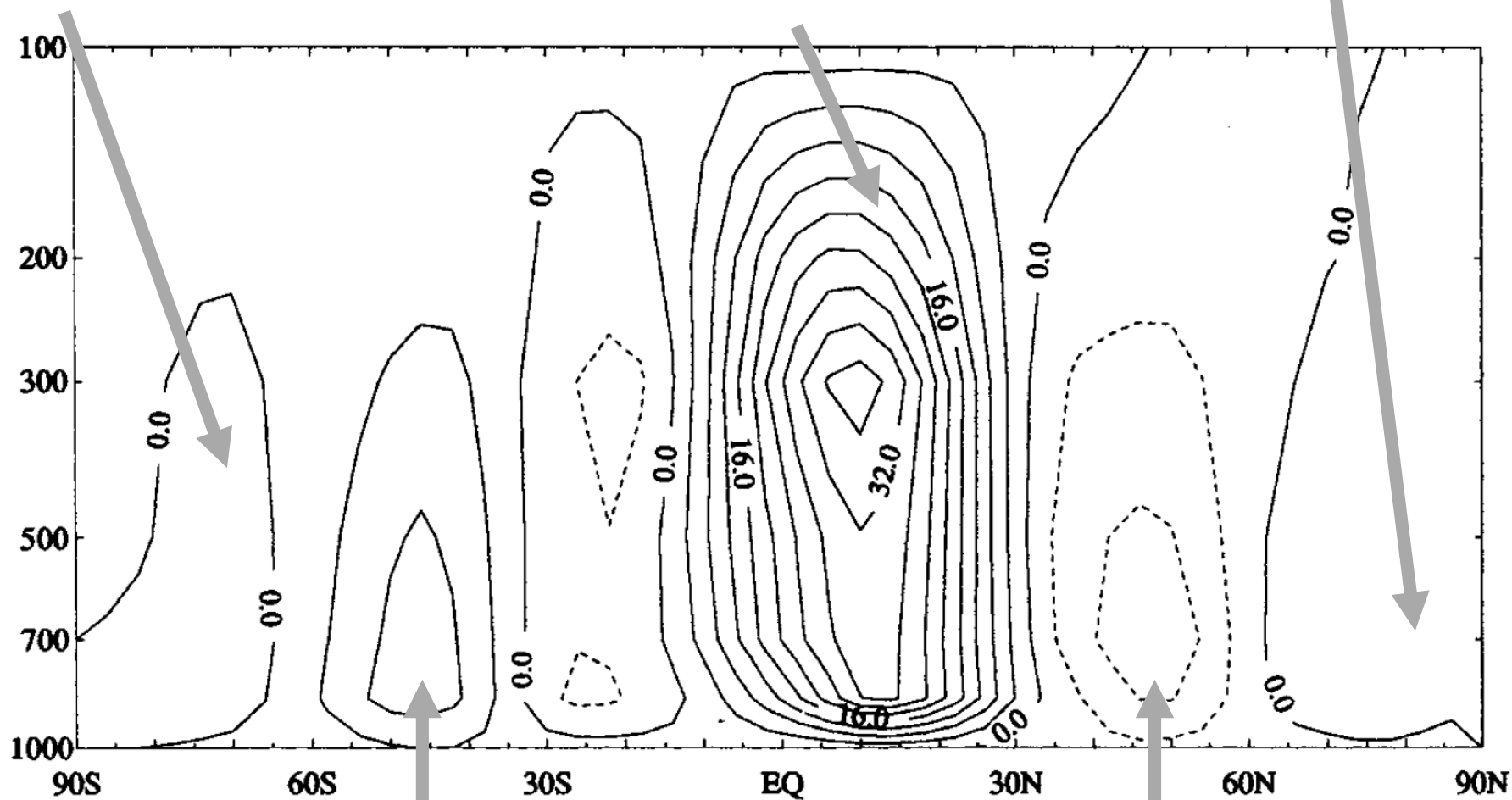
Среднезональная циркуляция: наблюдения

функция тока χ , 10^{12} кг м⁻¹ с⁻¹, зима Северного полушария

полярная ячейка
(термическая)

ячейка Хэдли
(термическая)

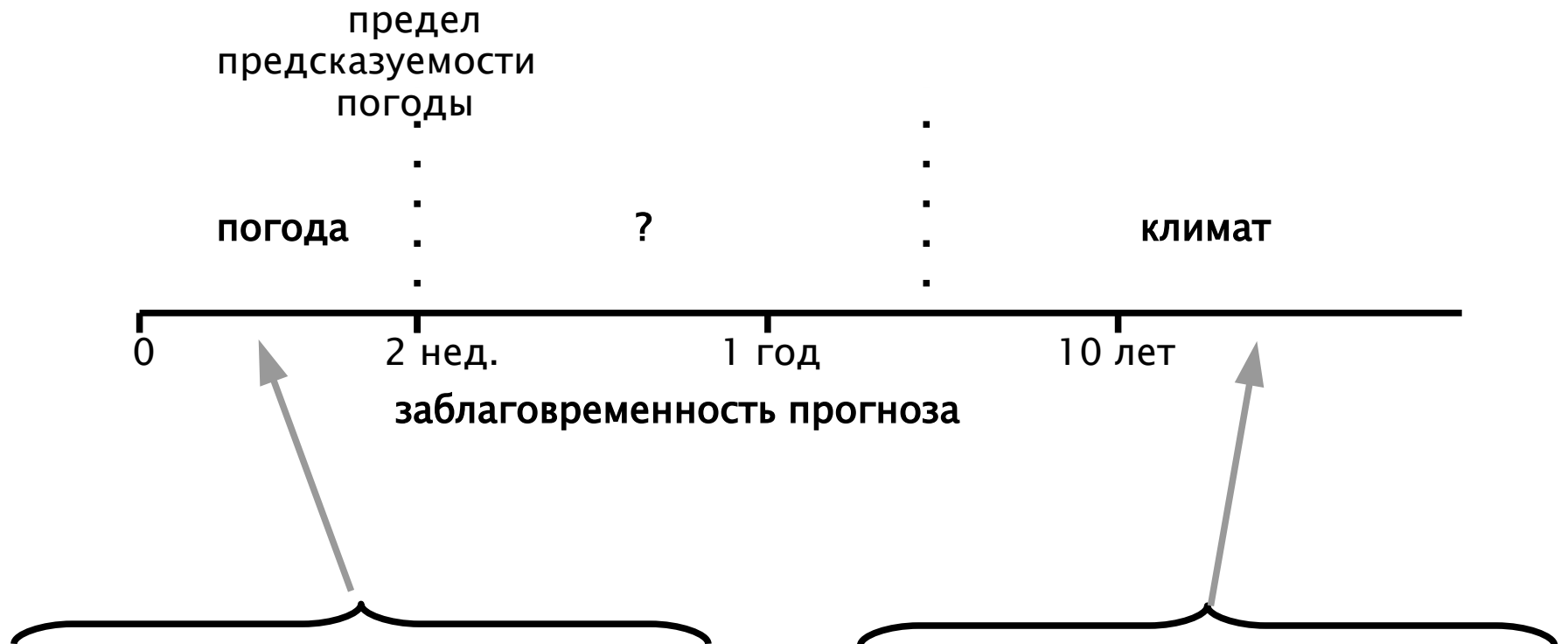
полярная ячейка
(термическая)



ячейка Ферреля
(вихревая, обратная)

ячейка Ферреля
(вихревая, обратная)

Предсказуемость изменений погоды и климата



Предсказуемость первого рода:

Возможность предсказать состояние системы, исходя из **состояния в текущий момент времени** и физических законов, определяющих поведение системы

Предсказуемость второго рода:

Возможность предсказать состояние системы, исходя из **изменения во времени внешних воздействий на неё** и физических законов, определяющих поведение системы

Оценка предела предсказуемости погоды

Кинетическая энергия атмосферы $\sim 10^{21}$ Дж

(кинетическая энергия отдельных циклонов на 2 порядка меньше)

Скорость преобразования кинетической энергии в синоптических движениях

$\partial E / \partial t \sim 10^{14}$ Вт

Масштаб времени, связанный с этим преобразованием

$$\tau = \left(\frac{1}{E} \frac{\partial E}{\partial t} \right)^{-1} = 10^6 \text{ с} = 1-2 \text{ нед.}$$

Общая масса воды в атмосфере $M_w = 1.3 \cdot 10^{16}$ кг,

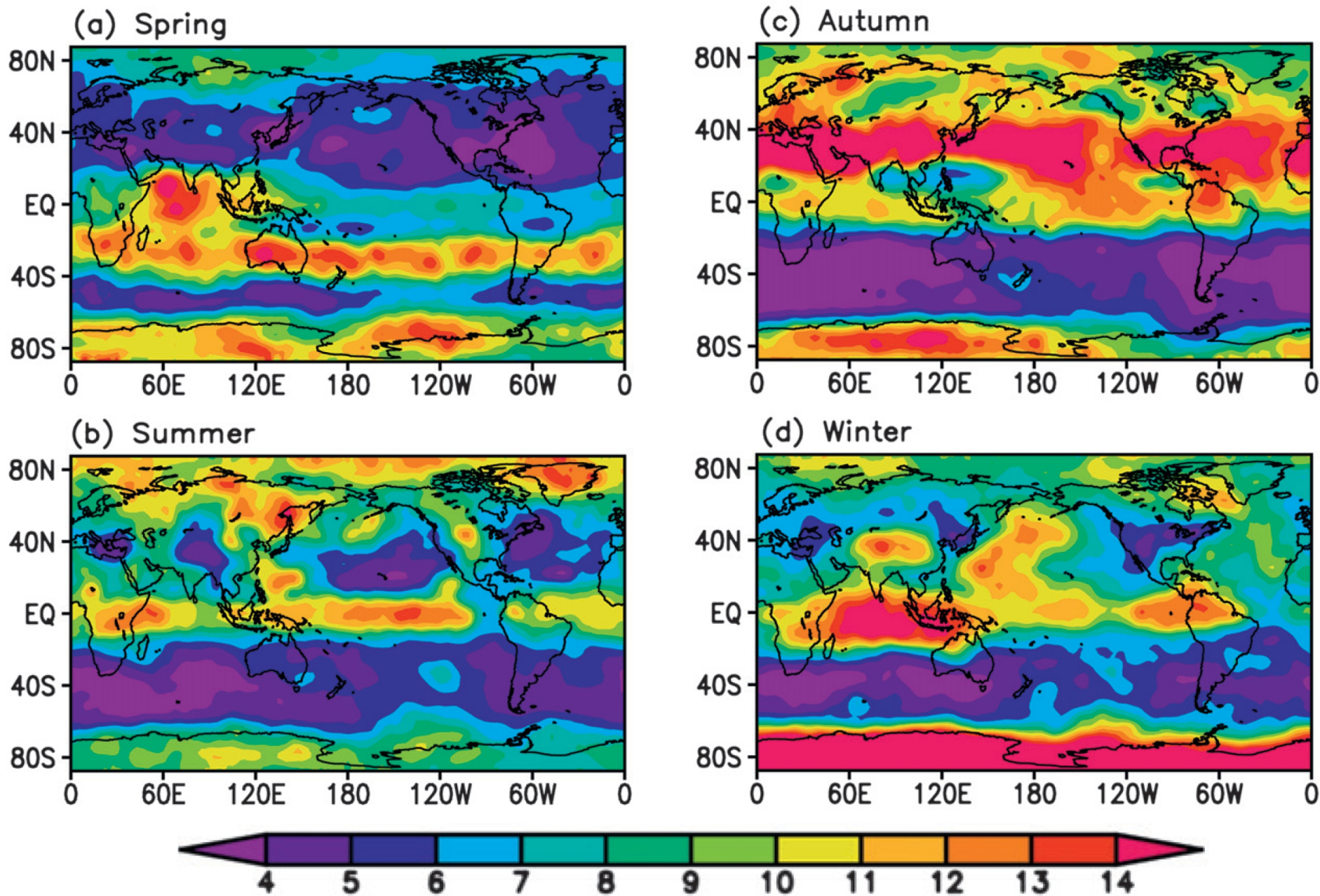
среднее количество осадков на земном шаре $P_g = 2$ мм/сут = $1.0 \cdot 10^{15}$ кг/сут.

Время пребывания воды в атмосфере Земли

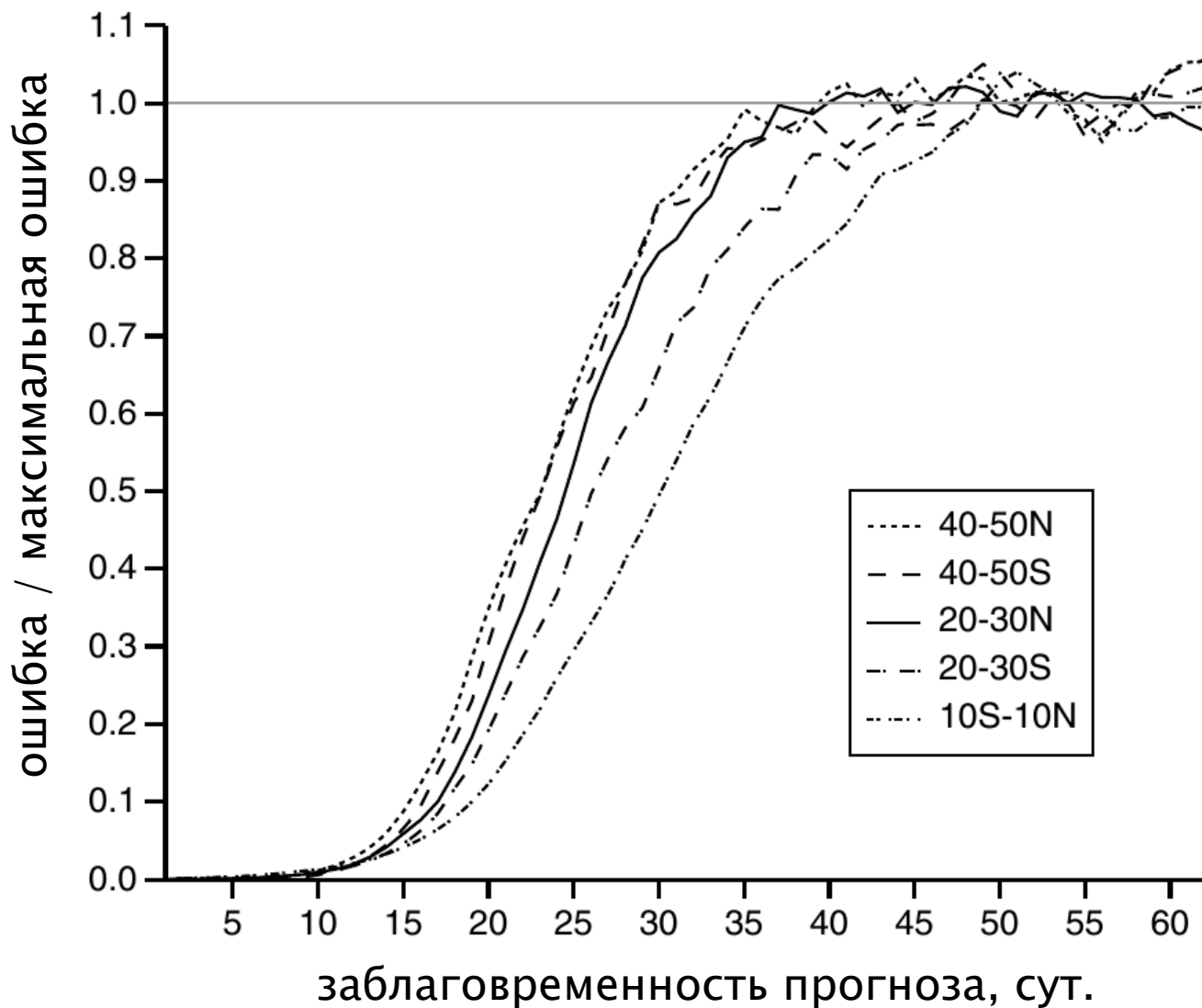
$$\tau_w = M_w / P_g = 13 \text{ сут.} \approx 2 \text{ нед.}$$

Оценка предела предсказуемости [Li, Ding, 2011]

Среднесезонная геопотенциальная высота на уровне 500 гПа



Насыщение ошибки прогноза в зависимости от его срока [Warner, 2011: Numerical Weather and Climate Prediction]



причина насыщения –
ограничение по энергии
синоптических возмущений



переход от
предсказуемости 1 рода к
предсказуемости 2 рода