

Представление потоков тепла, влаги и импульса в климатических моделях. Неррадиационные потоки.

Володин Е.М. ИВМ РАН.

E-mail: volodinev@gmail.com

Модель климатической системы включает в себя два основных блока:

модель общей циркуляции атмосферы и
модель общей циркуляции океана,

а также дополнительные блоки:

углеродный цикл,

цикл метана,

химию атмосферы,

аэрозольный блок,

параметризацию некоторых электрических
явлений

Модель атмосферы включает в себя

1. Решение уравнений гидротермодинамики конечно-разностным методом
2. Параметризацию атмосферной радиации
3. Параметризацию турбулентности в пограничном слое
4. Параметризацию потоков на поверхности, а также самой поверхности (растительность, почва, сток рек и др.)
5. Параметризацию конвекции и конденсации
6. Гравитационно-волновое сопротивление
7. Вспомогательные блоки (фильтрация у полюсов, горизонтальная диффузия,...)

Дифференциальные уравнения модели

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial u}{\partial \varphi} + \dot{\sigma} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - v \left(f + \frac{u}{a} \operatorname{tg} \varphi \right) + \frac{1}{a \cos \varphi} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} + \frac{RT}{\pi} \frac{\partial \pi}{\partial \lambda} \right) = F_u$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial v}{\partial \varphi} + \dot{\sigma} \frac{\partial v}{\partial \sigma} + u \left(f + \frac{u}{a} \operatorname{tg} \varphi \right) + \frac{1}{a} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \varphi} + \frac{RT}{\pi} \frac{\partial \pi}{\partial \varphi} \right) = F_v,$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial T}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial T}{\partial \varphi} + \frac{\partial \dot{\sigma} T}{\partial \sigma} - \\ - \frac{RT}{c_p \pi \sigma} \left(\pi \dot{\sigma} + \sigma \left(\frac{\partial \pi}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial \pi}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial \pi}{\partial \varphi} \right) \right) = F_T, \end{aligned}$$

$$\frac{\partial \pi Q}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \varphi} \left(\frac{\partial u \pi Q}{\partial \lambda} + \frac{\partial v \cos \varphi \pi Q}{\partial \varphi} \right) + \frac{\partial \dot{\sigma} \pi Q}{\partial \sigma} = \pi F_q,$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \varphi} \left(\frac{\partial \pi u}{\partial \lambda} + \frac{\partial \pi v \cos \varphi}{\partial \varphi} \right) + \frac{\partial \pi \dot{\sigma}}{\partial \sigma} = 0,$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} = -\frac{RT}{\sigma},$$

Расчет потоков с поверхности происходит по аэродинамическим (балк-) формулам

$$F_U = \rho C_U |V_a| (u_s - u_a),$$

$$F_V = \rho C_U |V_a| (v_s - v_a),$$

$$F_T = \rho C_P C_T |V_a| (\theta_s - \theta_a),$$

$$F_Q = \rho L C_T |V_a| (Q_s - Q_a)$$

Расчет температуры поверхности суши:

$$\rho_s C_s \frac{\partial T_s}{\partial t} = -F_T - F_Q + F_{RAD} + F_{SOIL}$$

Уравнения тепловлагопроводности в почве:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_T \frac{\partial T}{\partial z} + F_T$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_w \frac{\partial W}{\partial z} + \lambda_{wT} \frac{\partial T}{\partial z} + \gamma \right) + F_w$$

Испарение с растительности:

$$F_Q = \frac{L\rho(Q_s - Q_a)}{R}$$

где R – сопротивление испарению,

$$R = \frac{1}{C_T |V_a|} + R_{veg} \quad R_{veg} = F(T)F(W)F(RAD)$$

Поверхностный и подповерхностный сток

$$R_{f1} = P + W_s - [1 - \max(A, 0)] W_{s,max}, \quad (60)$$

где функция $A(W_s, P)$ имеет следующий вид

$$A(W_s, P) = \left[\left(1 - \frac{W_s}{W_{s,max}} \right)^{\frac{1}{1+a}} - \frac{P}{(1+a)W_{s,max}} \right]^{1+a}. \quad (61)$$

Здесь показатель a характеризует мелкомасштабную изменчивость рельефа и задан следующим образом

$$a = \max \left[\frac{\sigma - \sigma_{min}}{\sigma + \sigma_{max}}, 0.01 \right], \quad (62)$$

$$R_{f2} = \Delta t \Delta z \rho d_{min} \frac{W}{W_{max}}, \quad R_{f2} = \Delta t \Delta z \rho d_{min} \frac{W}{W_{max}} + (d_{max} - d_{min}) \left(\frac{W - W_h}{W_{max} - W_h} \right)^d$$

Типы почвы

Процент содержания песка, глины и органики в 8 типах почв

Номер	Почва	Песок	Глина	Органика
1	грубая	83	9	8
2	средняя	37	30	33
3	мелкая	17	67	16
4	грубо-средняя	60	20	20
5	грубо-мелкая	50	38	12
6	средне-мелкая	27	48	25
7	грубо-средне-мелкая	46	35	19
8	органическая	16	16	68

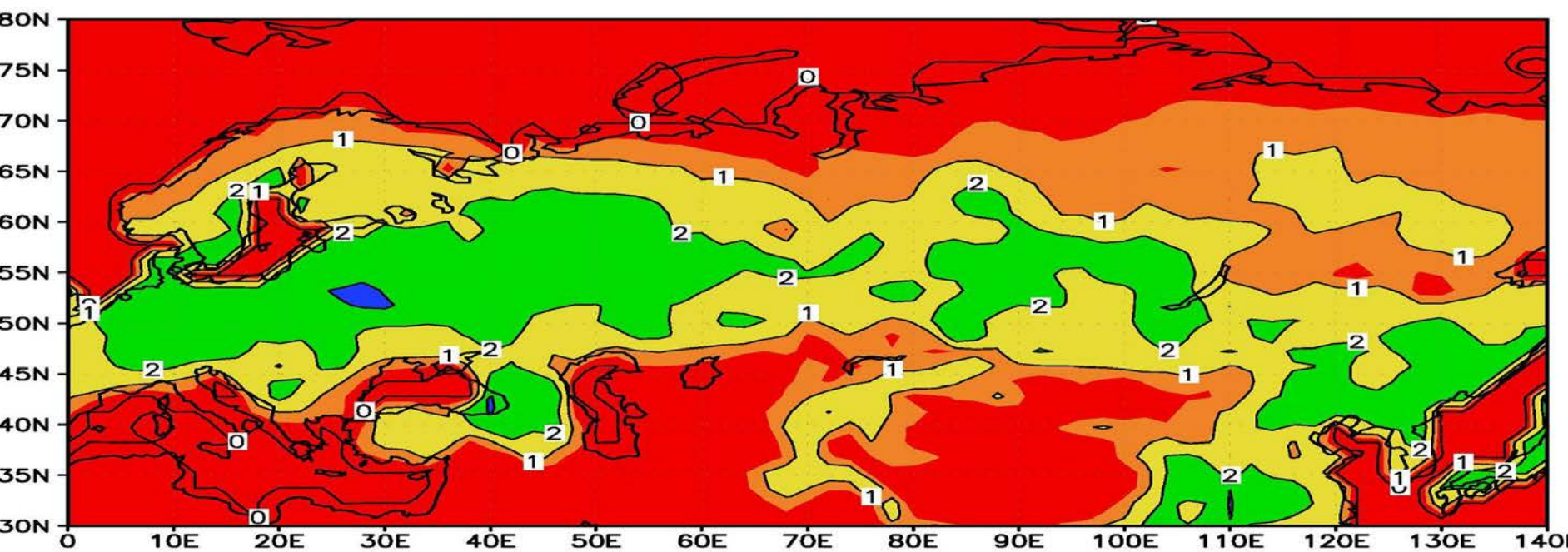
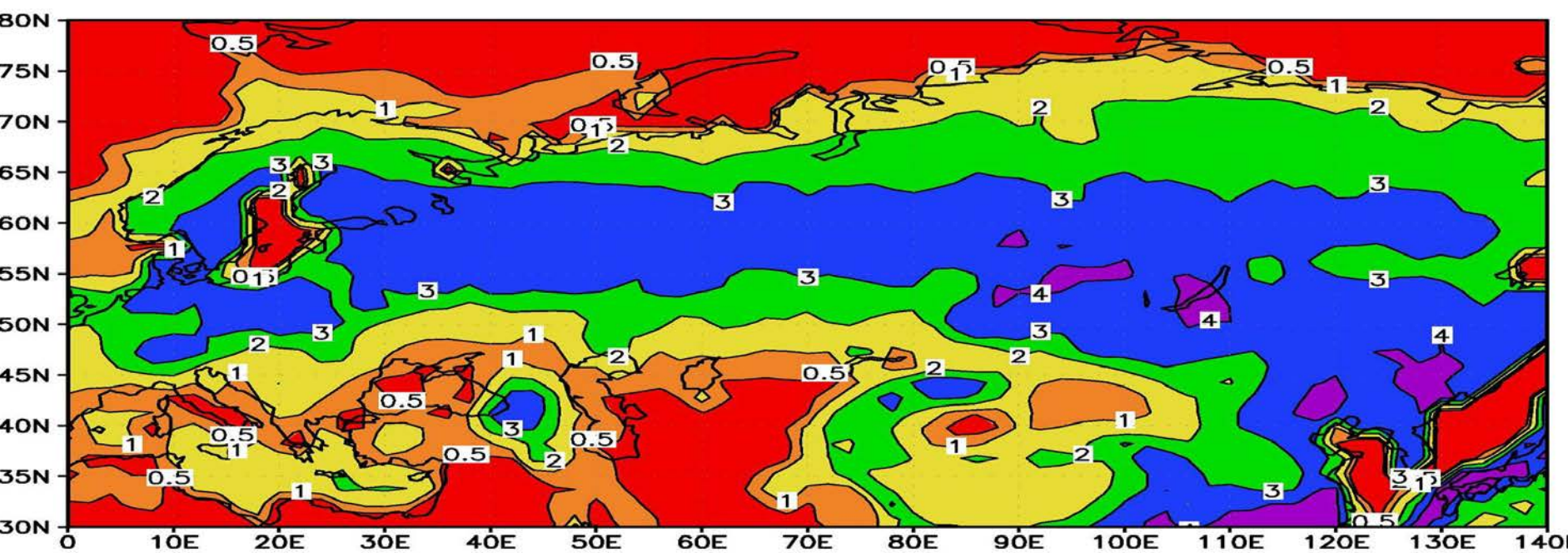
Типы растительности

Параметры модели, связанные с растительностью

NN	a	b	c	C_{Fq}	ψ_b	ψ_w	Lt_{max}	z_r
1	2336	0.01	154	0.0273	-100	-500	4.5	1.0
2	9802	10.60	180	0.0357	-190	-250	4.0	1.0
3	6336	7.10	207	0.0340	-200	-250	5.0	1.0
4	2870	3.70	233	0.0310	-200	-250	7.0	1.0
5	2870	3.70	233	0.0310	-200	-250	2.0	0.5
6	56651	10.80	165	0.0357	-190	-250	3.0	3.0
7	2582	1.09	110	0.0238	-120	-230	3.0	0.5
8	93989	0.01	855	0.0275	-200	-400	0.8	2.0
9	93989	0.01	855	0.0275	-200	-400	1.0	2.0
10a	9802	10.55	180	0.0275	-200	-400	1.5	0.5
10b	2582	1.09	110	0.0238	-0.3	-150	0.4	0.5
11a	9802	10.60	180	0.0357	-190	-250	0.5	1.0
11b	7459	5.70	25	0.0000	-100	-200	3.0	1.0

Здесь цифры означают: 1 – тропический лес, 2 – лиственный листопадный лес, 3 – смешанный лес, 4 – хвойный лес, 5 – лиственный лес, 6 – деревья саванны, 7 – трава, 8 – лиственные кусты с травой, 9 – лиственные кусты с открытой почвой, 10 – тундра, 11 – возделываемые травянистые культуры с отдельными деревьями.

Суммарное испарение (мм/сут) с поверхности и испарение с растительности в июле



Параметризация турбулентности в пограничном слое атмосферы

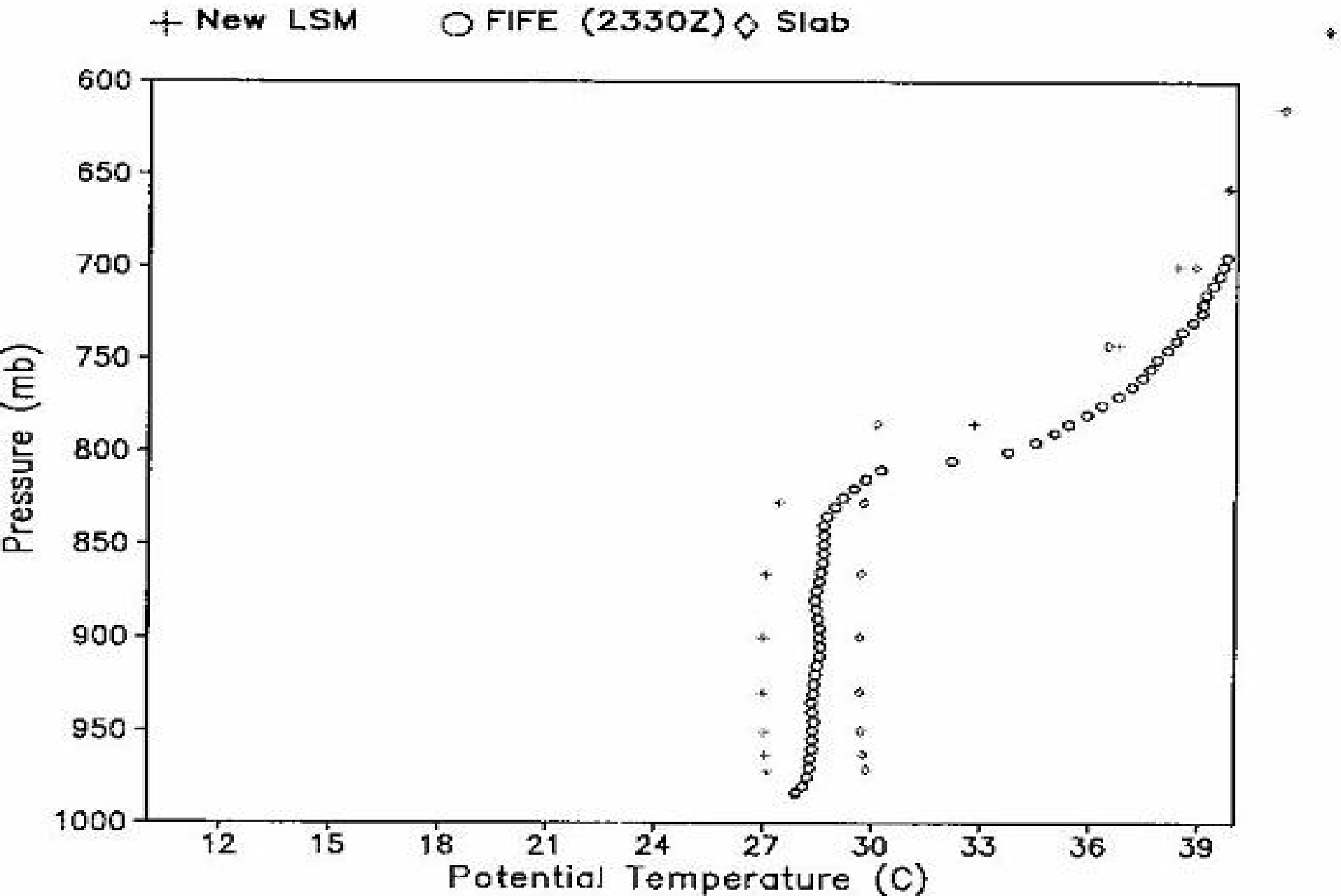
$$\frac{\partial \Psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{\Psi} \frac{\partial \Psi}{\partial z} - \gamma - F_{ENTR}(z/h) \right) = \frac{\partial F_{\Psi}}{\partial z}$$

$$K_{\psi} = l_{\psi}^2 \left| \frac{\partial \vec{V}}{\partial z} \right| F_{\psi}(Ri), \quad Ri = \frac{g}{\theta_v} \frac{\partial \theta_v / \partial z}{\left| \partial \vec{V} / \partial z \right|^2}$$

Альтернативная идея параметризация состоит в применении метода потока массы:

$$\frac{\partial \Psi}{\partial t} = - \frac{\partial (M \Psi_U - M \Psi_D)}{\partial p}$$

Профиль потенциальной температуры летом в конце дня



Насколько верен предложенный подход для расчета потоков с поверхности?

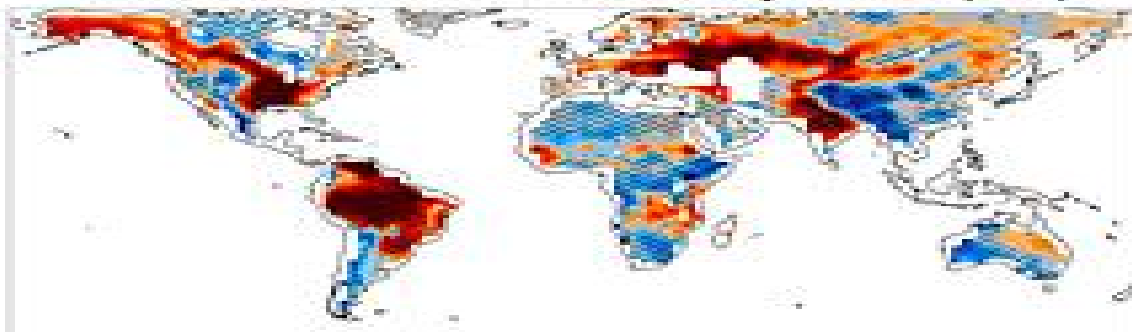
Прямое сравнение с наблюдениями невозможно. По косвенным признакам (воспроизведение моделями наблюдаемых величин) в основном подход верен.

Некоторые недостатки климатических моделей, возможно, связанные с несовершенством метода расчета потоков с поверхности:

1. Завышение суммарного потока скрытого тепла. IPCC-5 70-85 Вт/м². В моделях всегда несколько больше.
2. Завышение температуры поверхности летом на юге Европы, связанное недостаточным испарением.
3. Занижение площади морского льда в Антарктике.
4. Воспроизведение климата над Сибирью зимой требует, чтобы K_U было во много раз больше, чем K_θ .

CMIP5 JJA

ET CMIP5 - LandFlux-EVAL synthesis (JJA)



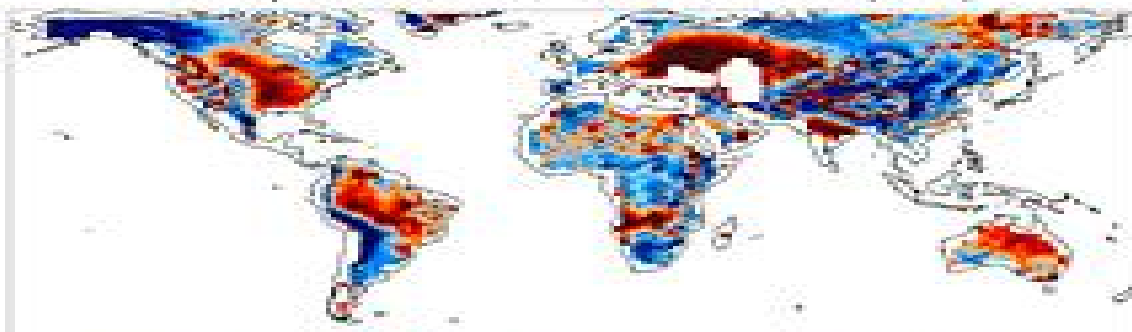
Ошибка в испарении

Precipitation CMIP5-GPCP (JJA)



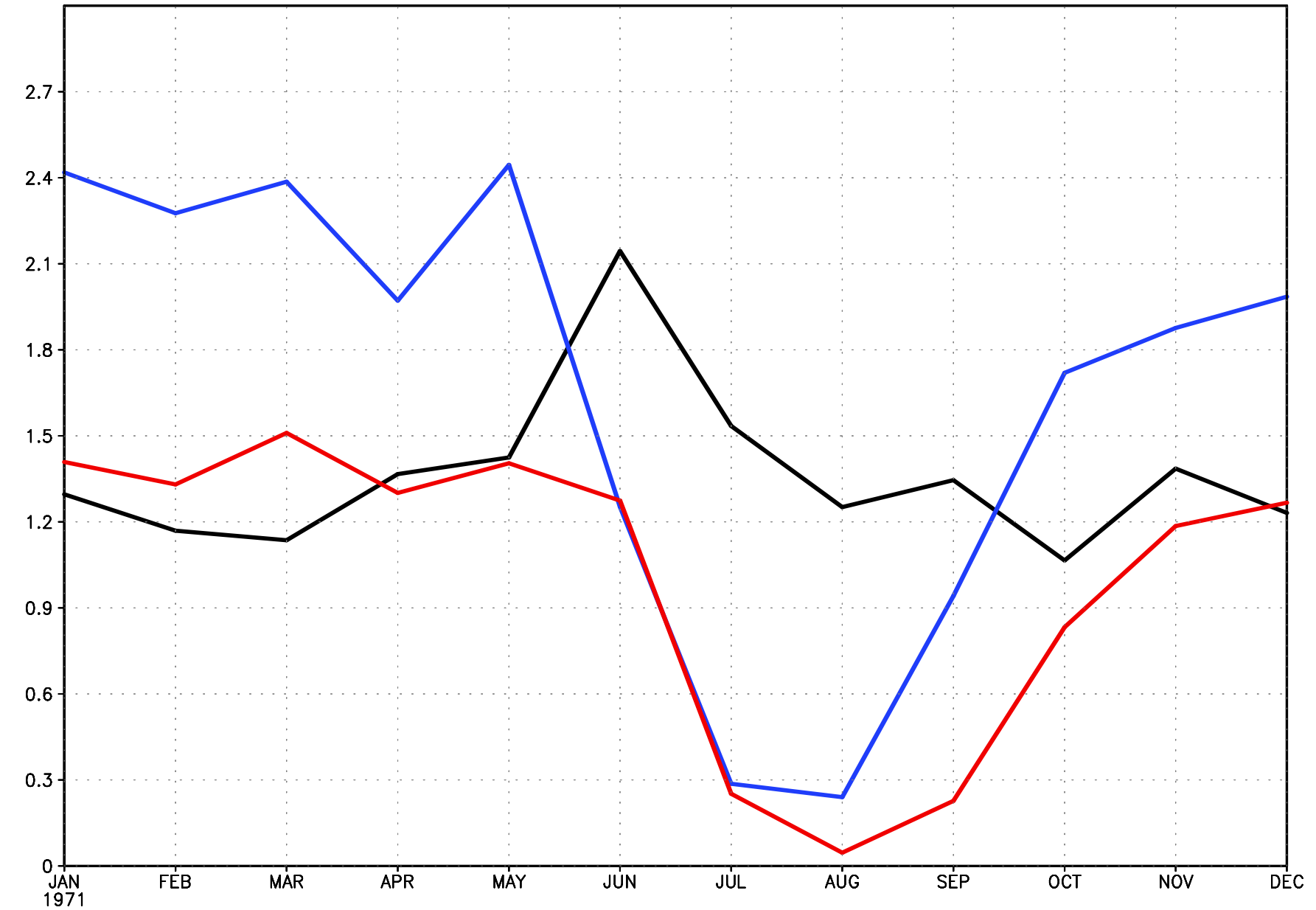
Ошибка в осадках

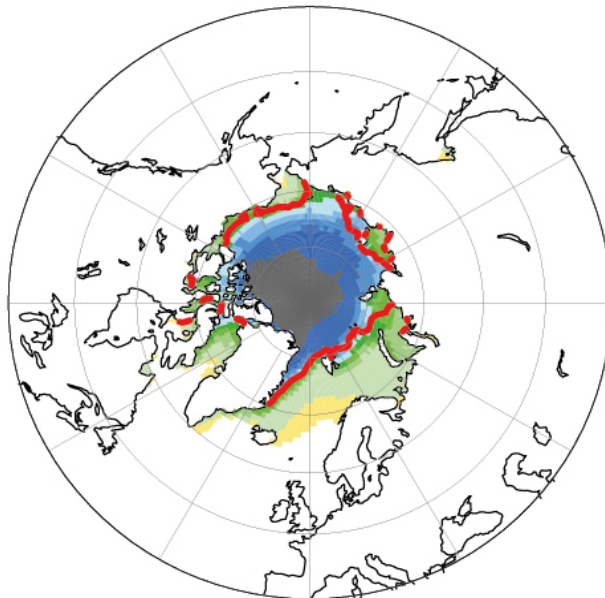
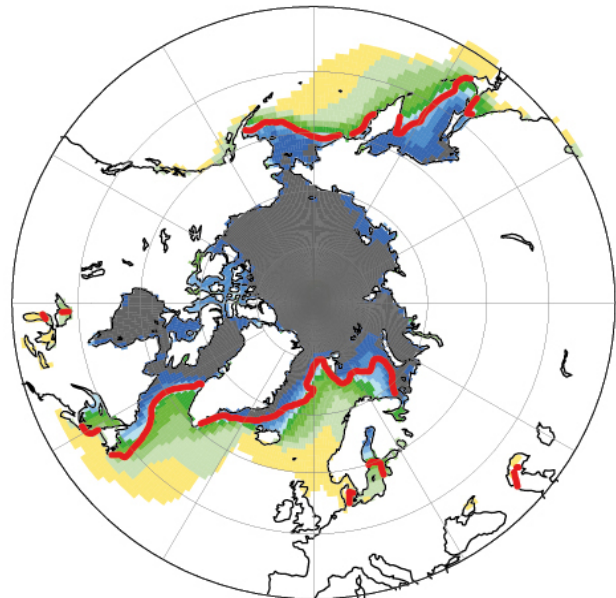
Temperature CMIP5-Willmott (JJA)



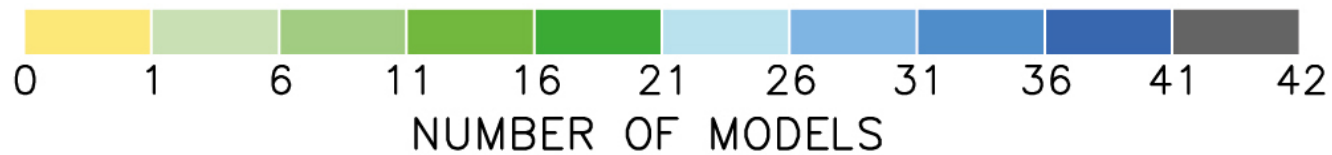
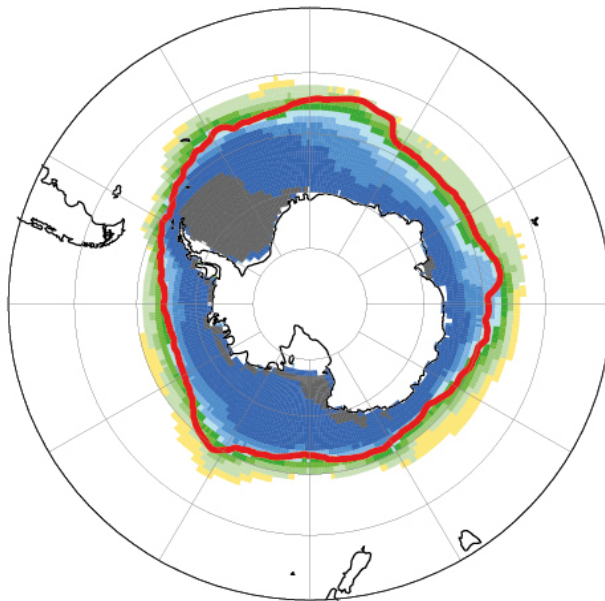
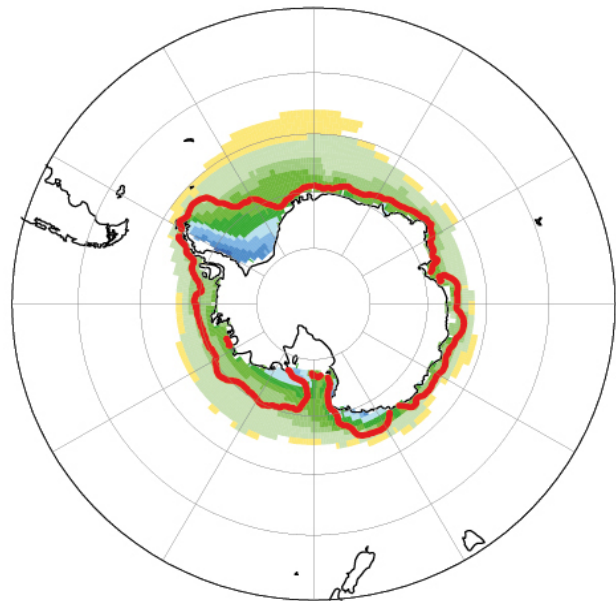
Ошибка в температуре

Годовой ход осадков по данным моделей и наблюдений: 48N, 35E

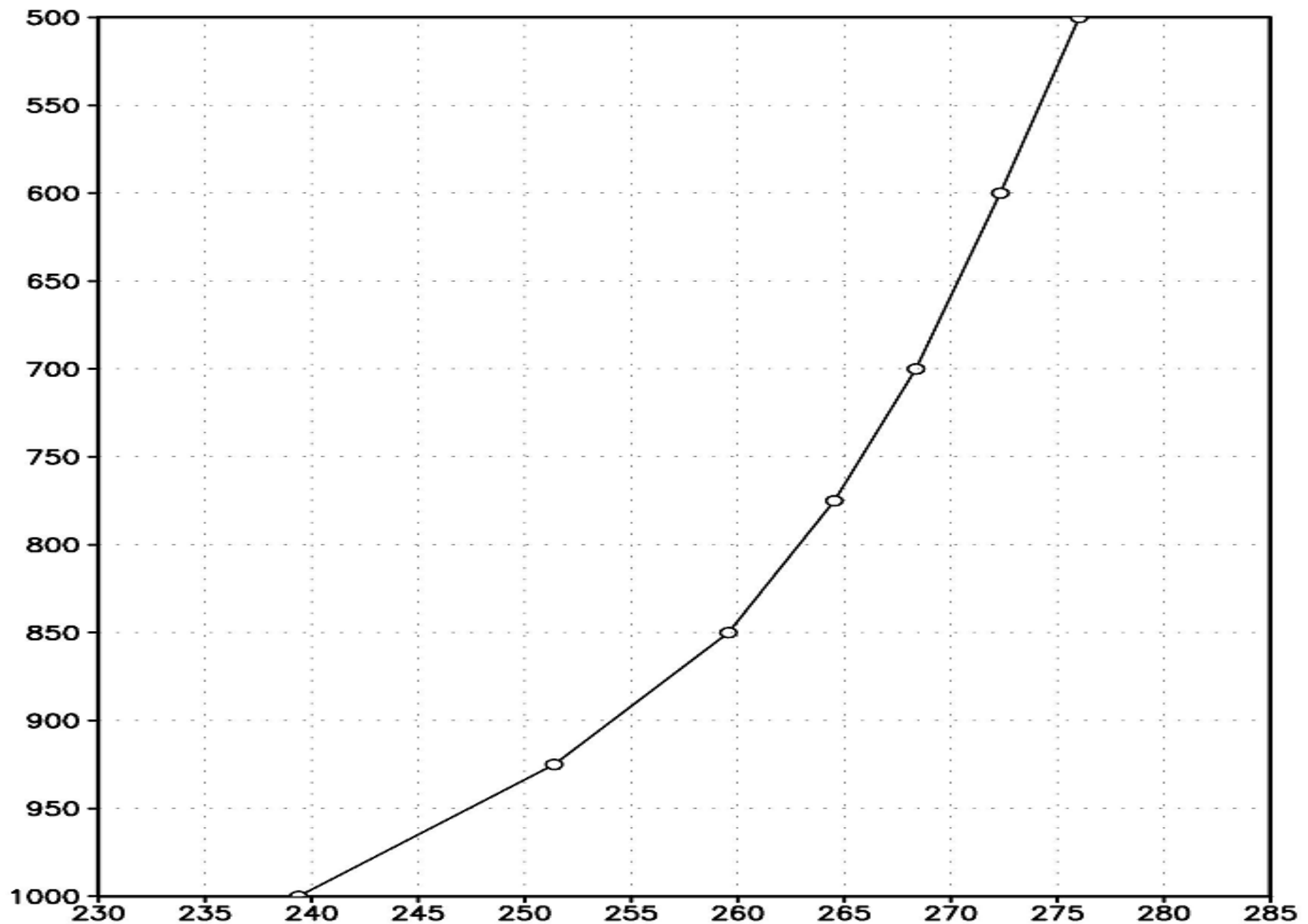




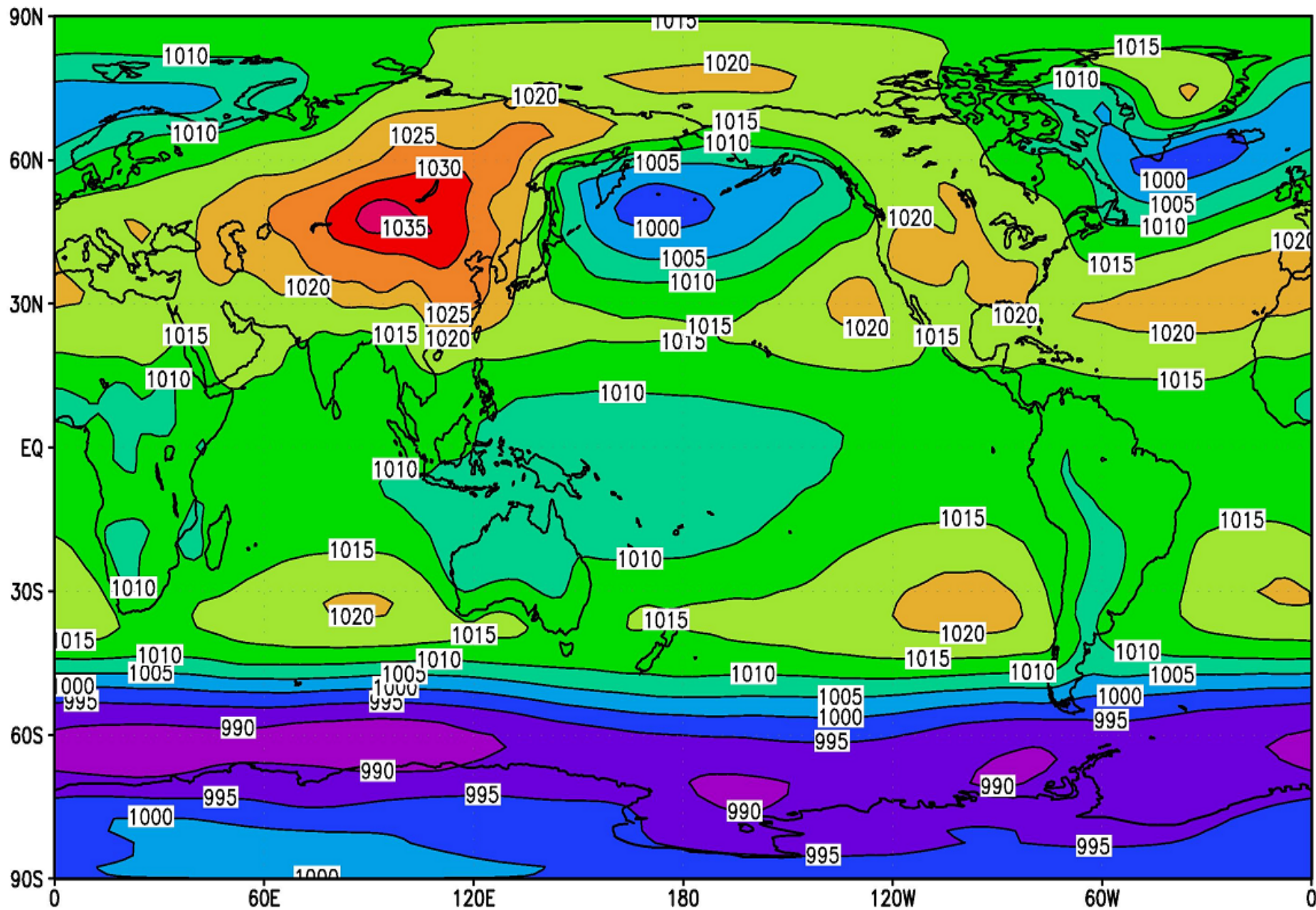
Сплоченность льда в
по данным моделей и
наблюдений



Вертикальный профиль θ в январе, 65N, 120E



Давление на уровне моря в январе



Конденсация и облачность

Простейшие параметризации конденсации, облачности и влажной конвекции:

Конденсация.

Если есть T , q и $q > q_{\max}(T)$, то происходит конденсация, после которой

$$q - dq = q_{\max}(T + dT).$$

В линейном приближении

$$dq = (q - q_{\max}(T)) / (1 + L / C_p * dq_{\max}(T) / dT),$$

$$dT = dq * L / C_p$$

Балл облачности: $C=0$, если $r < r_0$, $C=C(r)$, если $r_0 < r < r_1$, $C=1$, если $r > r_1$.

Простейшая параметризация конденсации и облачности.

Продолжение.

Водность облака: $W=W(T,P)$

Влажная конвекция: если $(T(k+1)-T(k))/(z(k+1)-z(k)) < dT/dz(\text{вл.ад.})$,
то после работы конвекции $(T(k+1)-T(k))/(z(k+1)-z(k)) = dT/dz(\text{вл.ад.})$

Достоинства: простота и понятность.

Недостатки:

неучет некоторых процессов (например, испарения осадков);

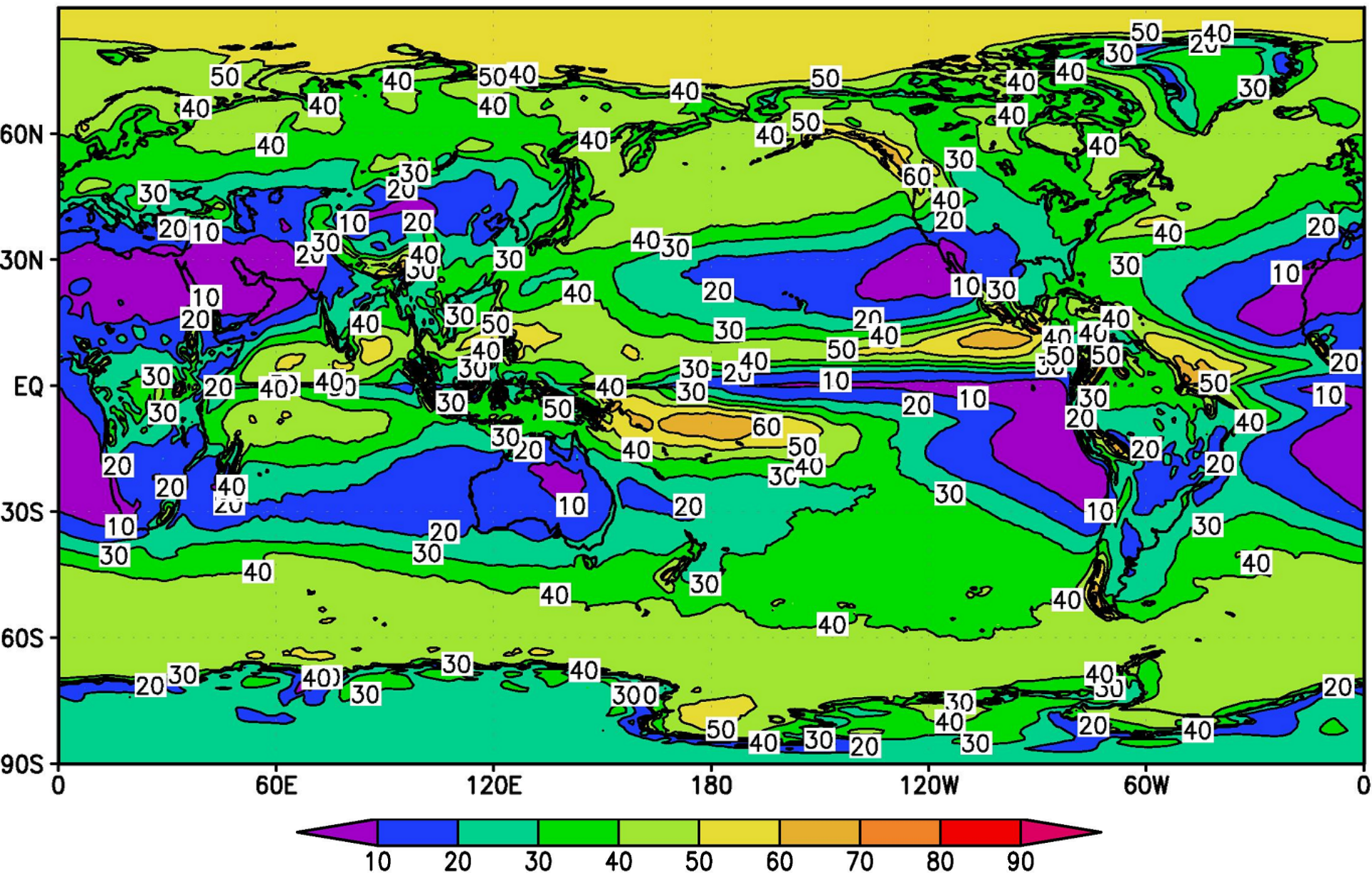
Неучет подсеточной изменчивости при расчете осадков;

Расчет осадков и облачности происходит независимо;

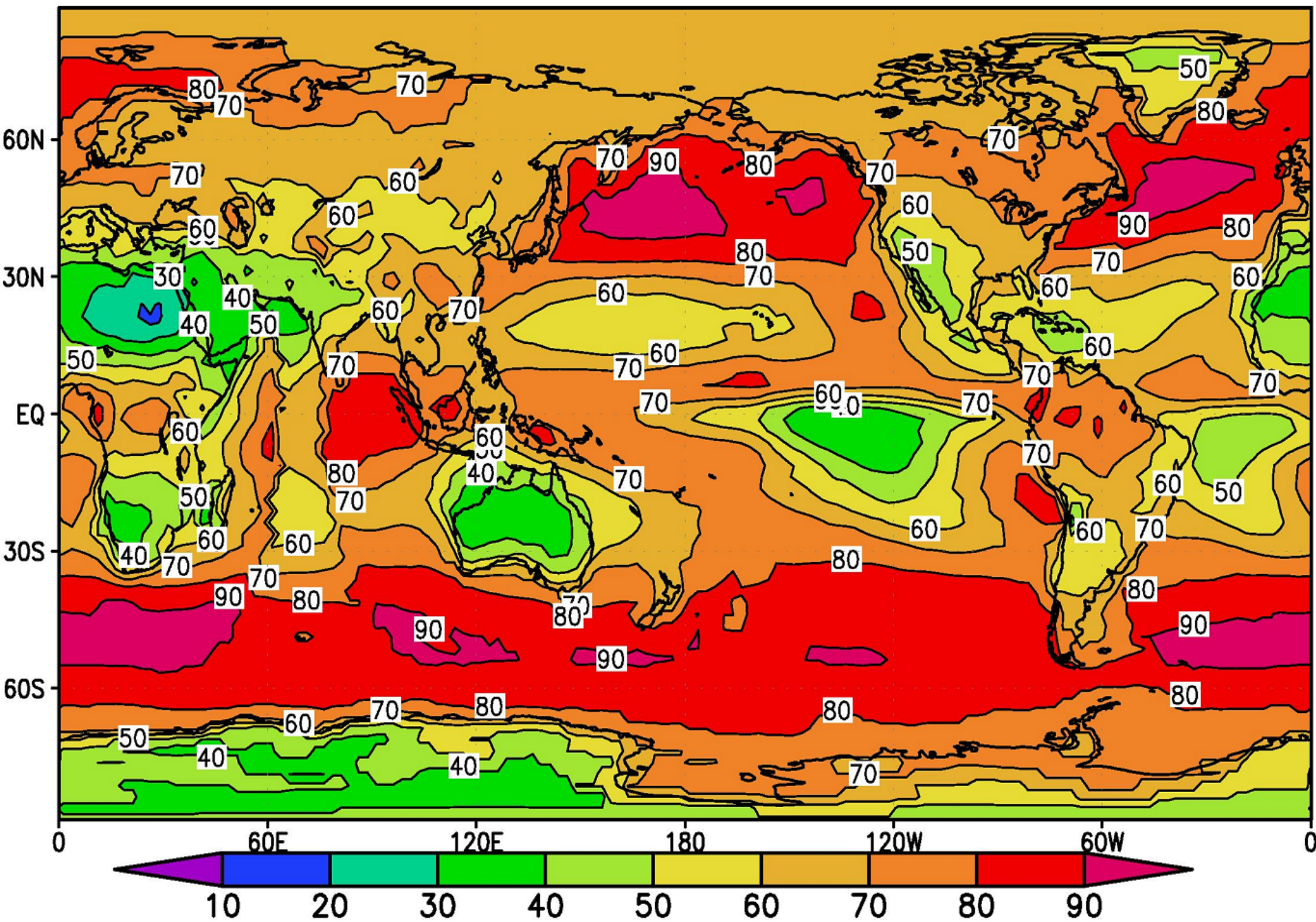
Плохо получаются облака некоторых типов (например, на верхней границе пограничного слоя)

Во влажной конвекции 4 неизвестных и 2 уравнения остальные 2 произвольны.

Пример климатологии облачности в модели.



Наблюдаемая климатология облачности (ISCCP D3)



Более сложная параметризация конденсации и облачности (Tiedtke 1993)

Рассматривается образование трех видов облаков:

слоистые облака,

облака глубокой конвекции,

облака пограничного слоя,

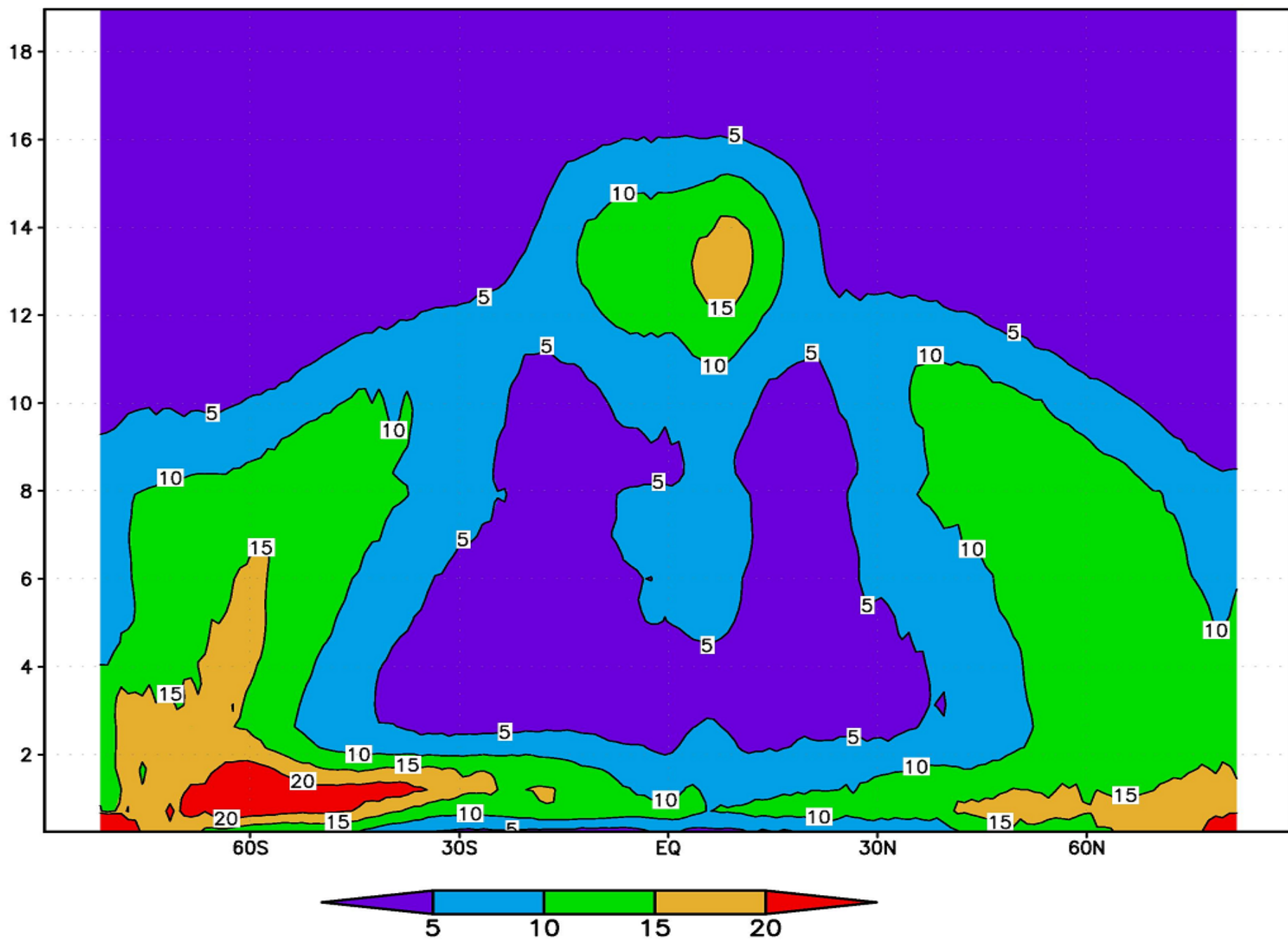
а также:

испарение облачности,

формирование осадков,

испарение осадков

Облачность (%) осредненная вдоль кругов широты (CALIPSO)



Прогностические переменные – балл облачности a и водность облаков l

$$\frac{\partial a}{\partial t} = A(a) + S(a)_{CV} + S(a)_{BL} + S(a)_C - D(a),$$

$$\frac{\partial l}{\partial t} = A(l) + S_{CV} + S_{BL} + C - E - G_P - \frac{1}{\rho} \frac{\partial F_{ENTR}}{\partial z},$$

где A – перенос, C – скорость конденсации, E – скорость испарения, G_P – скорость образования осадков из облачных капель, S_{CV} и S_{BL} – источник облачной влаги вследствие работы параметризации конвекции и пограничного слоя соответственно, F_{ENTR} – поток вследствие вовлечения на верхней границе пограничного слоя, $S(a)_{CV}$, $S(a)_{BL}$, $S(a)_C$ – скорости изменения объема облаков вследствие конвекции, турбулентности в пограничном слое и конденсации, $D(a)$ – скорость уменьшения площади облачности вследствие испарения облачных капель.

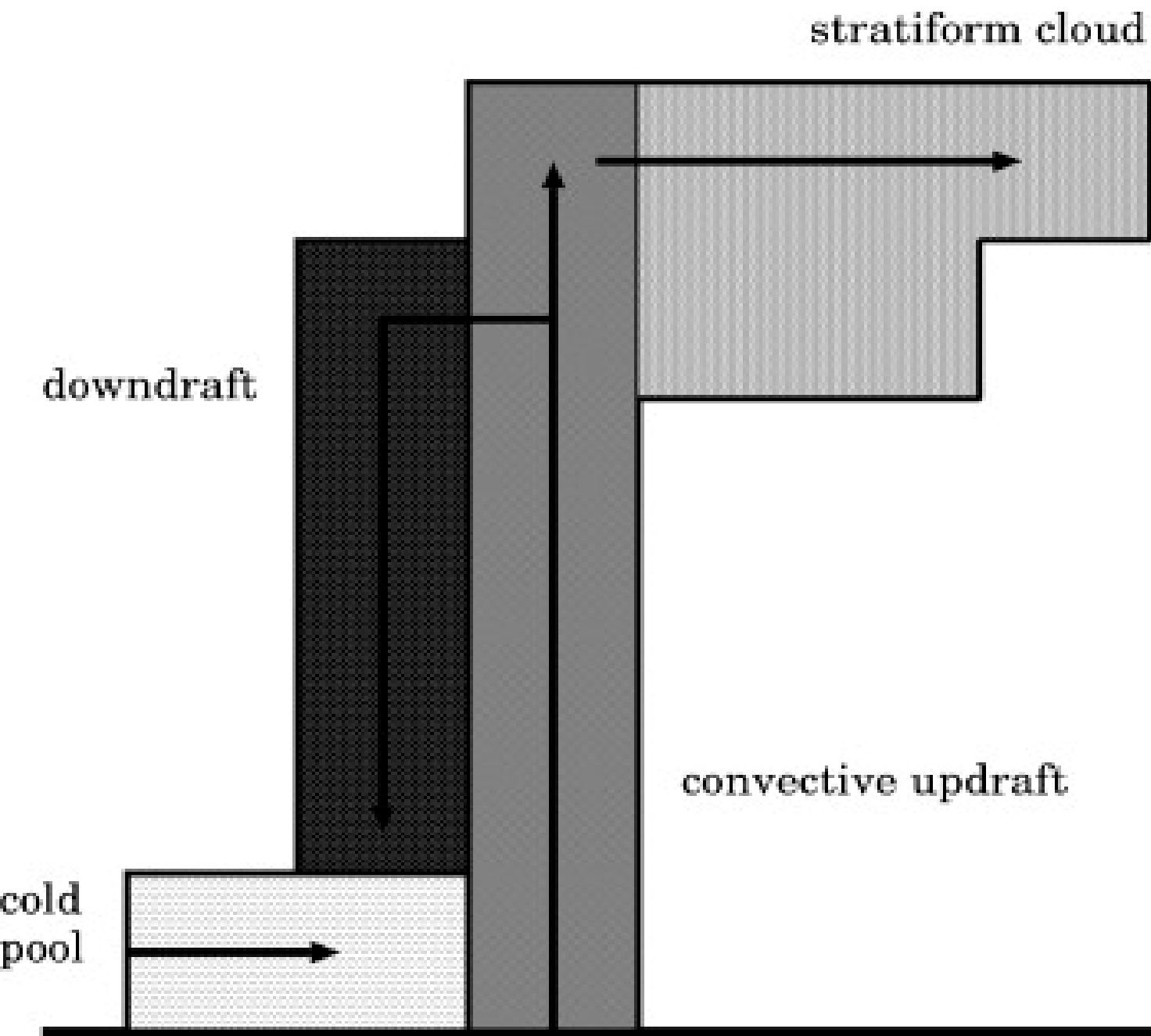
$$\frac{\partial q}{\partial t} = A(q) - S_{BL} - C + E + E_P - \frac{1}{\rho} \frac{\partial F(q)_{ENTR}}{\partial z},$$

$$\frac{\partial s}{\partial t} = A(s) + L(S_{BL} + C - E - E_P) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial F(s)_{ENTR}}{\partial z}, s = C_p T + gz$$

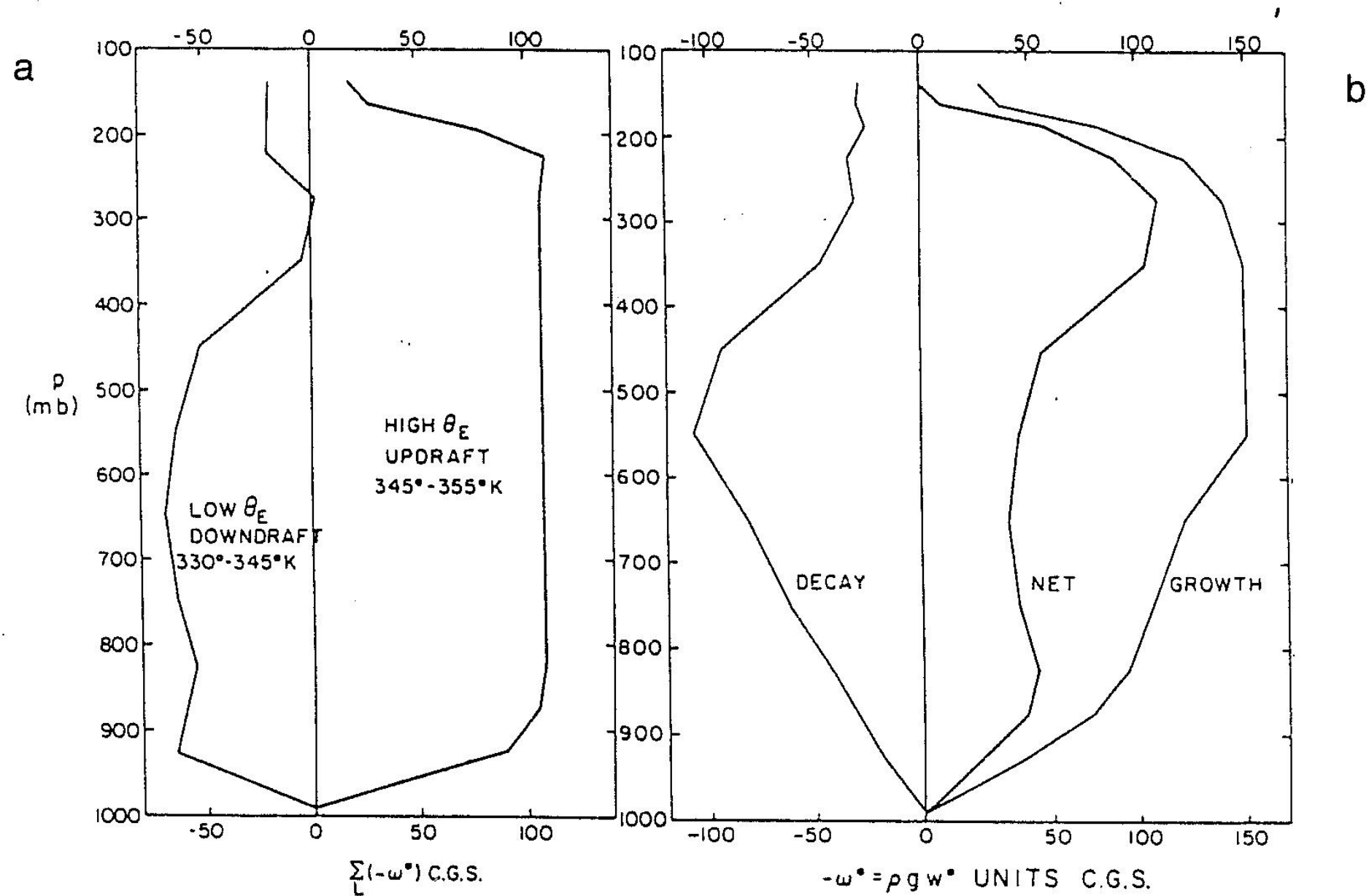
Пример кучево-дождевого облака



Схема кучево-дождевого облака



Схематические вертикальные профили потоков массы



Параметризация конвекции методом потока массы

$$C_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{cu} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (M_u S_u + M_d S_d - M_c S) + L(c - \epsilon)$$

$$\left(\frac{\partial q}{\partial t} \right)_{cu} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (M_u q_u + M_d q_d - M_c q) + \epsilon - c$$

$$M_u = M_b \int_0^{\lambda_D} \frac{1}{\lambda_0} e^{\lambda(z-z_b)} d\lambda = \left(\frac{M_b}{\lambda_0(z-z_b)} \right) (\exp(\lambda_D(z)(z-z_b)) - 1)$$

$$E_u = \frac{M_b}{\lambda_0} \int_0^{\lambda_D} \lambda e^{\lambda(z-z_b)} d\lambda = \frac{\partial M_u}{\partial z} - D_u \quad D_u(z) = -\frac{M_b}{\lambda_0} \frac{\partial \lambda_D}{\partial z} \exp(\lambda_D(z)(z-z_b))$$

$$\frac{\partial}{\partial z} (M_u S_u) = (E_u - D_u) S + L C_u$$

$$\frac{\partial}{\partial z} (M_u q_u) = E_u q - D_u q^* - C_u$$

$$\frac{\partial}{\partial z} (M_u l) = -D_u l_d + C_u - R_r$$

Изменения облачности вследствие растекания конвективного потока

$$S_{CV} = \frac{D_U}{\rho} l_U,$$

$$S(a)_{CV} = (1-a) \frac{D_U}{\rho}$$

Образование слоистых облаков

Вычисляем изменение насыщенной влажности:

$$\frac{dq_{\max}}{dt} = \left(\frac{dq_{\max}}{dp} \right)_{ma\tau} + \frac{dq_{\max}}{dT} \left(\frac{dT}{dt} \right)_{diab},$$

Два способа конденсации: конденсация в уже существующих облаках и образование новых облаков:

$$C = C_1 + C_2$$

Конденсация в уже существующих облаках вычисляется по формуле:

$$C_1 = -a \frac{dq_{\max}}{dt}, \frac{dq_{\max}}{dt} < 0$$

$$S(a) = -(1-a) \frac{dq_{\max}/dt}{q_{\max} - q}, \frac{dq_{\max}}{dt} < 0$$

$$C_2 = -S(a) \frac{dq_{\max}}{dt}, \frac{dq_{\max}}{dt} < 0$$

Испарение облаков

Считается, что облака могут испаряться в результате двух процессов: (1) крупномасштабного опускания воздуха и адиабатического нагрева, (2) турбулентного перемешивания облачного воздуха и ненасыщенного окружающего воздуха:

$$E = E_1 + E_2.$$

Первый процесс учитывается тем же способом, как и формирование облачности вследствие конденсации поднимающегося и охлаждающегося воздуха:

$$E_1 = a \frac{dq_{MAX}}{dt}, \frac{dq_{MAX}}{dt} > 0.$$

При учете уменьшения количества облаков вследствие перемешивания с ненасыщенным окружением считается, что испарение облаков пропорционально дефициту влаги в окружении:

$$E_2 = aK(q_{MAX} - q), \quad D(a) = E_2 / l_c$$

Формирование осадков

Переход облачной влаги в осадки вычисляется по следующей формуле:

$$G_P = a C_0 l_C (1 - \exp(-(l_C / l_{CRIT})^{**2})),$$

где C_0^{-1} – характерный временной масштаб конверсии облачных капель в осадки, а l_{CRIT} – типичное содержание воды в облаках, при котором начинают эффективно образовываться осадки.

Испарение падающих осадков

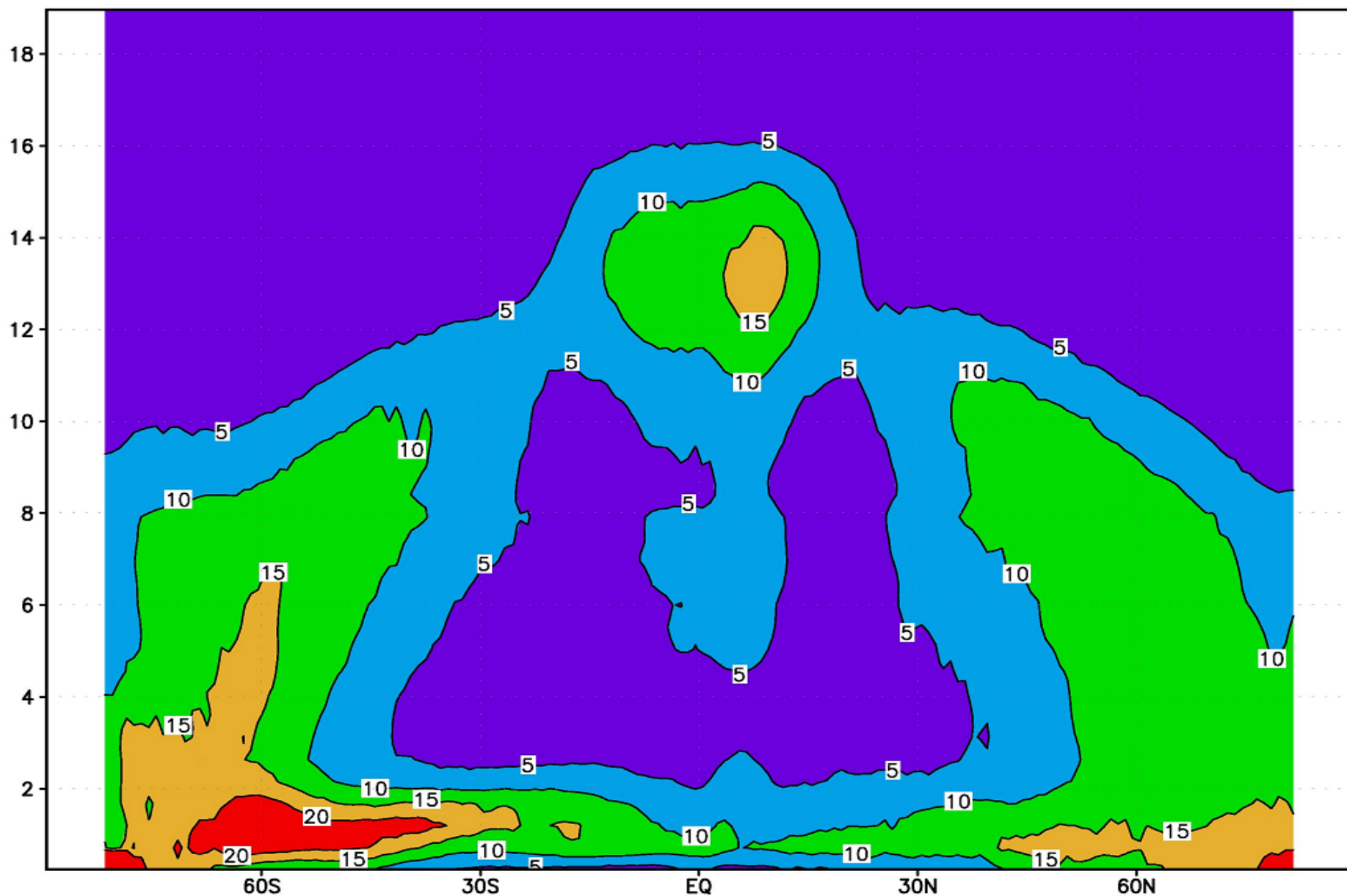
$$E_P = (1 - a) * 5.44 * E^{-4} * (q_{MAX} - q) * \sqrt{P / 5.9 E^{-3} \sqrt{p / p_0}}$$

Глубокая и мелкая конвекция Betts 1986

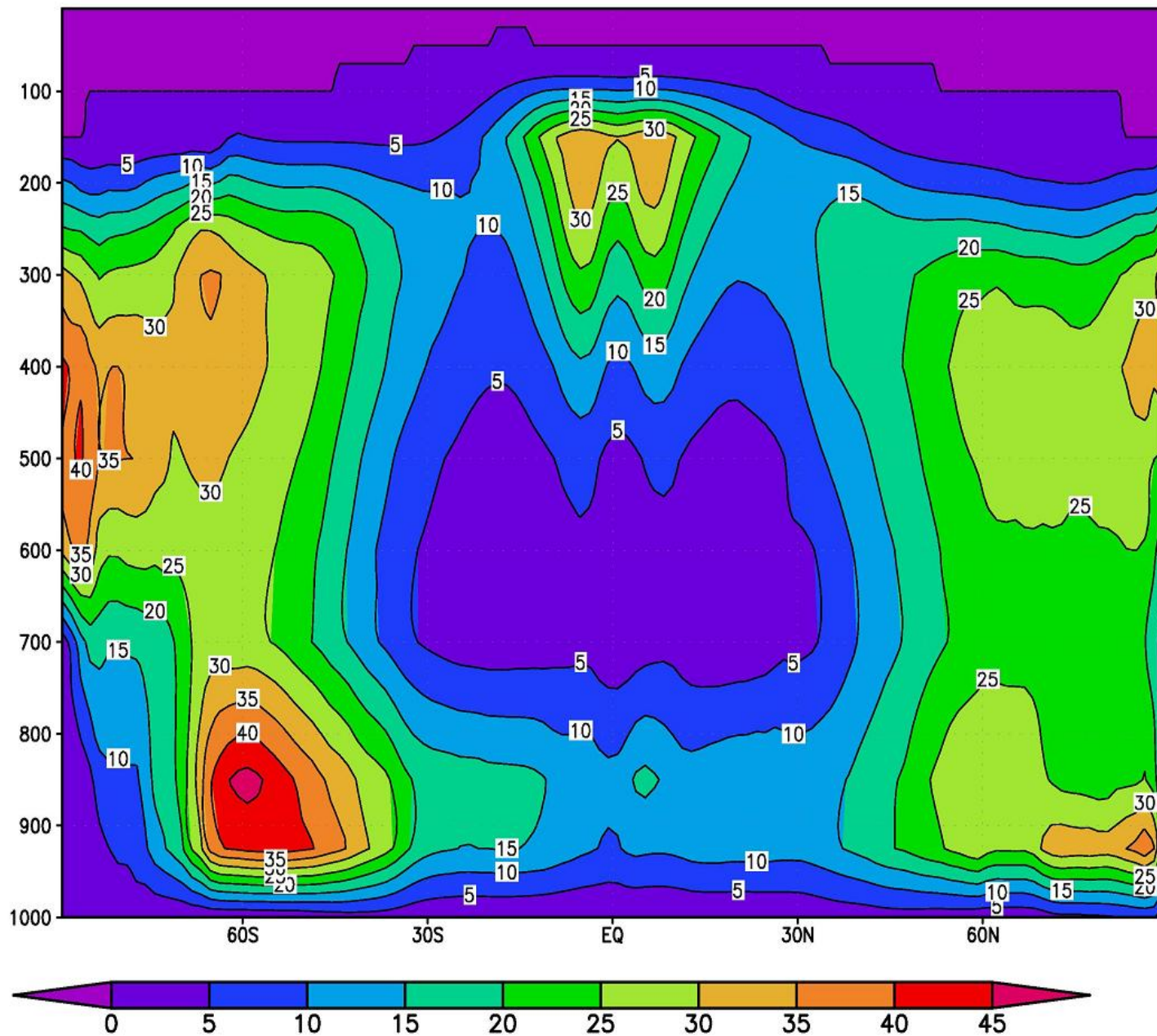
$$T_{new} = T_{old} + (T_r - T_{old})\Delta t/\tau,$$

$$Q_{new} = Q_{old} + (Q_r - Q_{old})\Delta t/\tau,$$

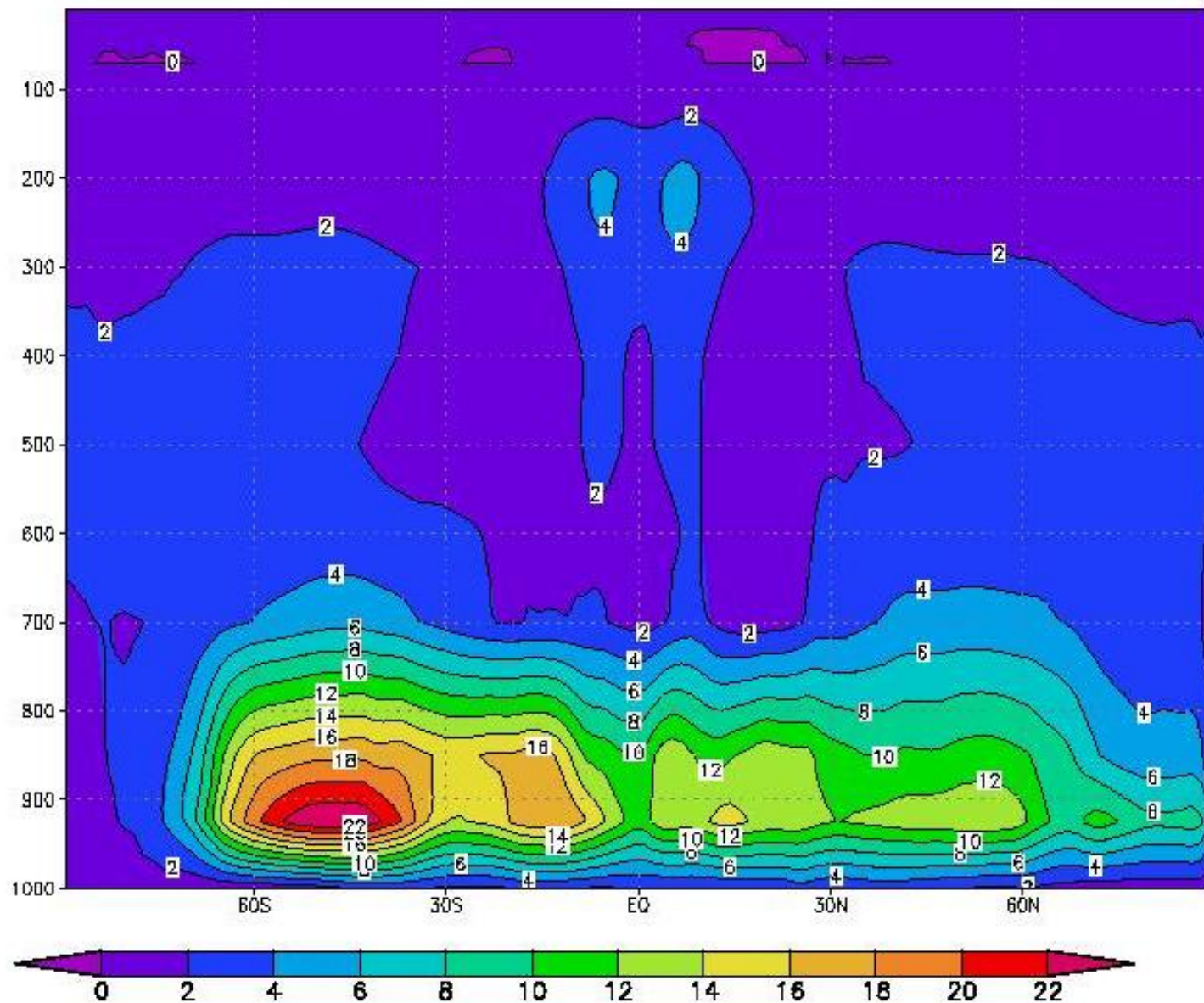
Облачность (%) осредненная вдоль кругов широты (CALIPSO)



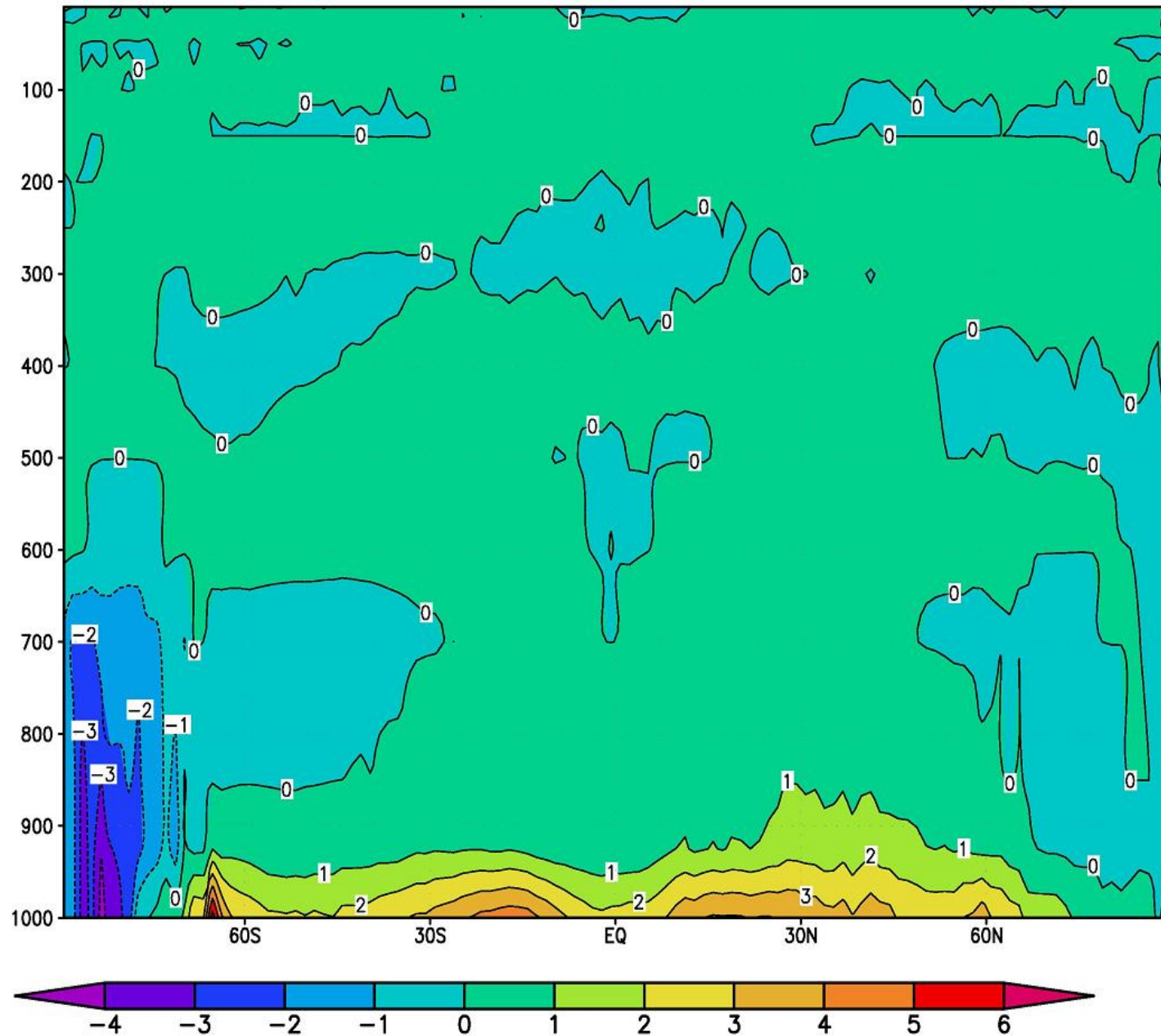
Облачность в модели



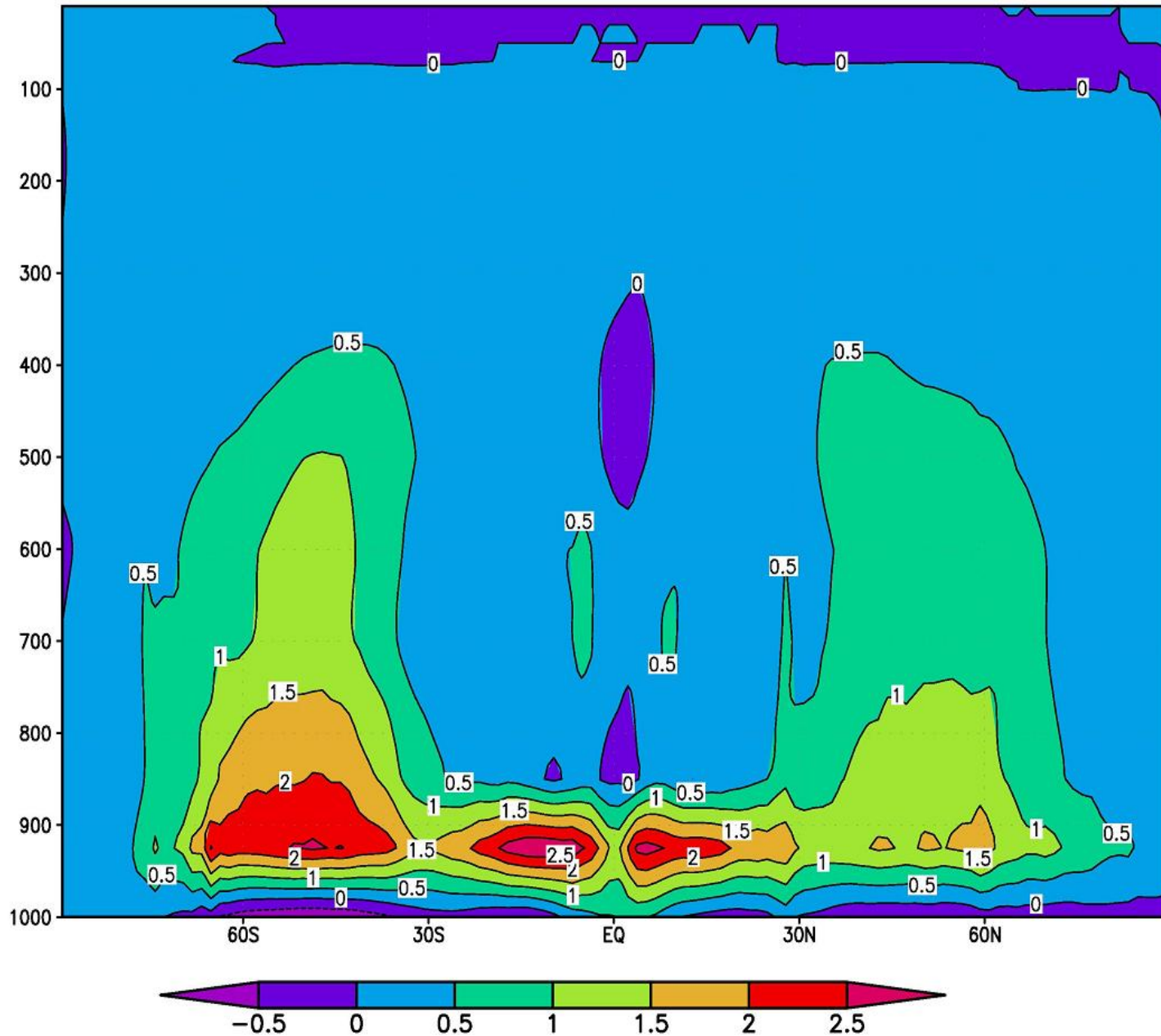
Водность (ледность) облаков в модели (10⁻⁶ кг/кг)



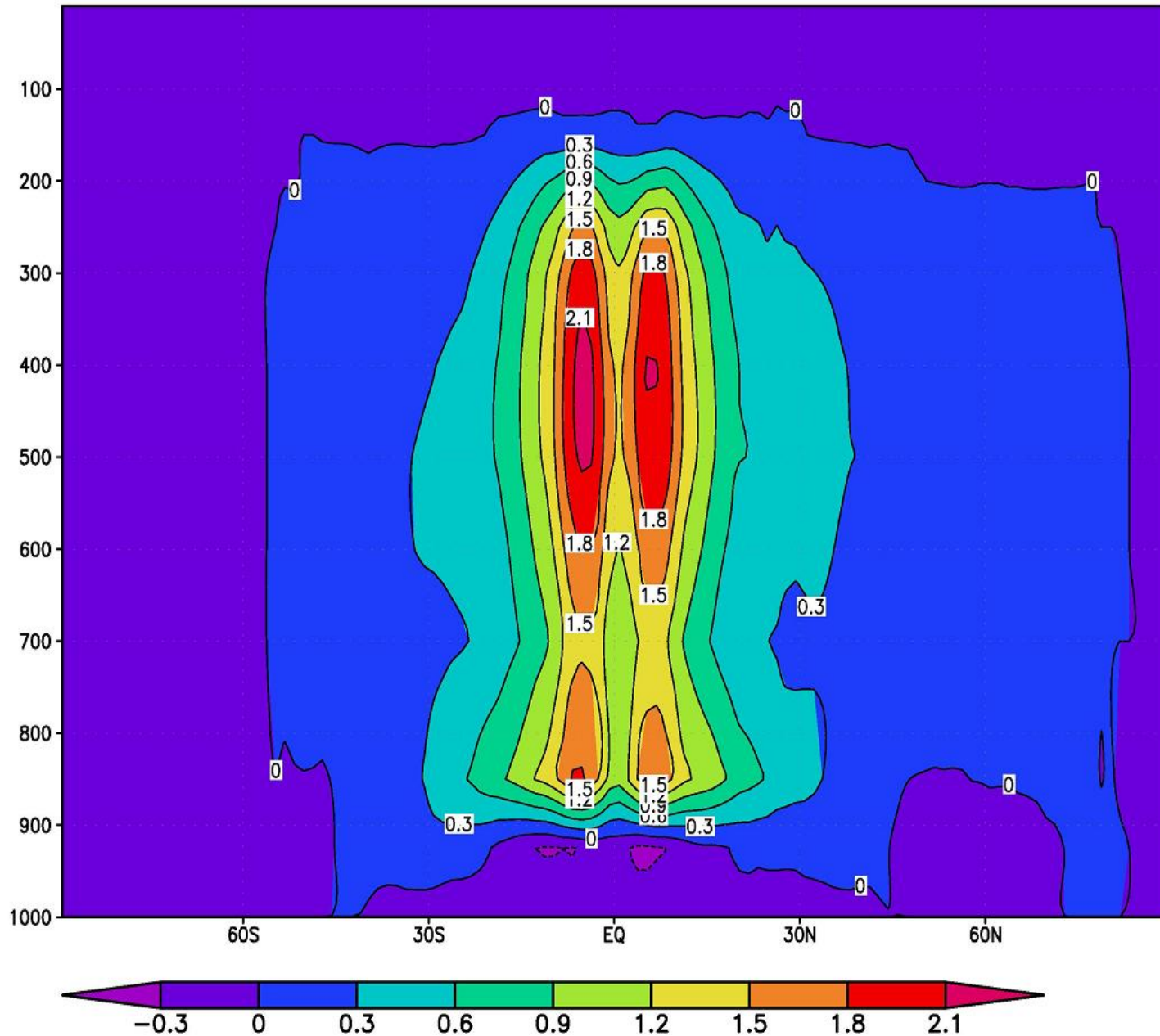
Нагревание (К/сут) вследствие потока явного тепла



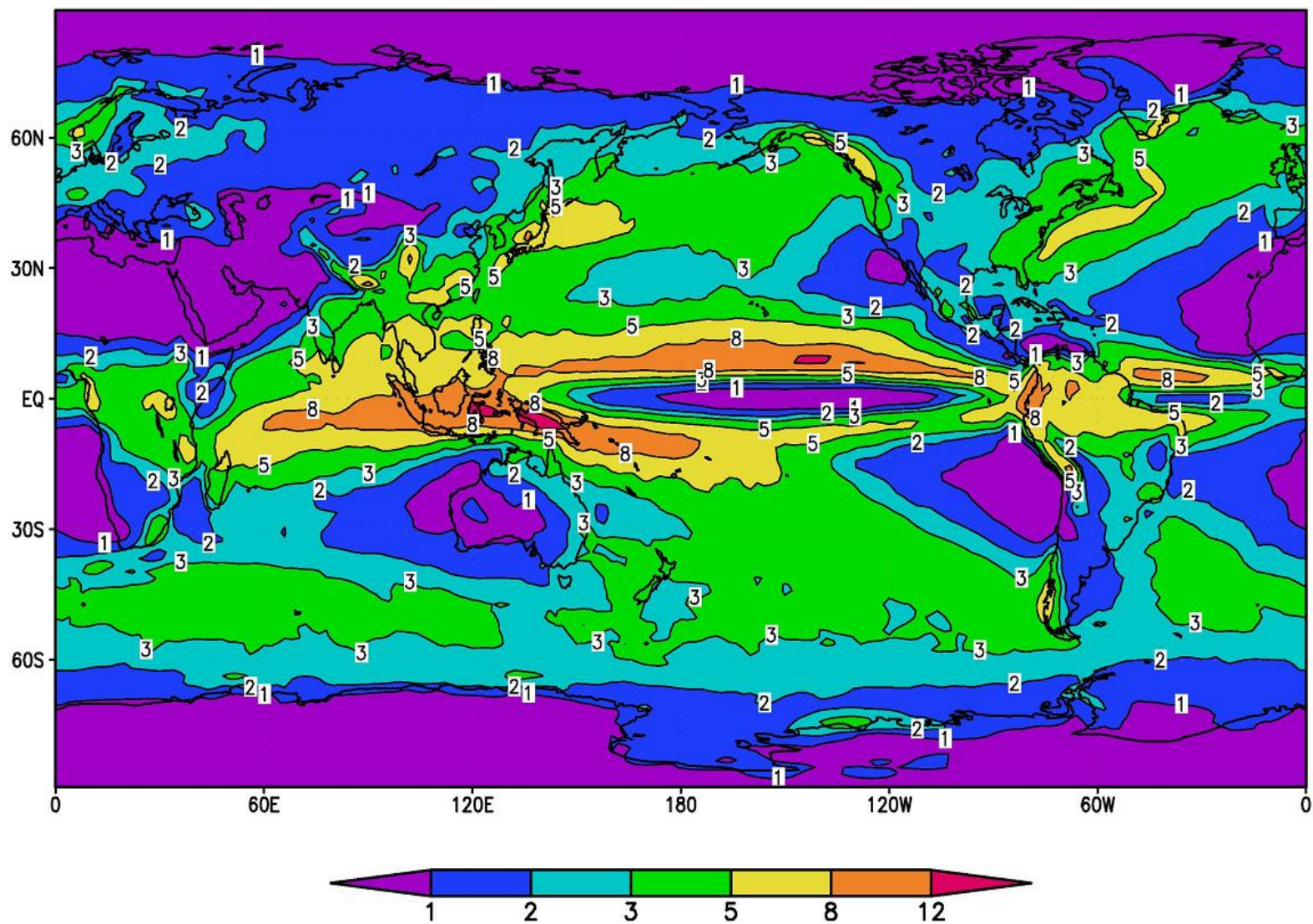
Источник тепла вследствие конденсации и испарения осадков



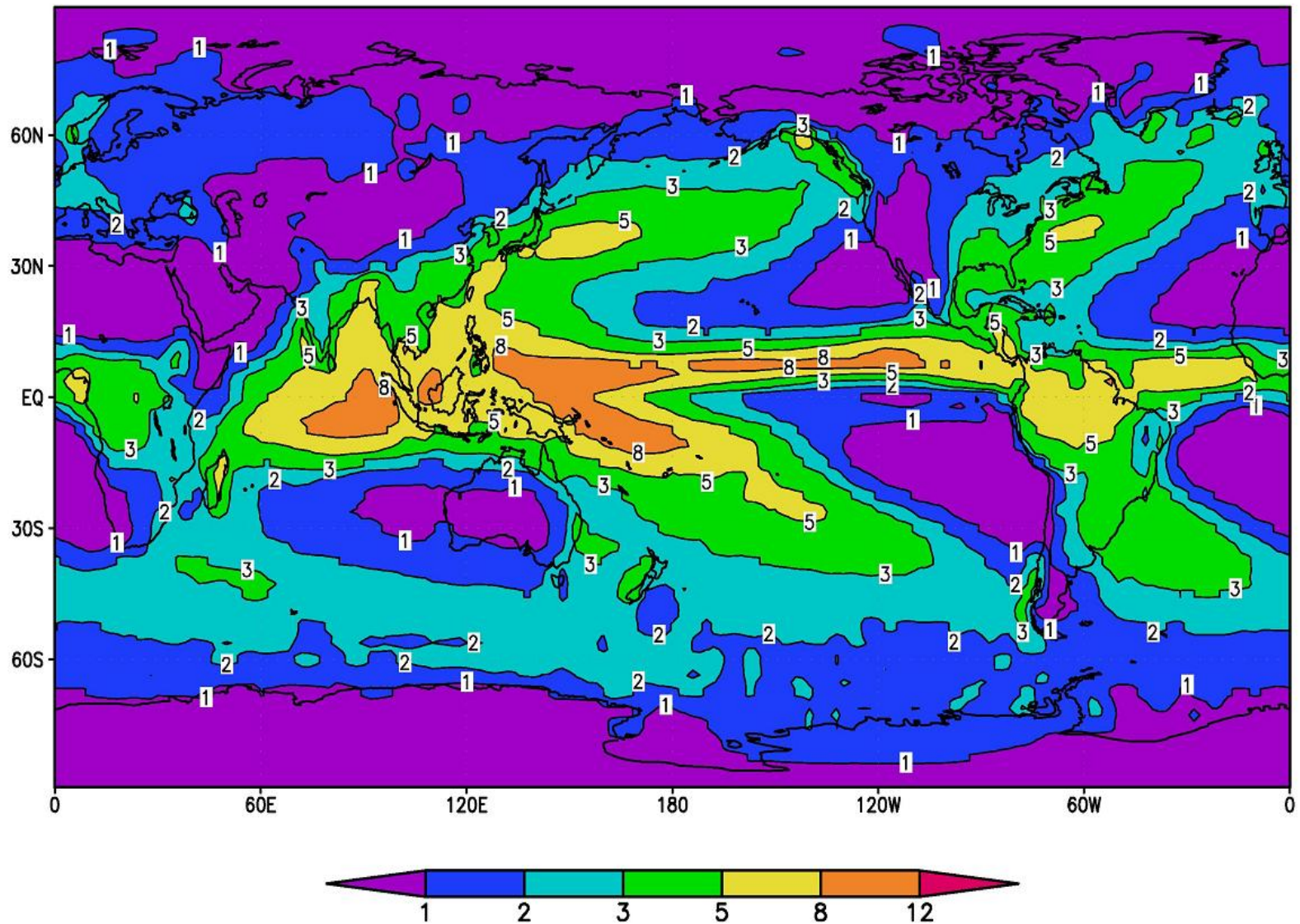
Источник тепла вследствие глубокой конвекции



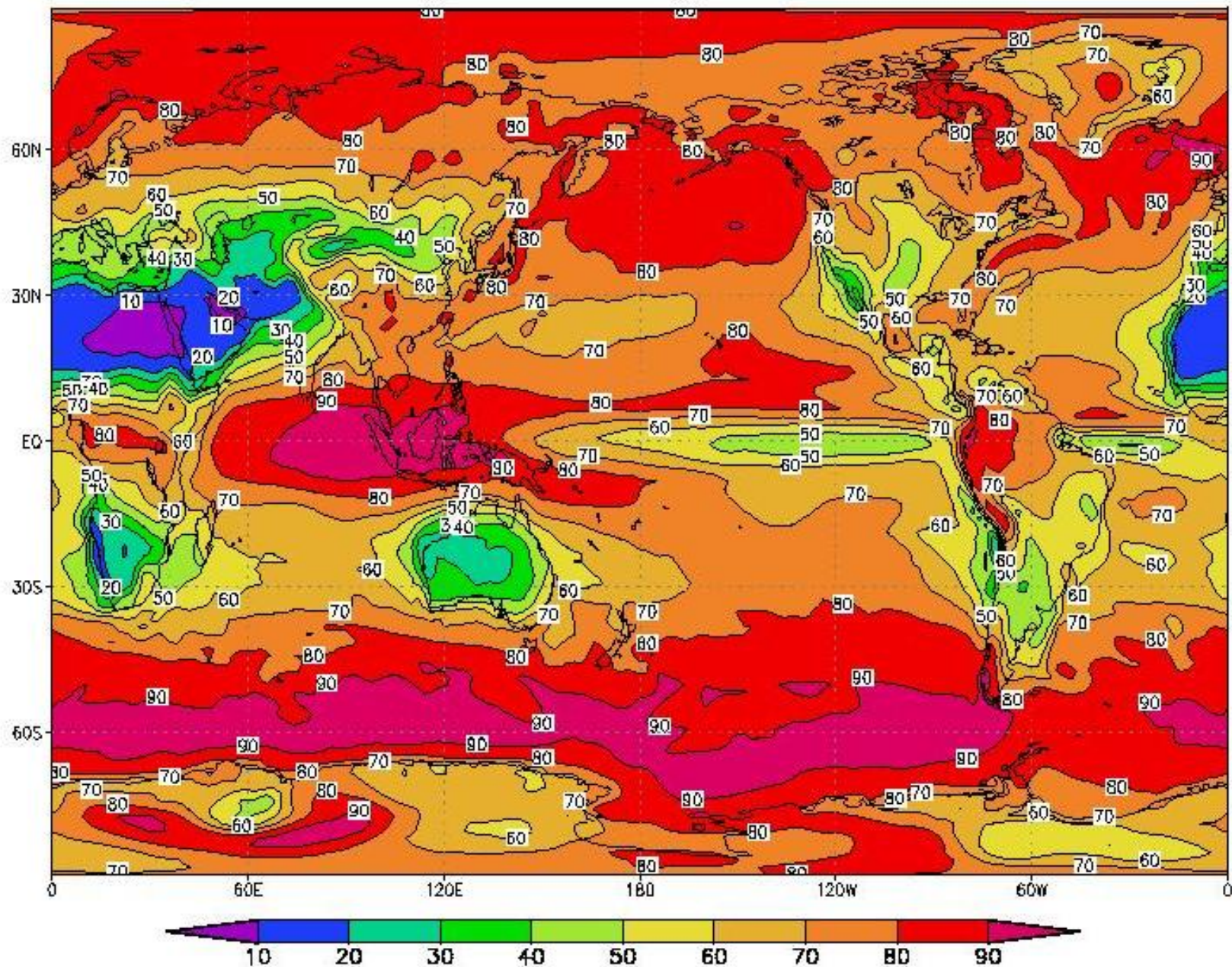
Осадки в модели



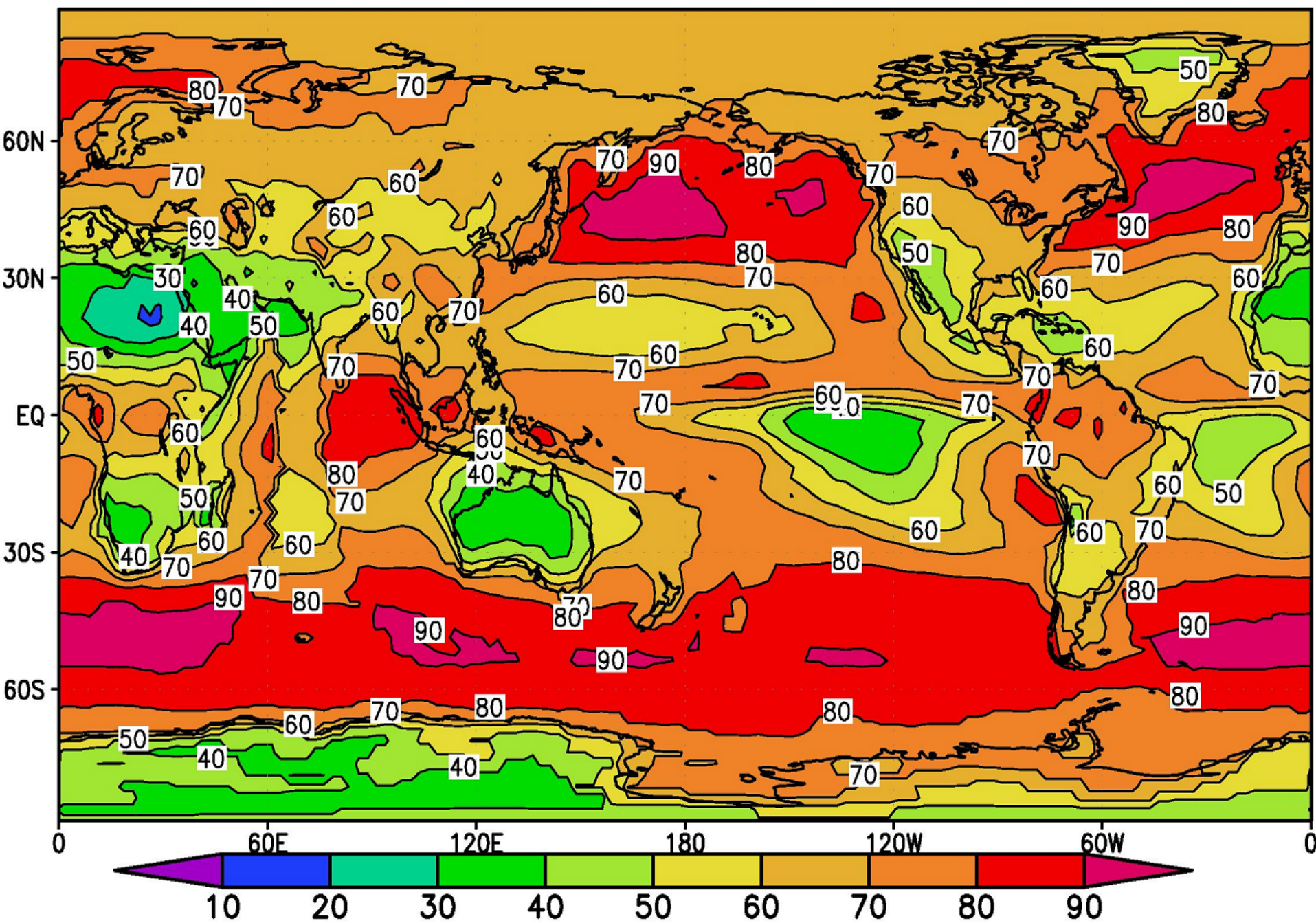
Осадки Xie, Arkin



Климатология облачности в модели



Наблюдаемая климатология облачности (ISCCP D3)



По оси X: чувствительность моделей СМIP3 (K) к удвоению CO₂.
По оси Y: изменение облачности (%) при удвоении CO₂.

