



Климатическая изменчивость океана: анализ и моделирование

**Кузин Виктор Иванович,
д.ф.-м.н., профессор**

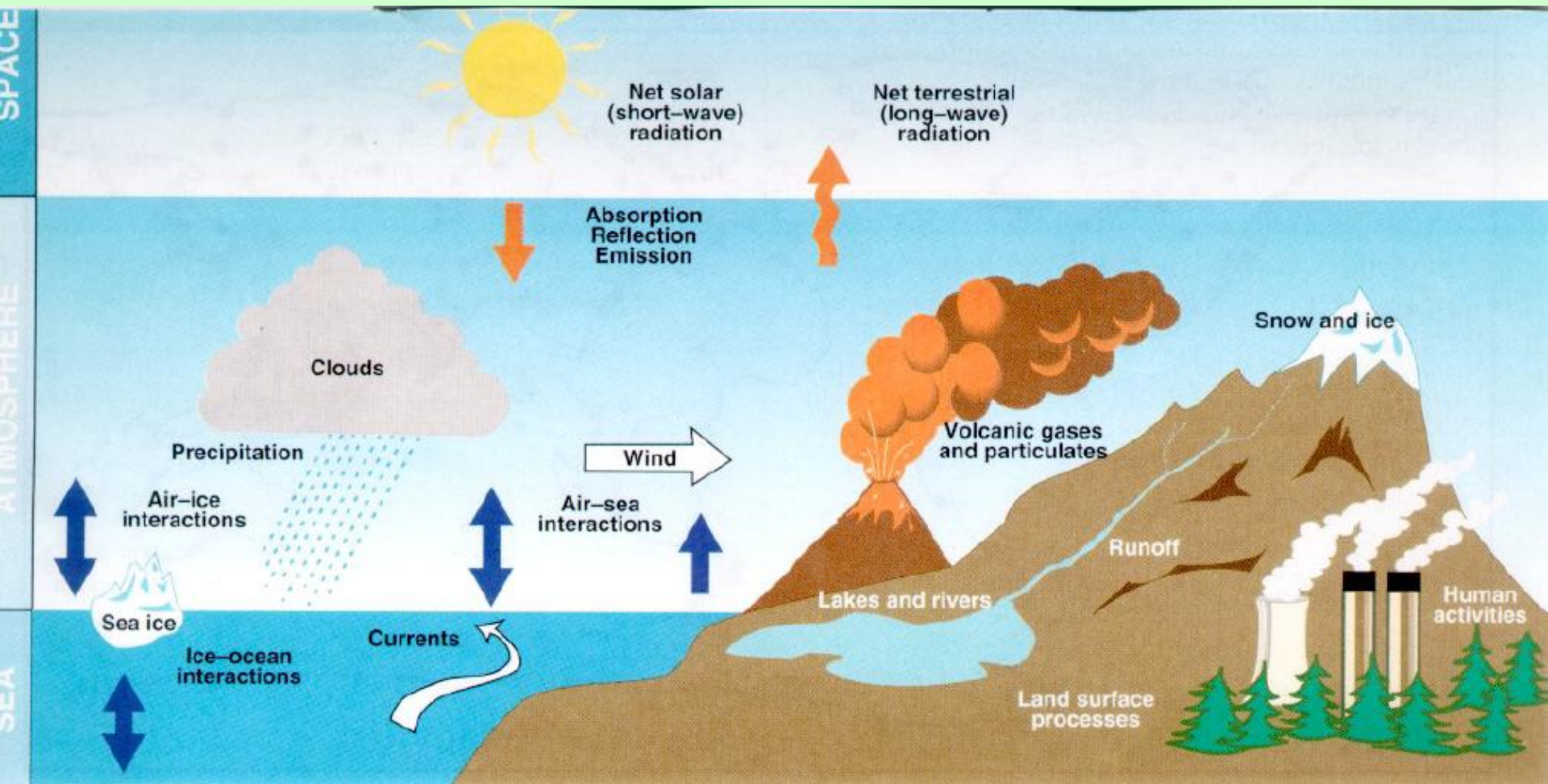
***Институт вычислительной математики и
математической геофизики СО РАН***

**Научно-практическая школа-семинар молодых ученых и специалистов
в области гидрометеорологии
31 октября - 2 ноября 2012 г.
г. Новосибирск**

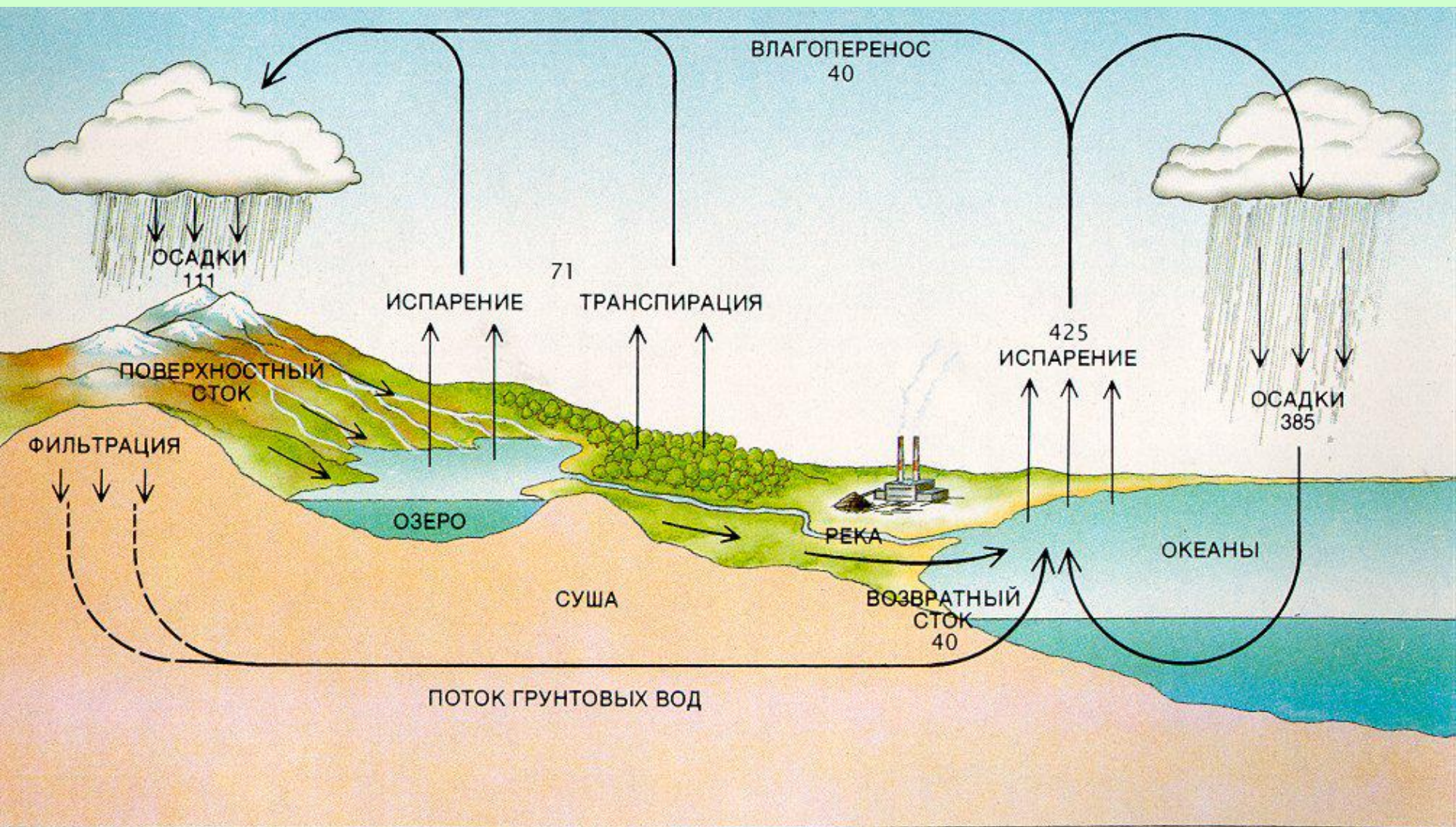
ВВЕДЕНИЕ

- Изменения климата, произошедшие за последние полвека, ставят серьезную задачу перед климатологами, поскольку это явление определяет многие аспекты жизнедеятельности на Земле.
- Мировой океан является важной частью климатической системы, поскольку он участвует в перераспределении тепла на Земном шаре, является важным элементом в глобальном гидрологическом цикле. Кроме того, Мировой океан является главным естественным регулятором антропогенного изменения климата: по данным МГЭИК 95% углекислого газа растворено в океане. Также он является резервуаром для метана в различных состояниях.
- Исследование климатических процессов в Мировом океане и его частях требует использования всех средств современных средств измерений и аппарата математического моделирования на уровне глобальных и региональных моделей.

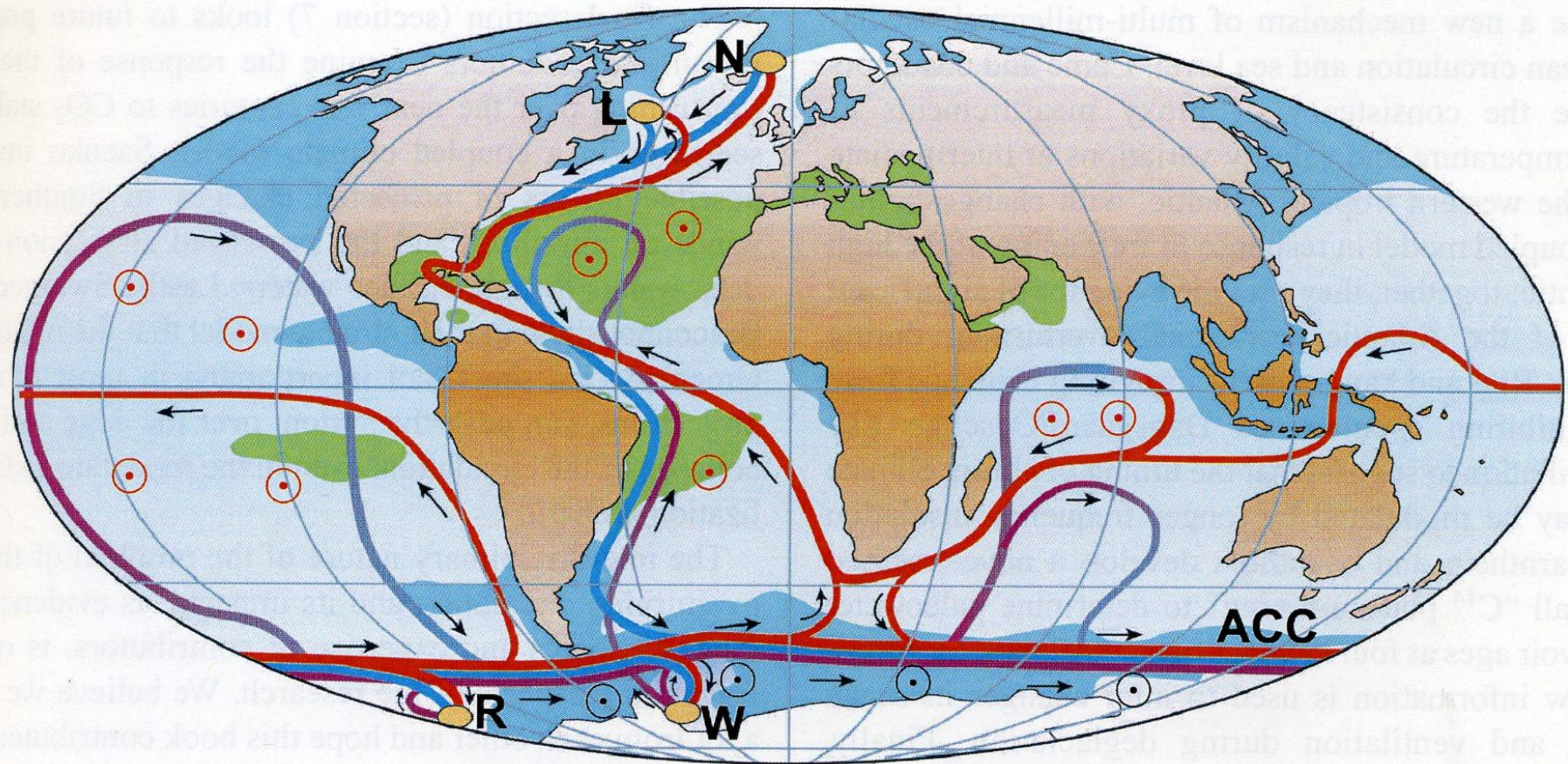
Составляющие климатической системы



Глобальный гидрологический цикл на Земле



Схематическая картина «Конвеерного пояса» Мирового океана



- Surface flow
- Deep flow
- Bottom flow
- Deep Water Formation

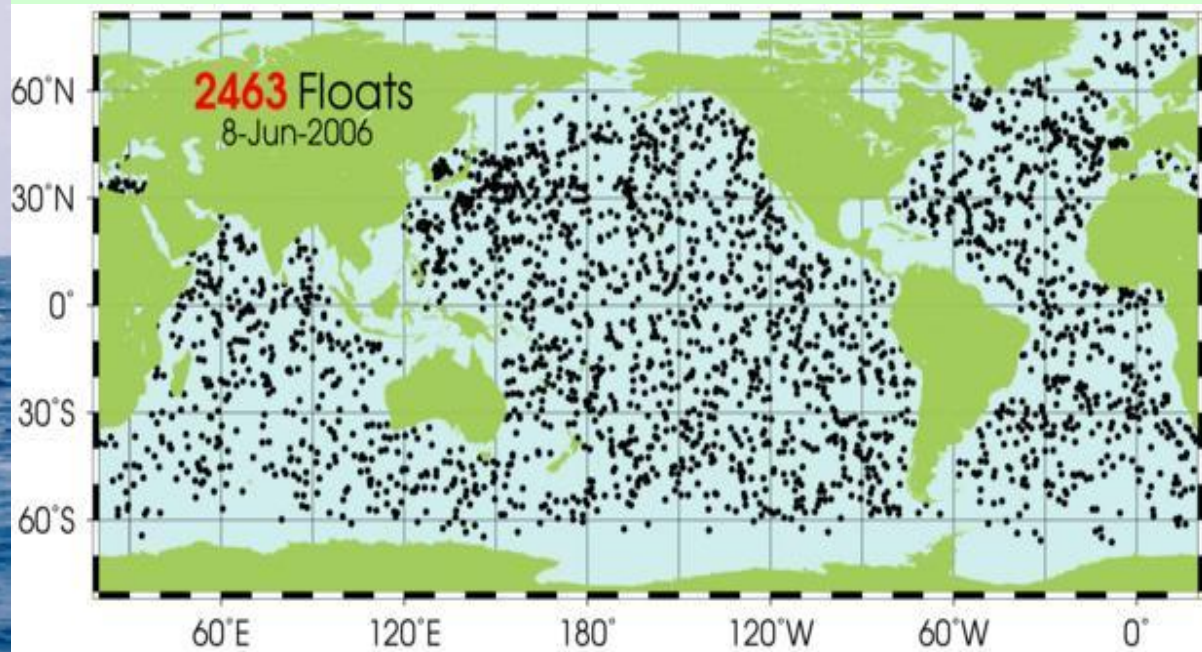
- ⊙ Wind-driven upwelling
- ⊙ Mixing-driven upwelling
- Salinity > 36 ‰
- Salinity < 34 ‰

- L** Labrador Sea
- N** Nordic Seas
- W** Weddell Sea
- R** Ross Sea

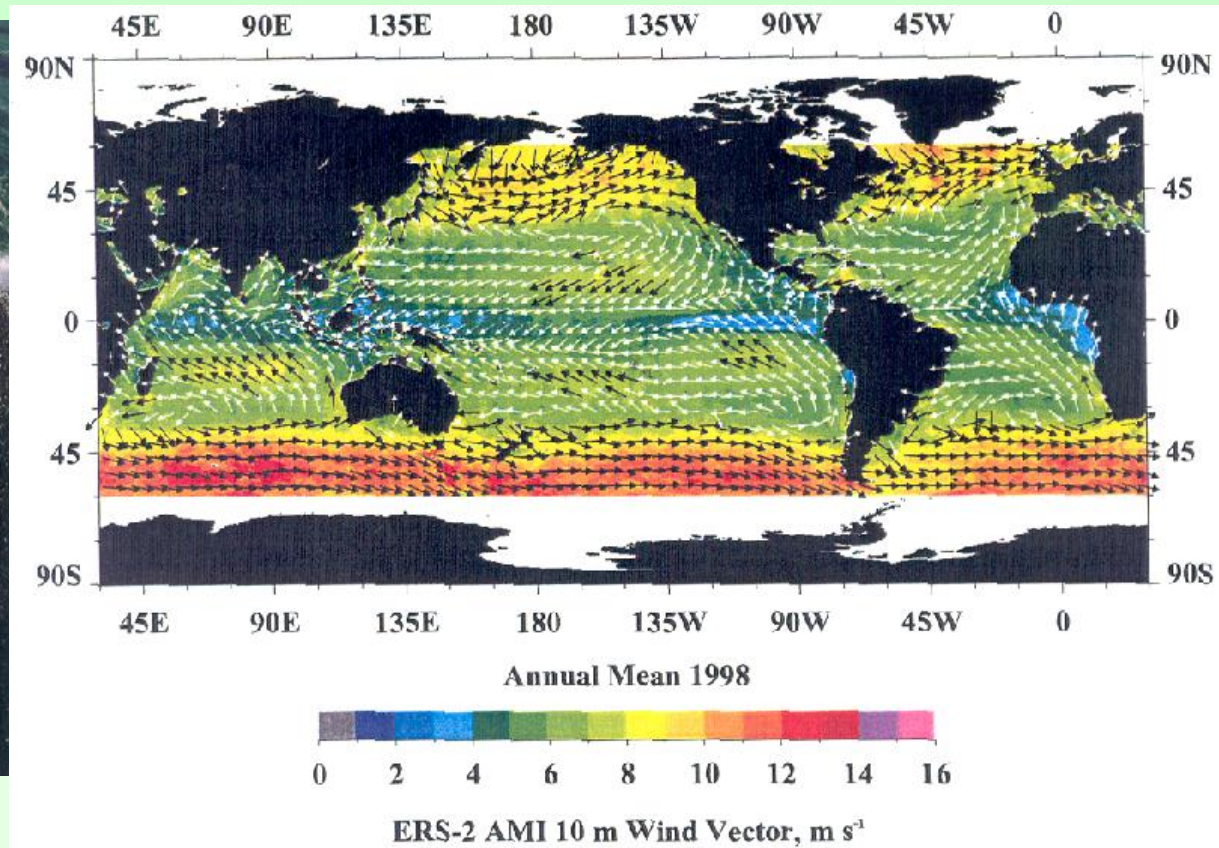
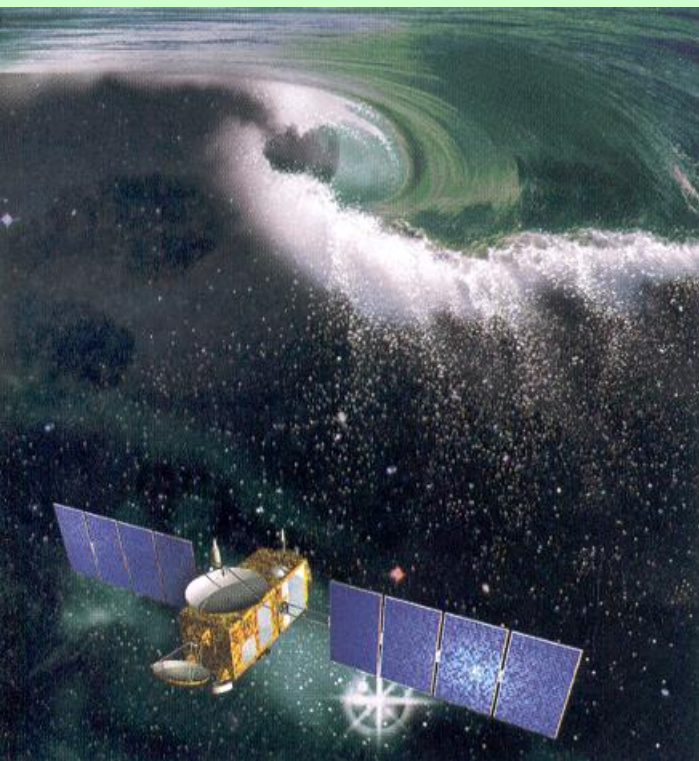
ИЗМЕРЕНИЯ В ОКЕАНЕ

- Гидрологические измерения с научно-исследовательских судов
- Спутниковые измерения (ветер, волнение, альтиметрия, хлорофилл)
- Заякоренные станции (moorings: скорость, температура, соленость)
- Дрейфующие буи (drifters, floats: поверхностные и подповерхностные течения, T, S профили)
- Попутные наблюдения (ХВТ: профили T до 500 м)

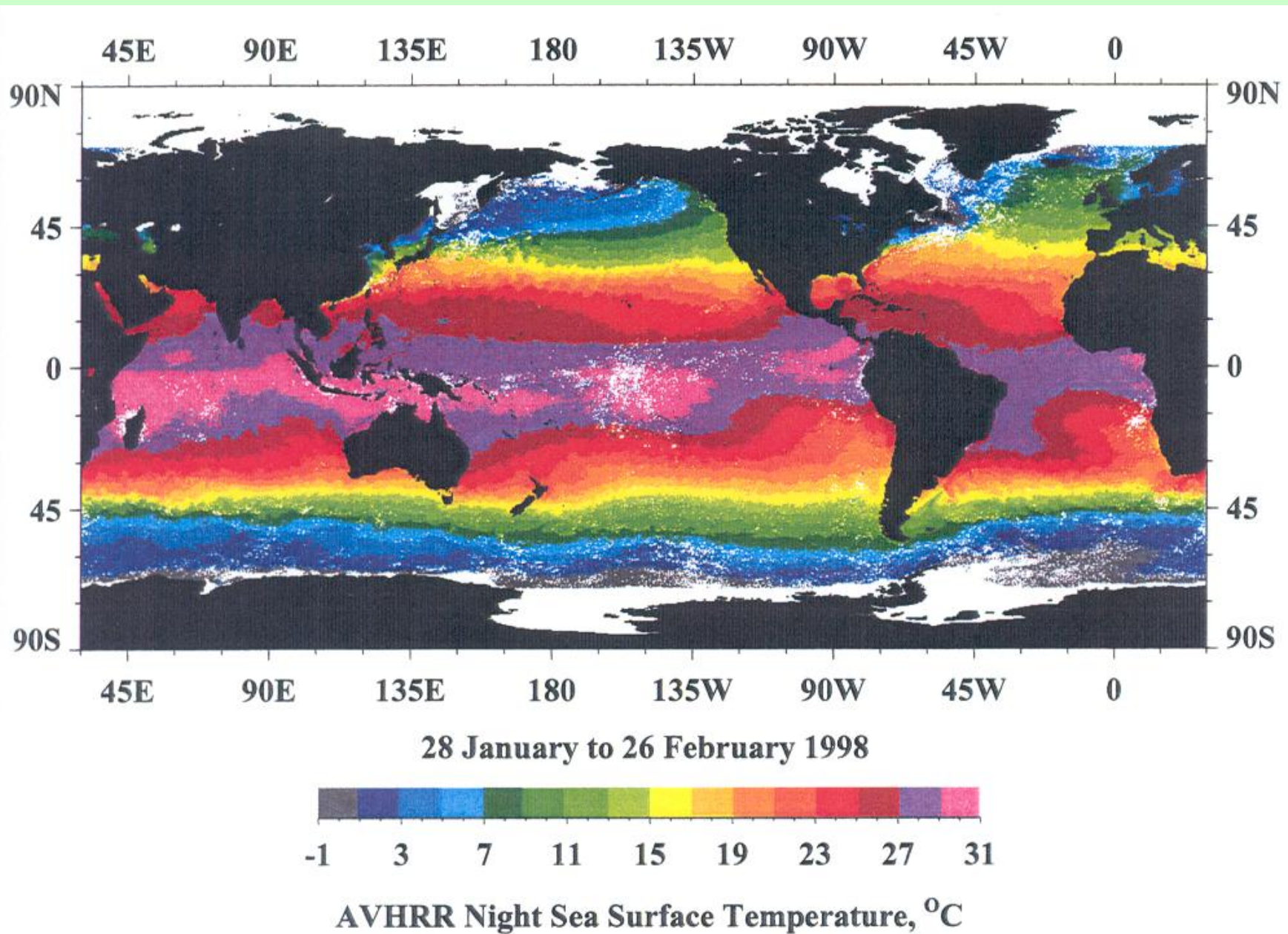
Буи нейтральной плавучести (floats, проект ARGO)



Спутниковые измерения



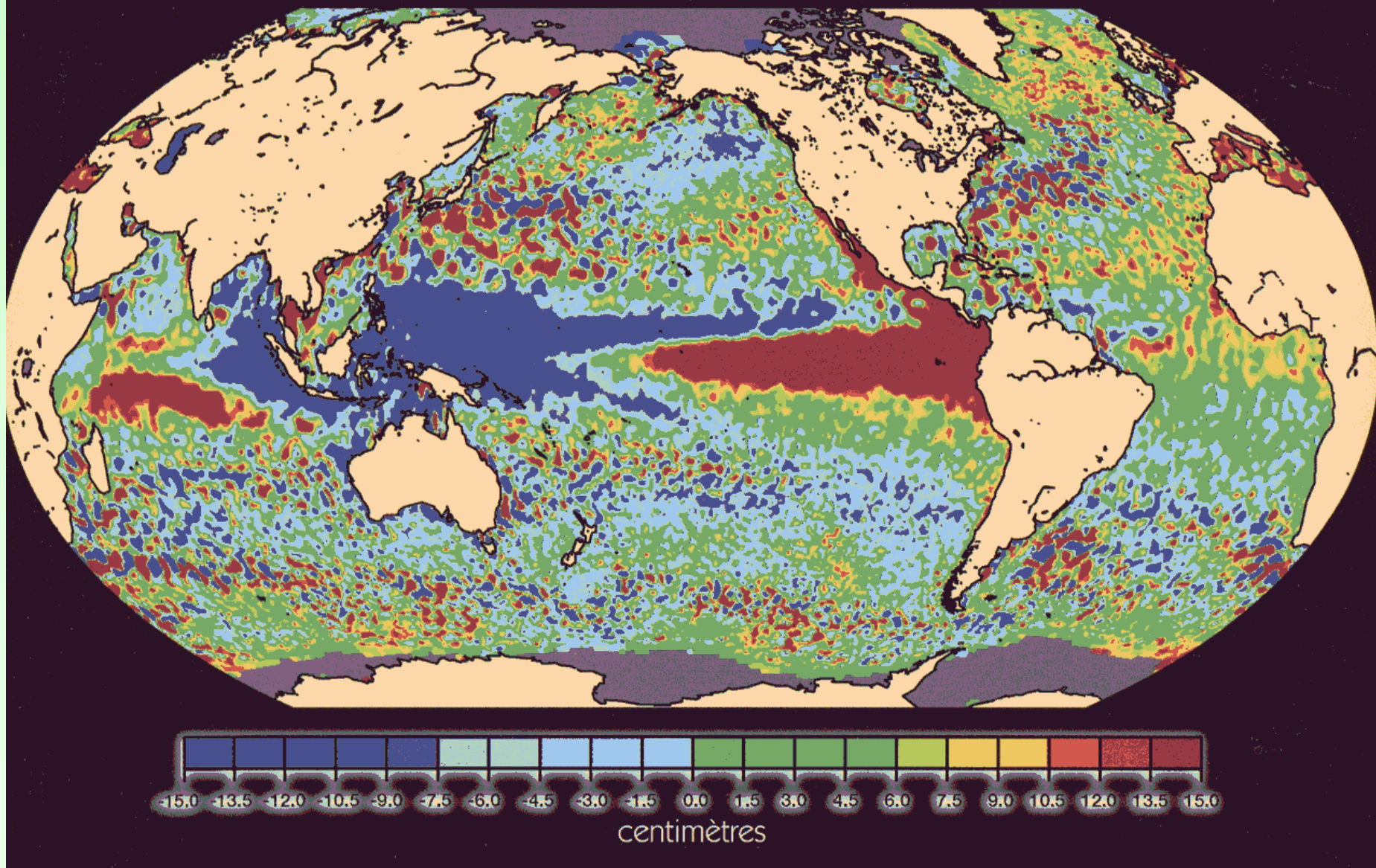
Температура



*Эль-Ниньо как межгодовые
вариации климатической
системы*

Эль-Ниньо 1997 г.

The Pacific El Niño climatic event in November 1997



Катастрофические наводнения в Калифорнии после Эль-Ниньо 1997 г.



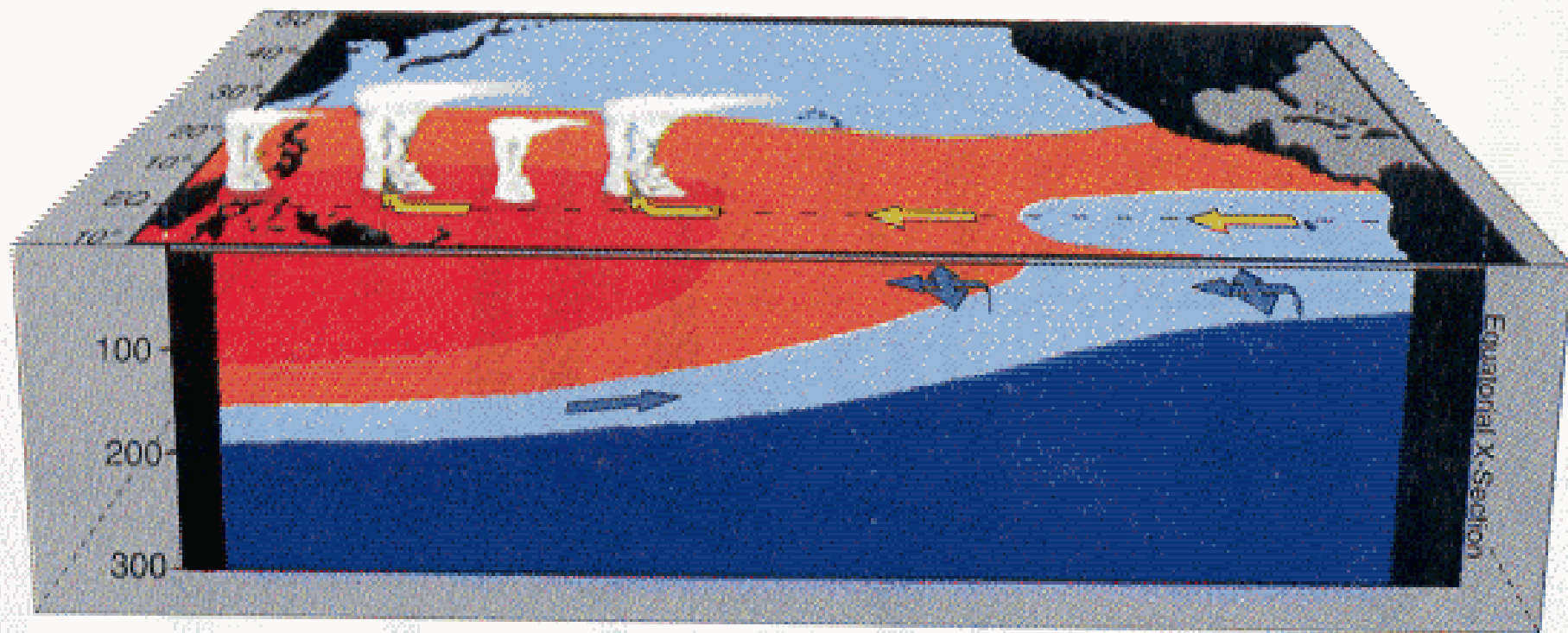
Лесные пожары в Австралии в 1998 г.



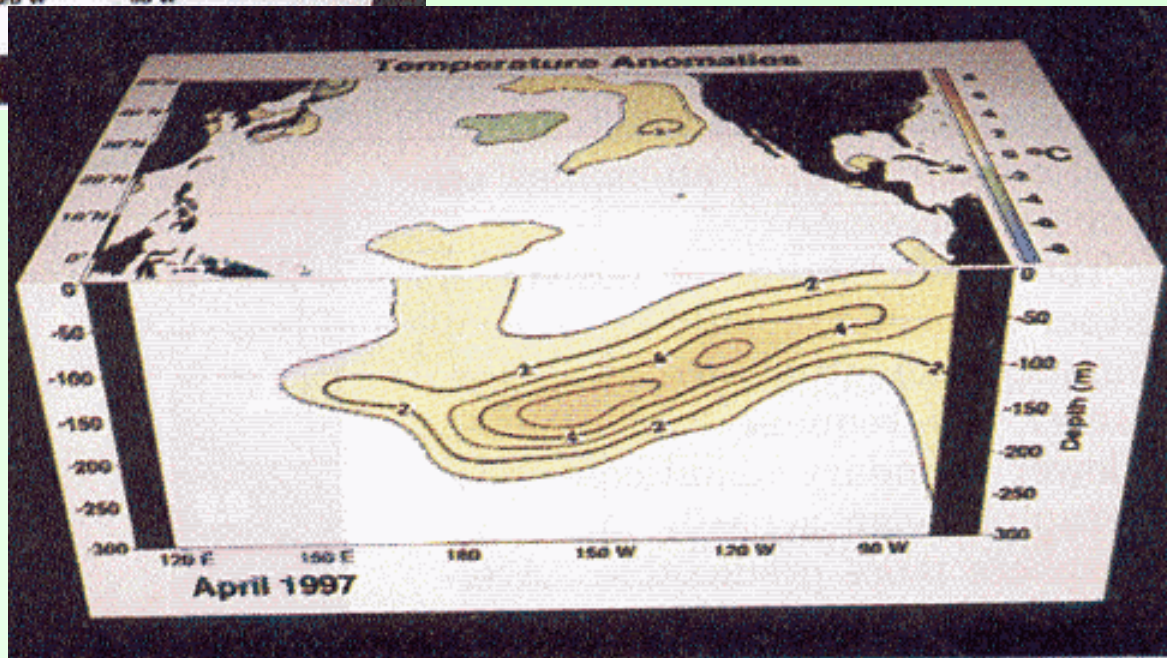
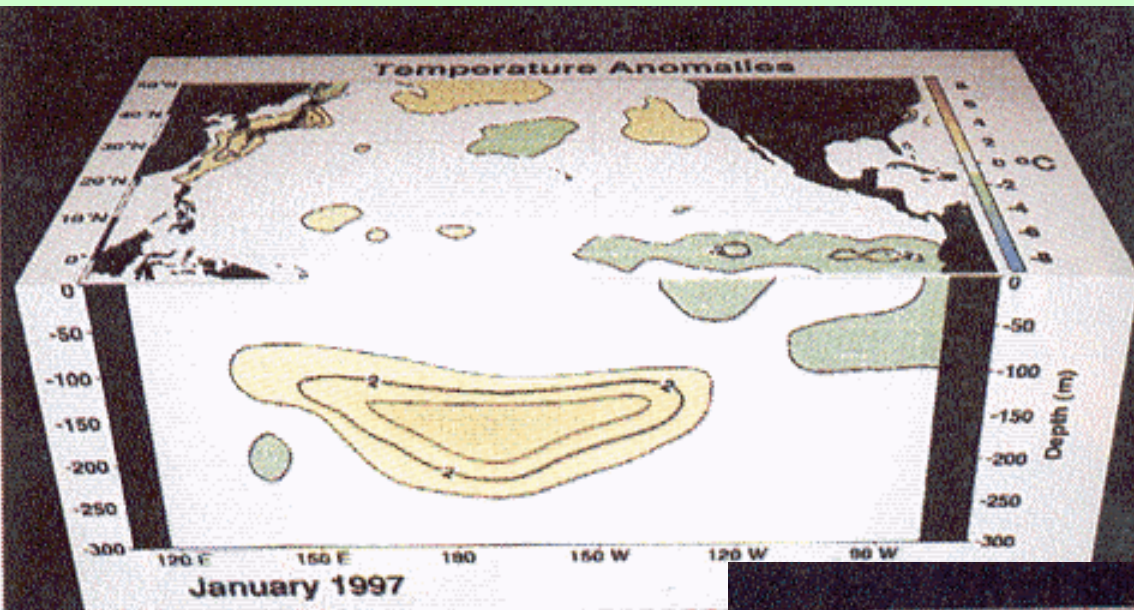
Последовательная картина событий при наступлении Эль-Ниньо. Период 3-5 лет.

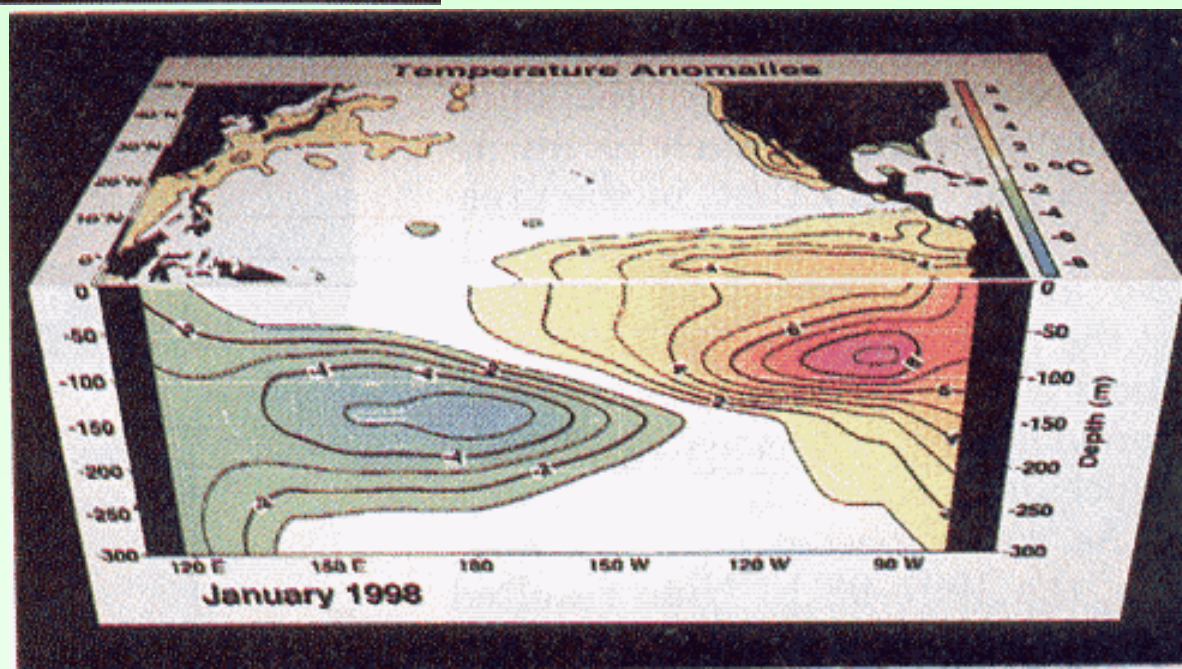
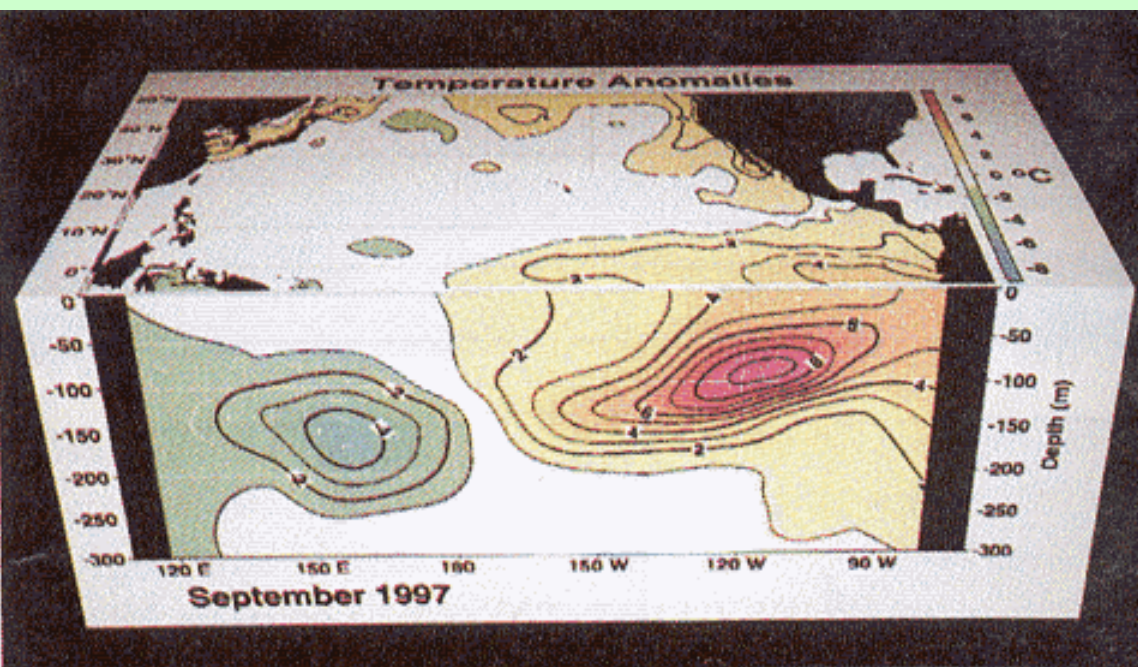
- Сбой пассатных ветров в тропиках Тихого океана
- Возникновение положительной температурной аномалии у восточного побережья тропиков Тихого океана за счет перераспределения вод (Эль-Ниньо)
- Смещение зон конвективных потоков тепла и выход мощных потоков тепла и влаги в атмосферу
- Распространение аномалий тепла и влаги в атмосфере за счет волнового механизма дальней связи
- Катастрофические события в тропических и средних широтах (штормы, наводнения, засухи)
- Восстановление климатической ситуации и уход океана в состояние холодной фазы (Ля-Нинья)

Климатическое состояние тропиков Тихого океана

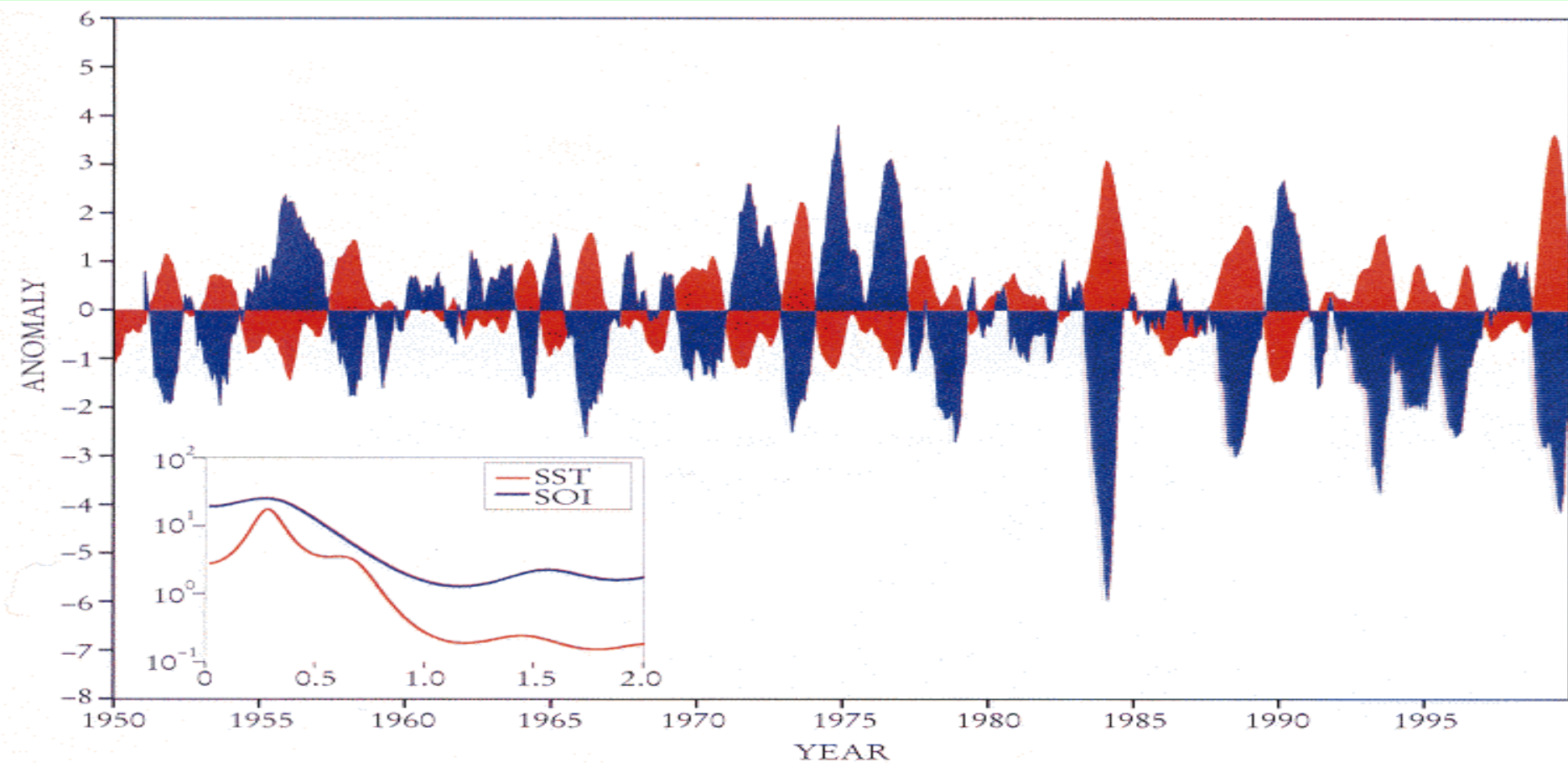


Последовательность событий при наступлении Эль-Ниньо

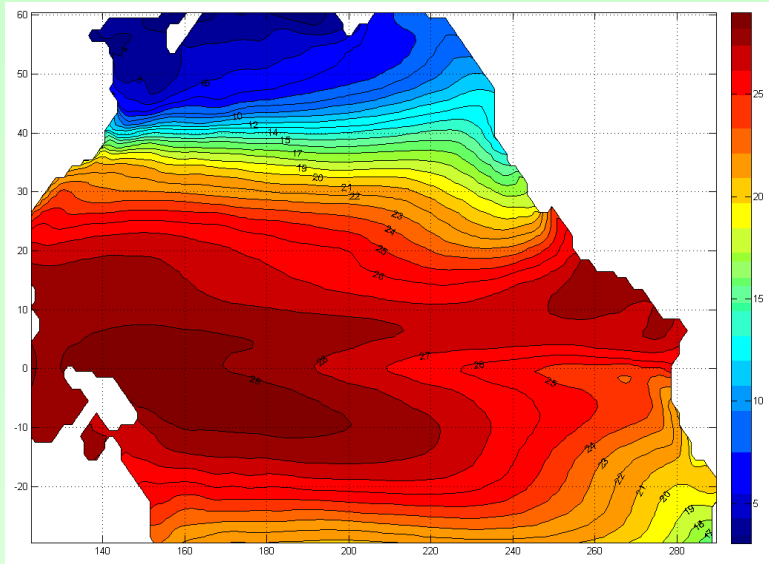




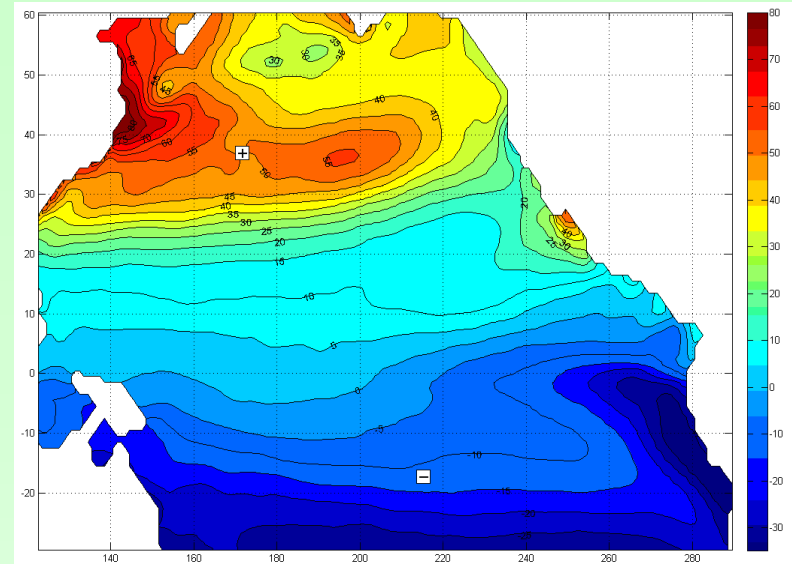
Эль-Ниньо - Южная Осцилляция



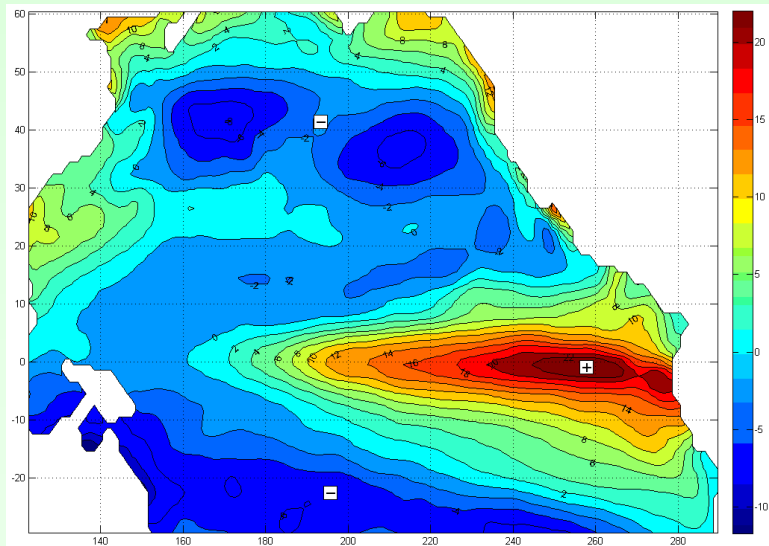
ЕОФ анализ 1948 – 2002



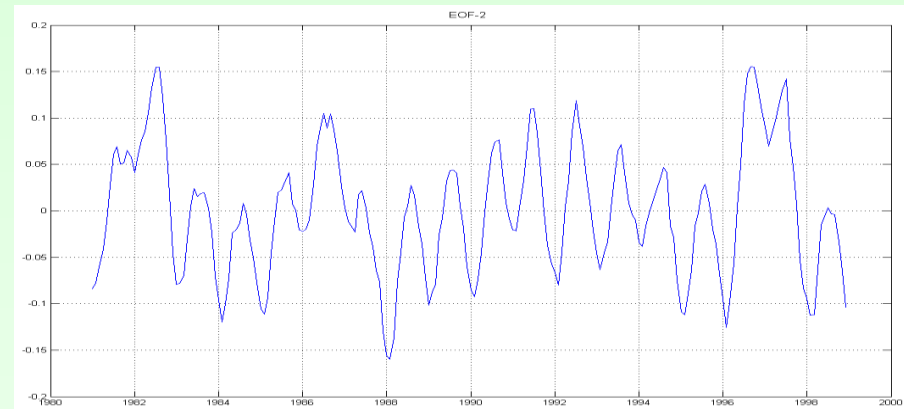
Климатическое распределение ТПО



ЕОФ -1. Сезонные вариации

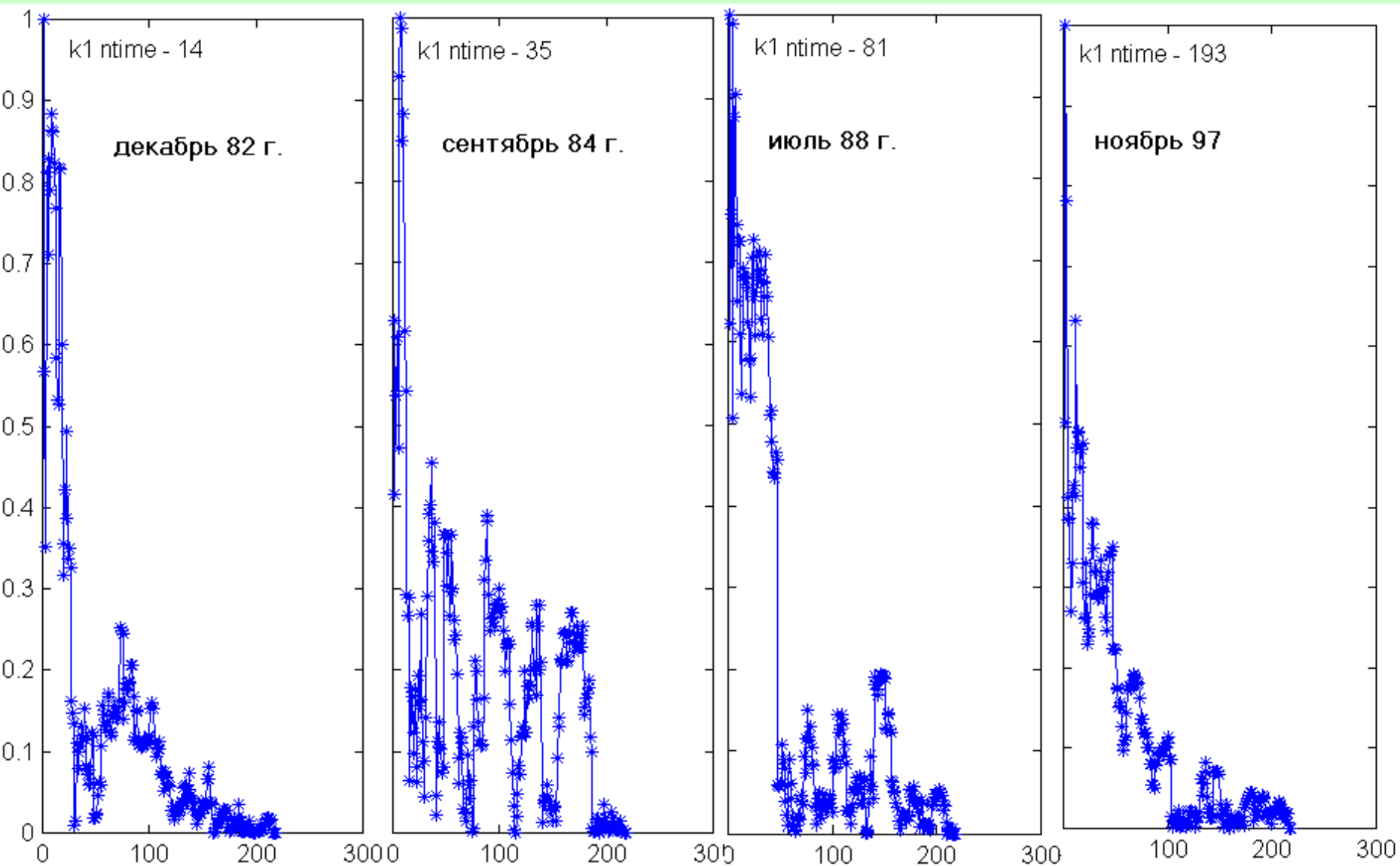


ЕОФ -2. Межгодовая изменчивость.
(El-Nino & La-Nina)

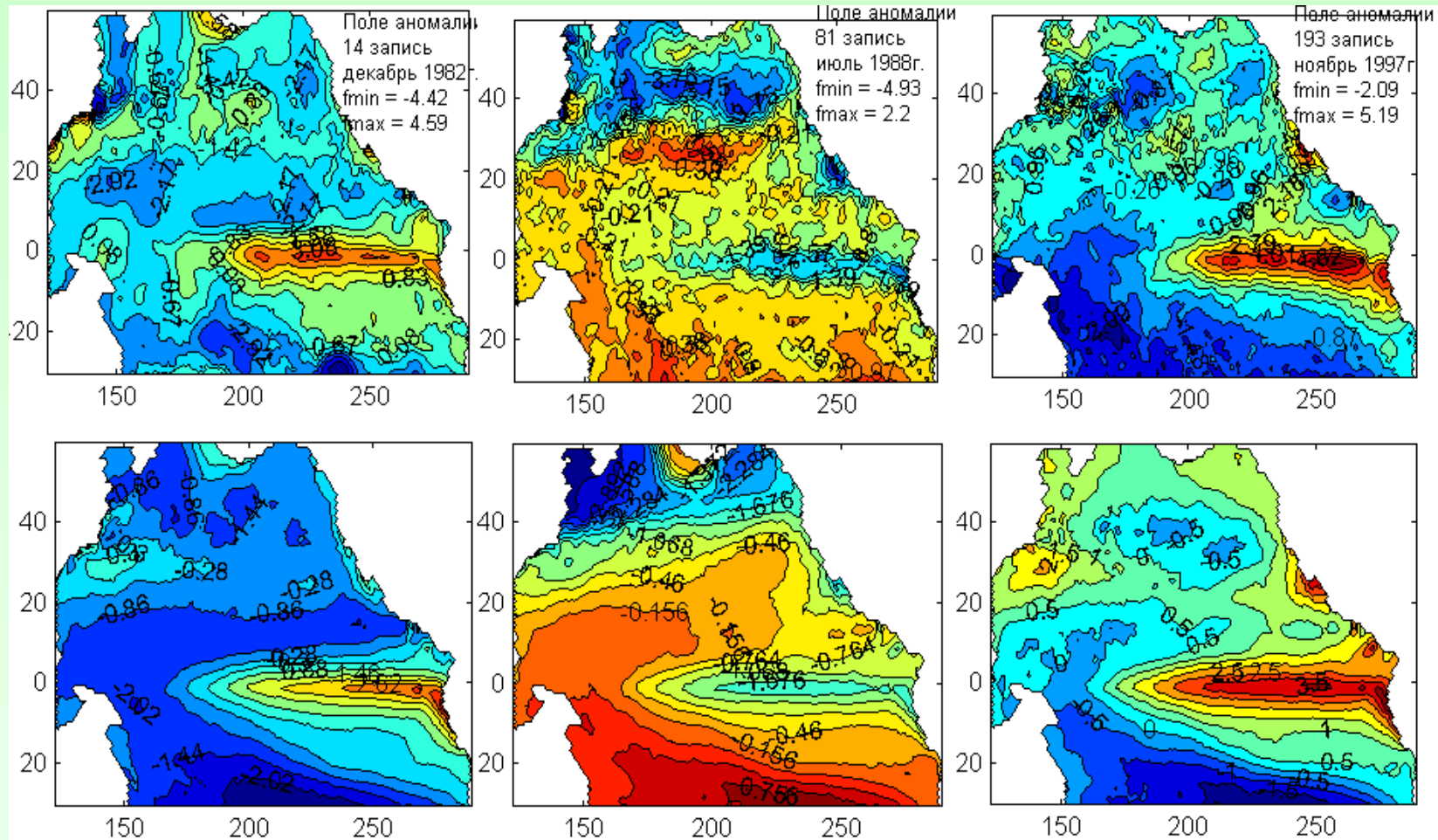


Временные изменения ЕОФ -2.
Положительные значения соответствуют
состоянию El-Nino, отрицательные – La-Nina.

Процентный вес главных факторов в различные периоды

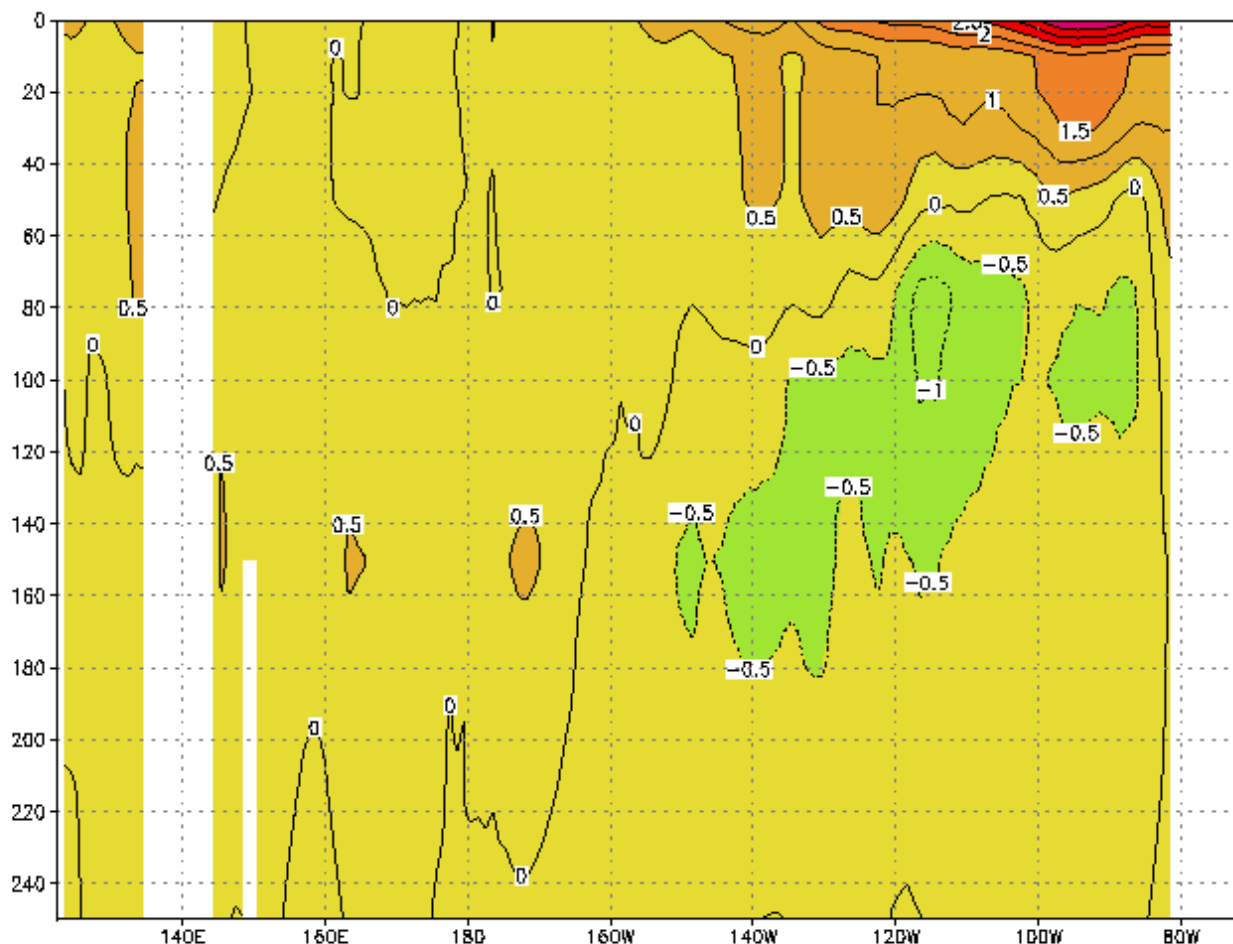


Восстановленные поля по 4-м факторам в периоды Эль-Ниньо 1982, 1997 гг. и Ля-Нинья 1988 г.

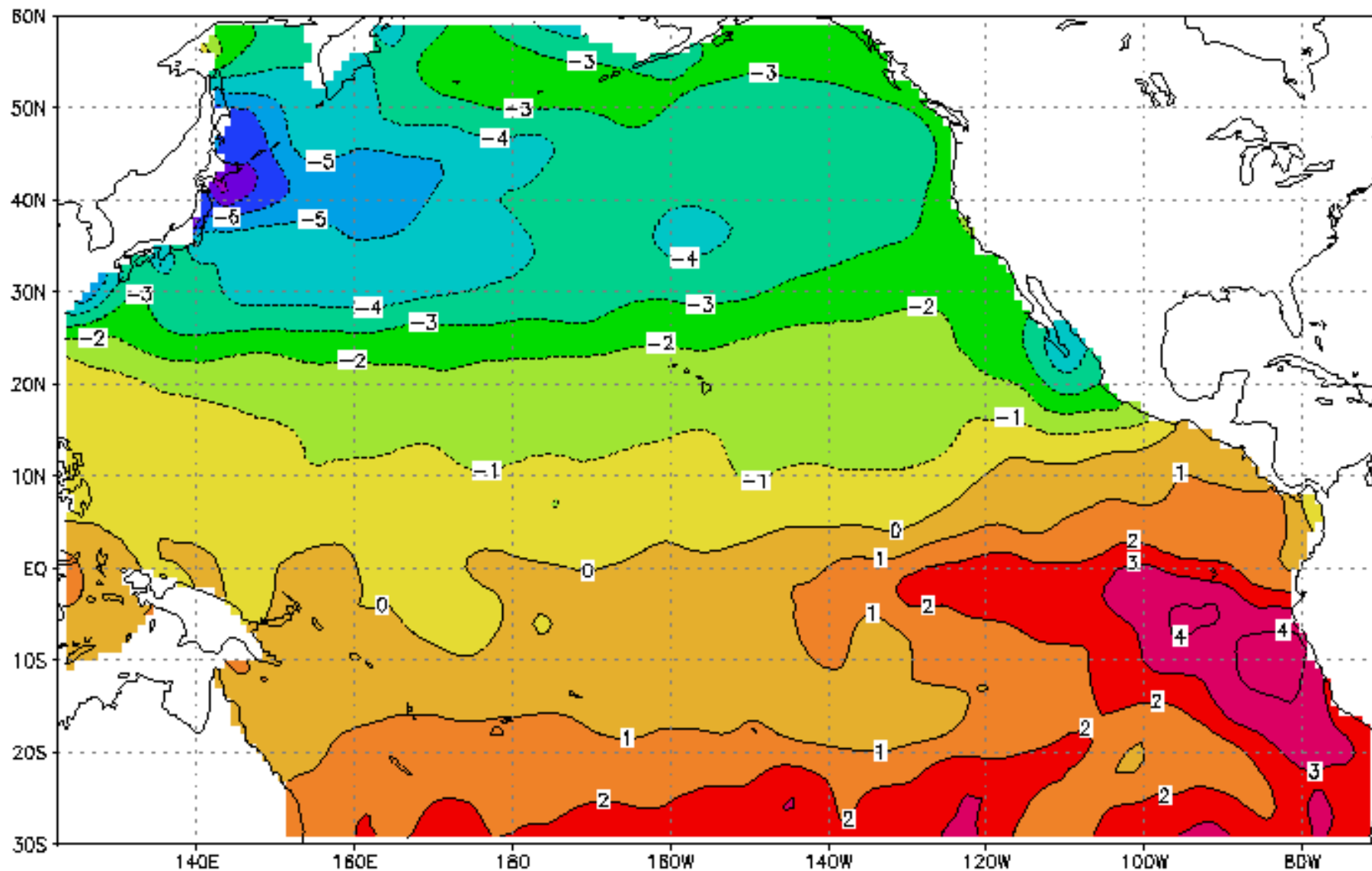


Моделирование Эль-Ниньо 1981- 1990 гг. на основе модели ИВМиМГ СО РАН

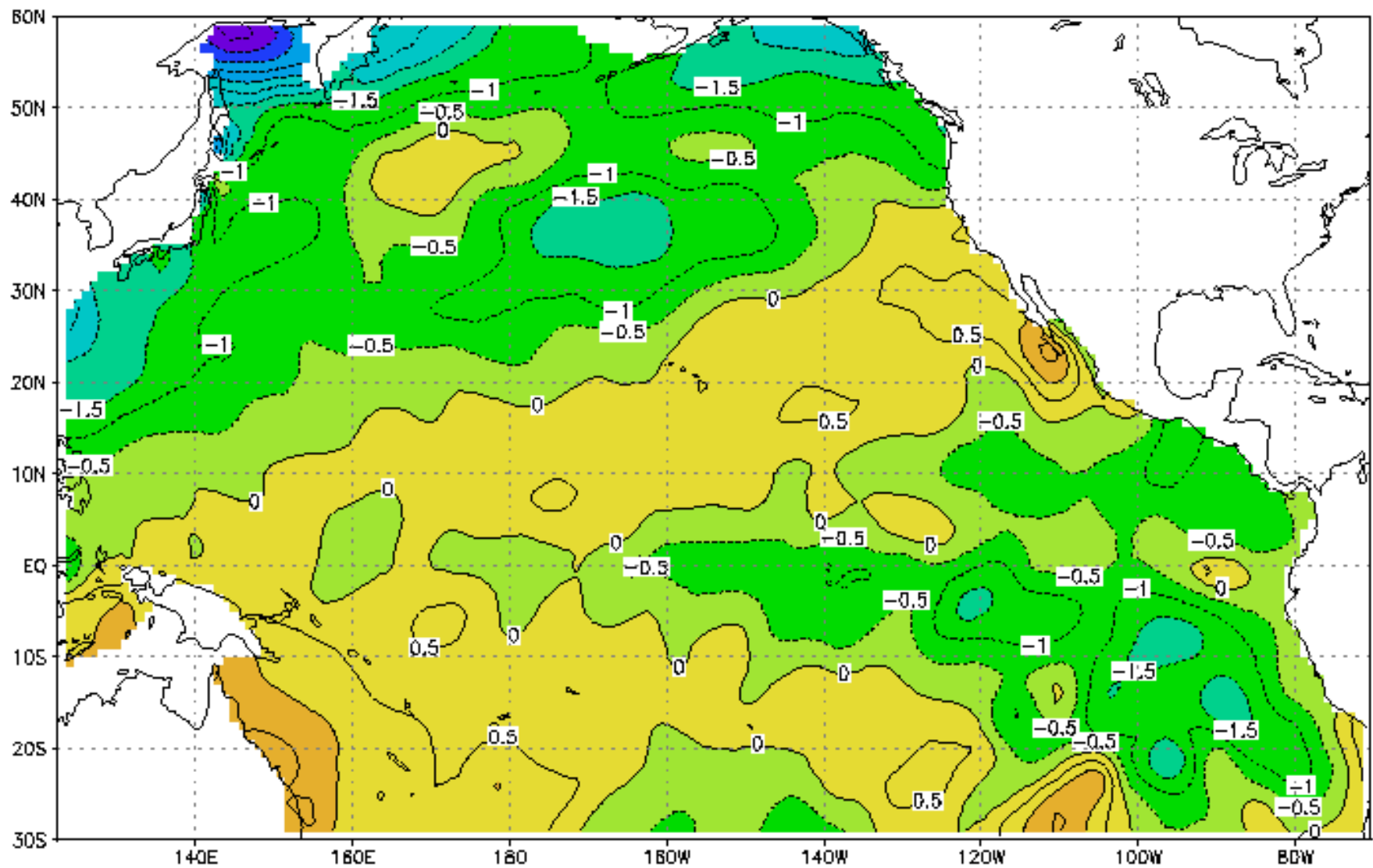
Вертикальный разрез аномалии температуры вдоль экватора



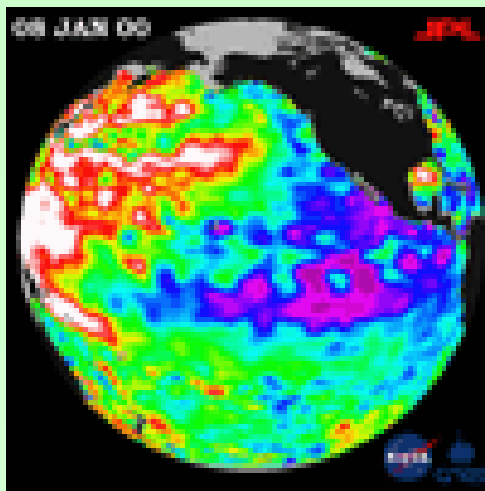
Эль-Ниньо 1982 г.



Ля-Ниньо 1988 г.



*Тихоокеанская квазидесятилетняя
осцилляция (PDO).
Период 20 – 30 лет*

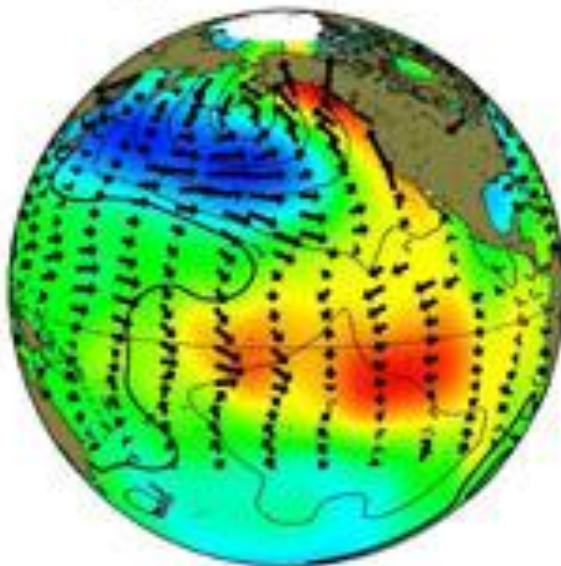


PDO – 2000 г.

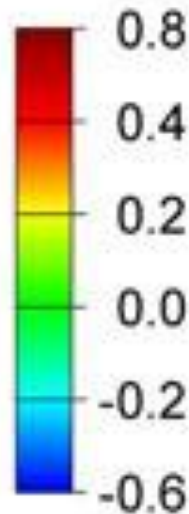
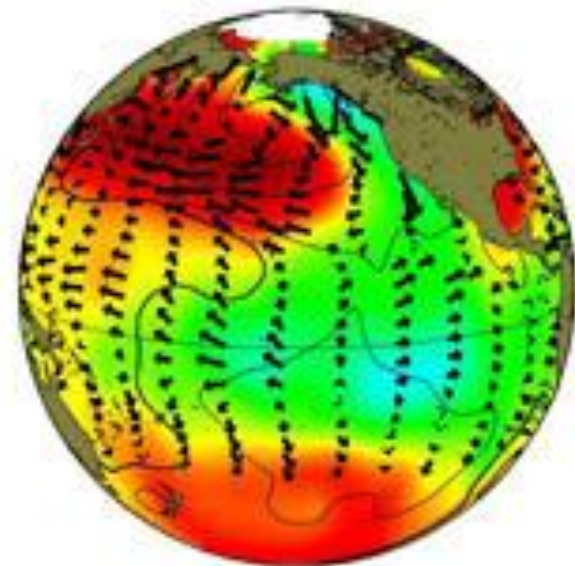
В западной части Тихого океана (красные и белые цвета) формируется более высокая температура чем среднеклиматическая, а в восточной части более низкая. Это позволяет предполагать, что после начала XXI века наступает холодная фаза PDO.

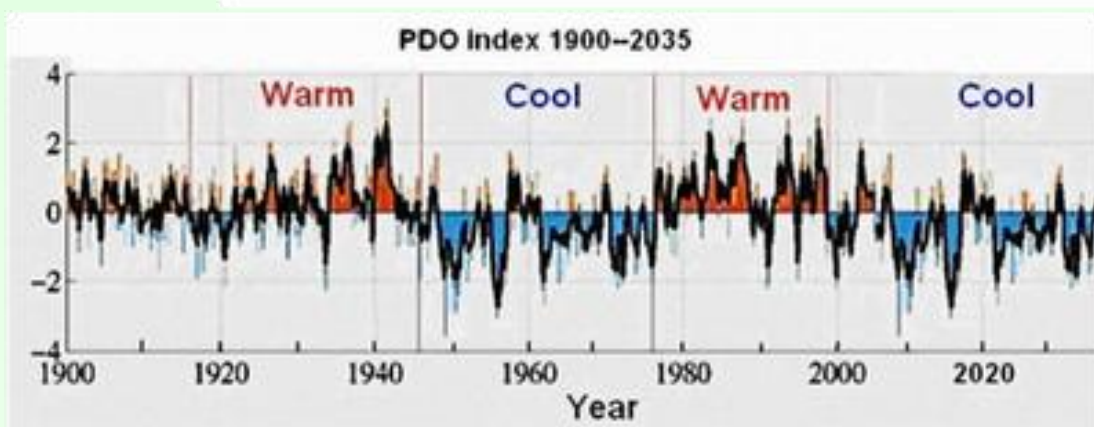
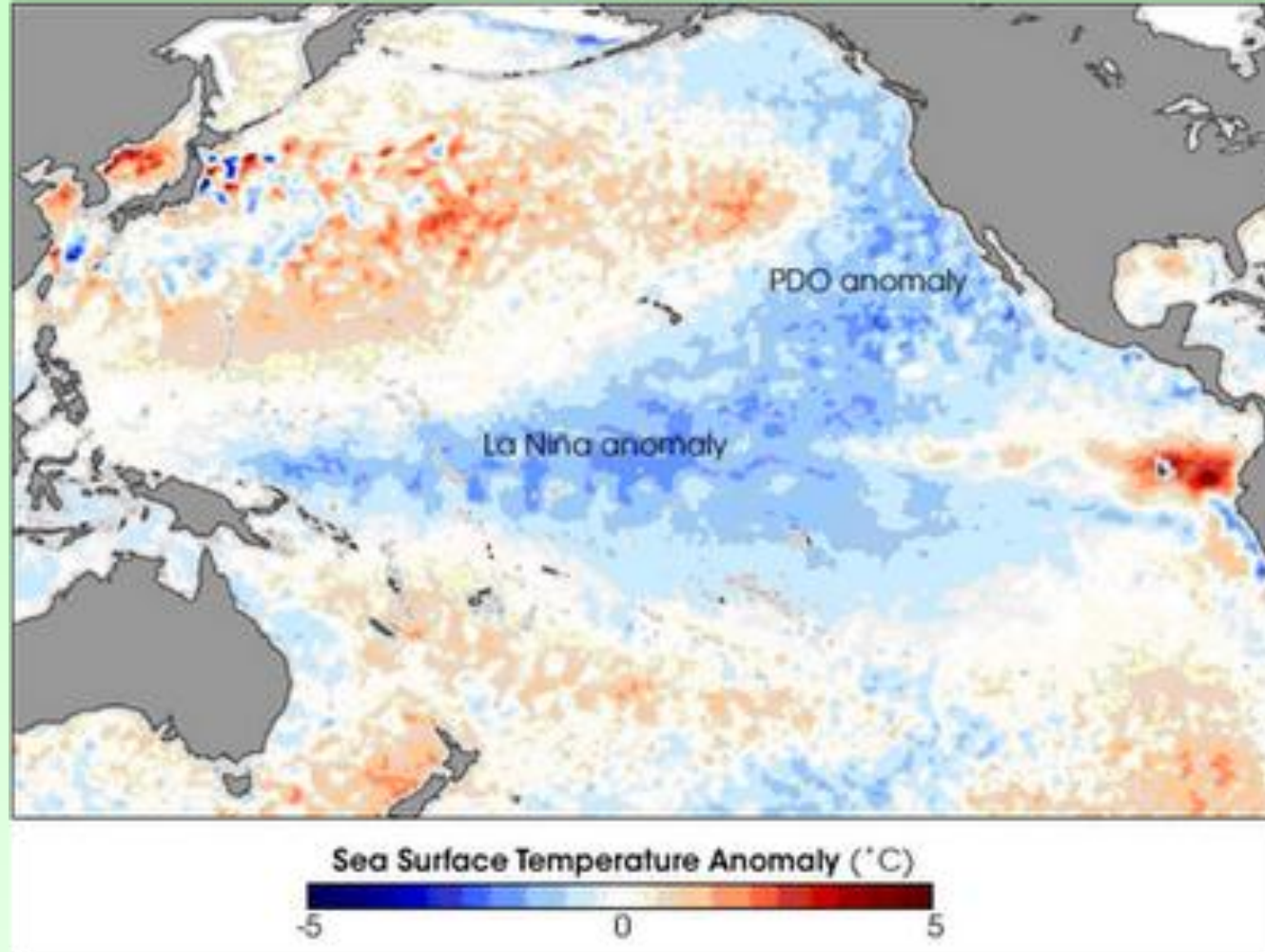
Pacific Decadal Oscillation

positive phase



negative phase





При смене фаз PDO по данным NOAA происходит изменение атмосферной температуры, осадков, смещение атмосферной струи и шторм-треков.

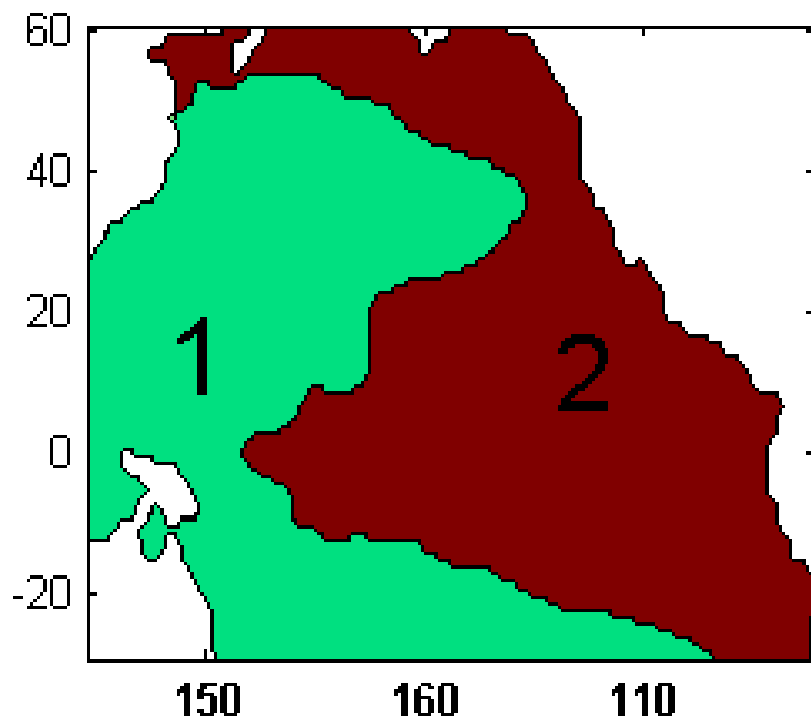
Кластерный анализ ТПО за период 1948-2002 гг.

Кластерный анализ это метод комбинирования данных по критериям корреляции между пространственными точками или временными периодами. Кластерный анализ позволяет решить ряд проблем:

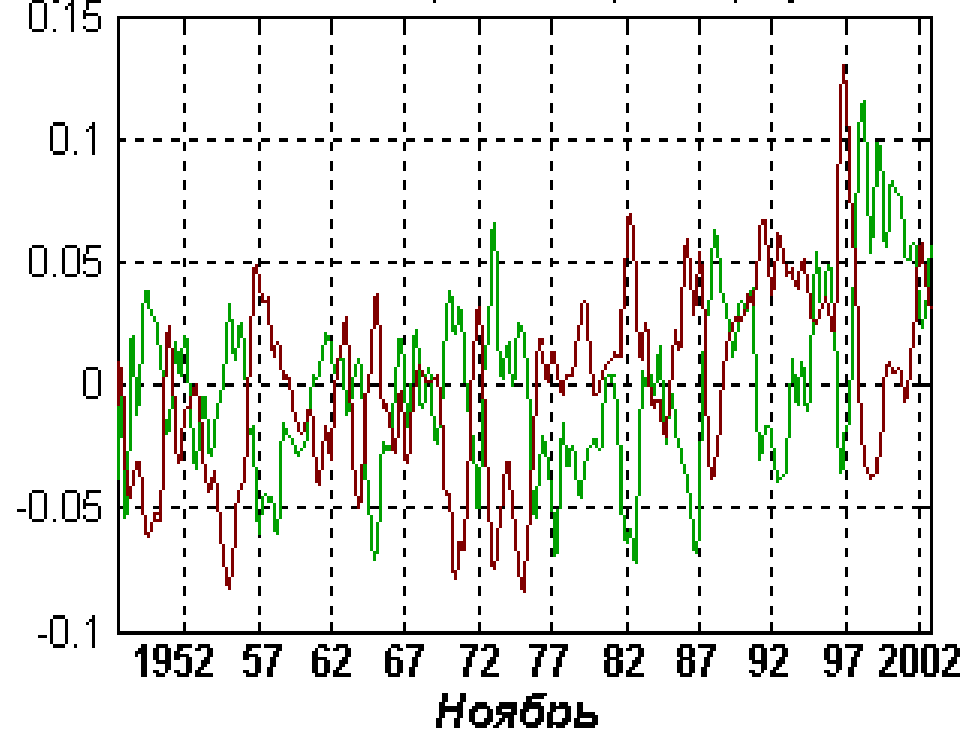
- Классифицировать объекты по основным признакам объектов;
- Проверять гипотезы о существовании структур в наборе объектов;
- Создавать новые классификации для слабо изученных событий и, когда это необходимо, устанавливать связи в наборе объектов и вводит в них некоторые структуры.

Два первых класса пространственного анализа и
временное поведение классов.

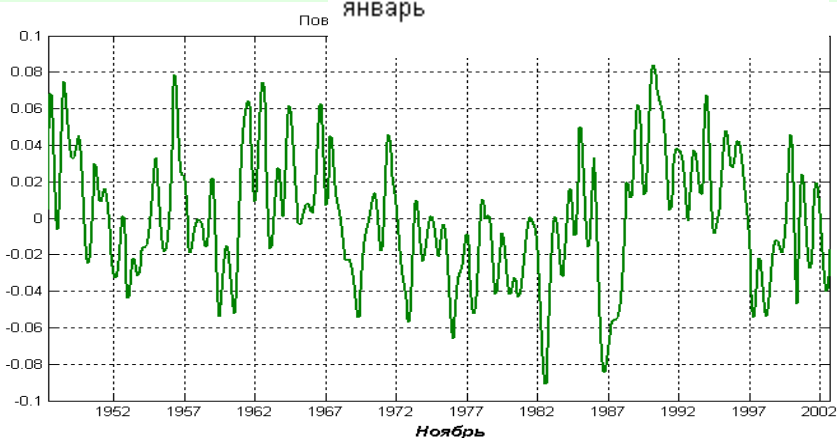
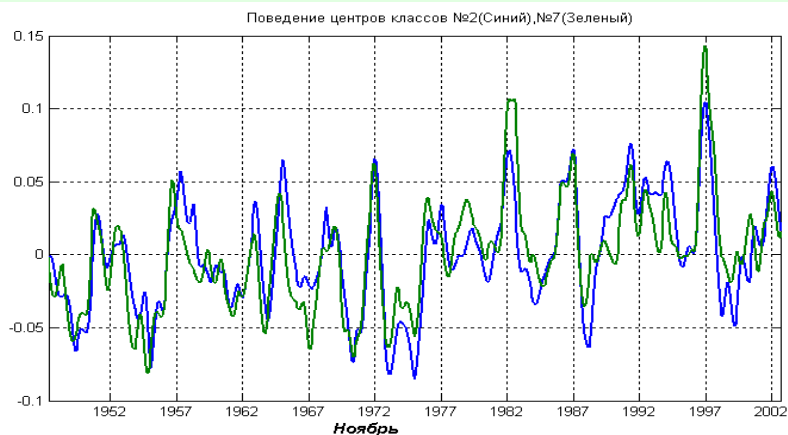
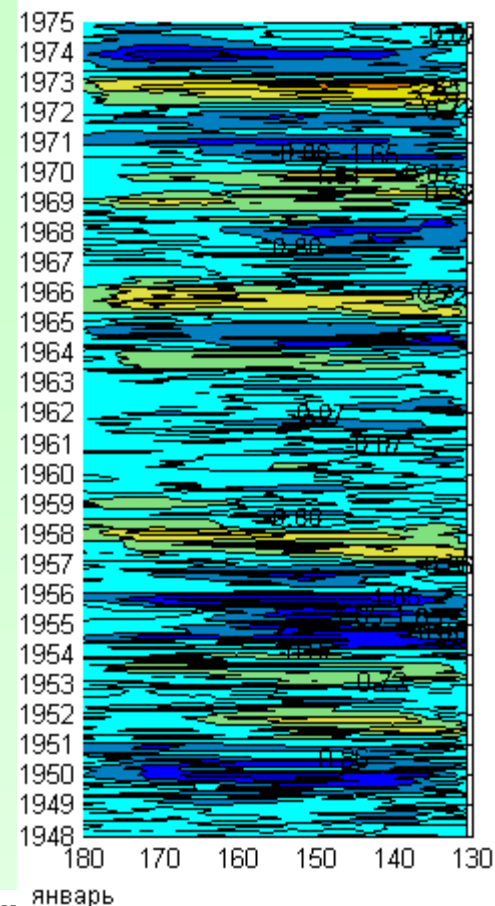
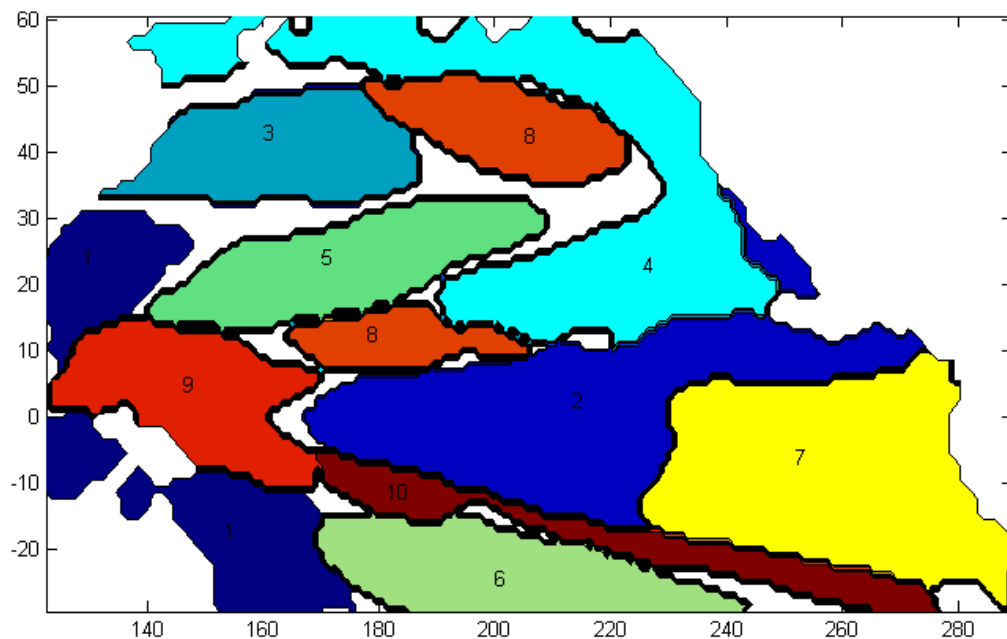
Проявление положительных и отрицательных периодов PDO.



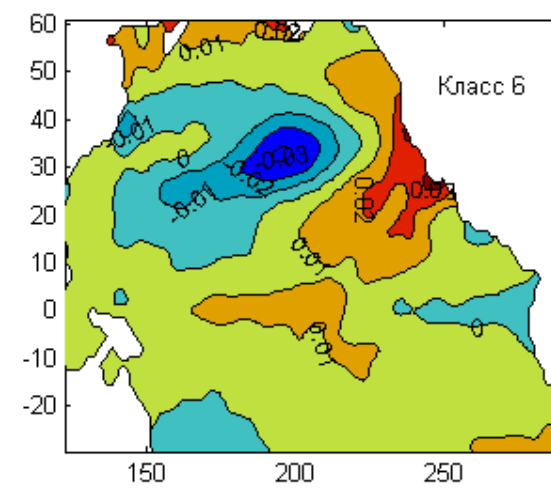
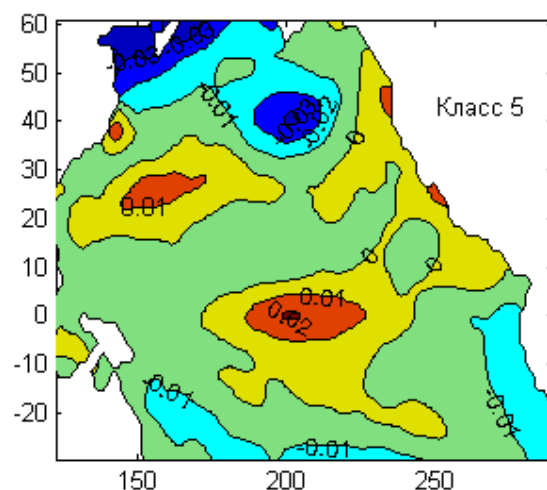
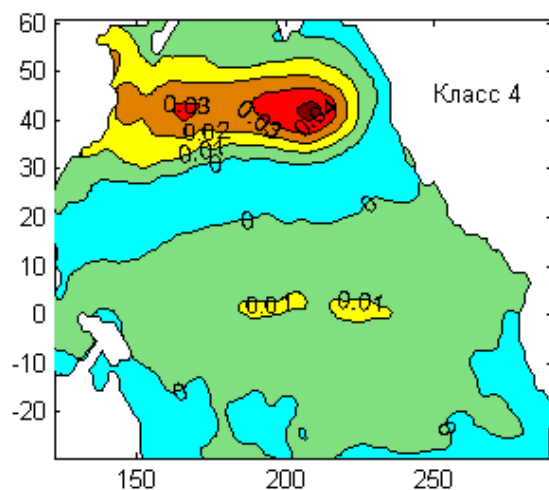
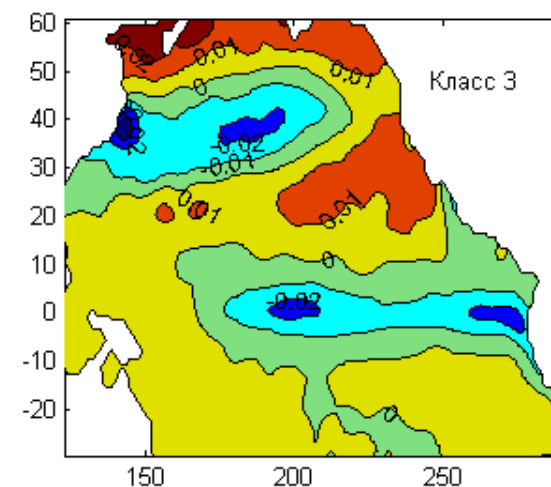
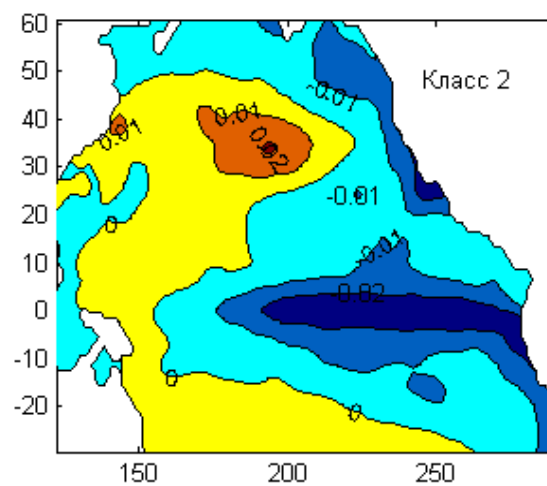
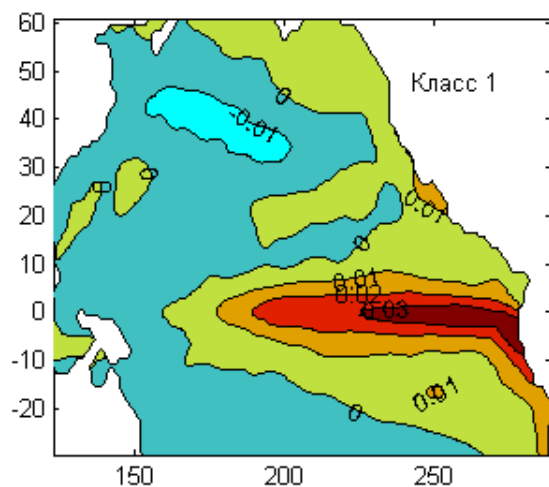
Образцы классов №1(Зеленый), №2 (Коричневый)



Десять пространственных классов и временное поведение классов



Шесть классов временной классификации



Результаты моделей, представленных в докладе

- Модель циркуляции Мирового океана глобальной совместной климатическая модели ИВМ РАН
- Модель циркуляции Мирового океана ИВМиМГ СО РАН
- Модель циркуляции Тихого океана ИВМиМГ СО РАН
- Система моделей - модель Циркуляции Северного Ледовитого океана и Северной Атлантики ИВМиМГ СО РАН

*Моделирование климата
Мирового океана на основе
«сигма»- модели ИВМ РАН*

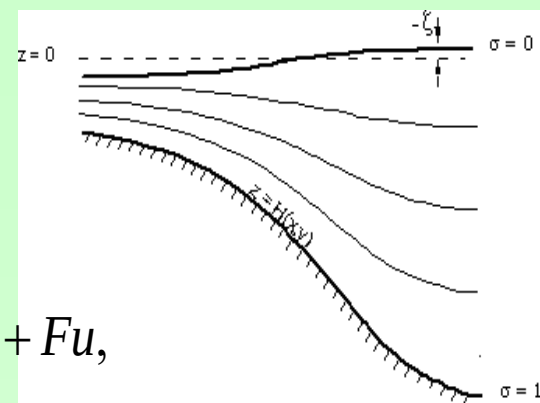
Уравнения модели общей циркуляции ИВМ РАН в сферической σ - системе

координат $(\lambda, \varphi, \sigma = (z - \zeta) / (H(\lambda, \varphi) - \zeta))$

Уравнения движения:

$$\frac{duH}{dt} - (l + r_\lambda \cdot \sin \varphi \cdot u) v H = -H \left(\frac{r_\lambda}{\rho_0} P_\lambda + g r_\lambda \frac{\partial \zeta + p_a / \rho_0}{\partial \lambda} \right) + \frac{\partial}{\partial \sigma} \frac{v}{H} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + F_u,$$

$$\frac{dvH}{dt} + (l + r_\lambda \cdot \sin \varphi \cdot u) u H = -H \left(\frac{r_\varphi}{\rho_0} P_\varphi + g r_\varphi \frac{\partial \zeta + p_a / \rho_0}{\partial \lambda} \right) + \frac{\partial}{\partial \sigma} \frac{v}{H} \frac{\partial v}{\partial \sigma} + F_v,$$



Уравнение неразрывности:

$$r_\lambda \frac{\partial uH}{\partial \lambda} + r_\lambda \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{r_\varphi}{r_\lambda} v H \right) + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial \zeta}{\partial t},$$

Вертикальная скорость в σ -координатах:

$$\omega = w - \sigma \left(u r_\lambda \frac{\partial H}{\partial \lambda} + v r_\varphi \frac{\partial H}{\partial \varphi} \right) - (1 - \sigma) \frac{\partial \zeta}{\partial t}$$

Уравнения переноса-диффузии тепла и соли:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{H} \frac{\partial}{\partial \sigma} v_T \frac{\partial T}{\partial \sigma} + D_T T + \frac{\partial R}{\partial \sigma},$$

$$\frac{dS}{dt} = \frac{1}{H} \frac{\partial}{\partial \sigma} v_s \frac{\partial S}{\partial \sigma} + D_s S, \quad R - \text{проникающая солнечная радиация}$$

$l = 2\Omega \sin \varphi$ - параметр Кориолиса

$r_\lambda = \frac{1}{r \cos \varphi}$, $r_\varphi = \frac{1}{r}$ - метрические коэффициенты,

r - средний радиус Земли

Нелинейное уравнение состояния (Bryden et al., 1999):

$$\rho = \hat{\rho}(T, S, \rho_0 g \sigma H) - \hat{\rho}(0, 0, \rho_0 g \sigma H),$$

Граничные условия на поверхности океана $\sigma=0$:

$$-\frac{\nu_\theta}{H} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} \Big|_{\sigma=0} = q_\theta, \quad q_\theta \text{ и } q_S - \text{приведенные потоки тепла и соли:}$$

$$q_\theta = \frac{1}{c_P \rho_0} (Q_{sen} + Q_{lat} + 0.6 Q_{sw}) + \gamma_\theta (\theta_L - \theta_1),$$

$$-\frac{\nu_S}{H} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \Big|_{\sigma=0} = q_S, \quad q_S = -S_1 (P - E) + \gamma_\theta (S_L - S_1),$$

$$R = \frac{0.4 Q_{sw}}{\lambda_{sw} c_P \rho_0} (1 - \exp(-\sigma H / \lambda_{sw}))$$

$$-\frac{\nu}{H} \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \sigma} \Big|_{\sigma=0} = \frac{(\tau_\lambda, \tau_\varphi)}{\rho_0}, \quad (\tau_\lambda, \tau_\varphi) - \text{напряжение трения ветра;}$$

$\omega|_{\sigma=0} = 0$ - универсальное условие в σ -системе
как для твердой крышки так и для
свободной поверхности

Граничные условия на дне $\sigma=1$:

$$\nu_T \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} = \nu_S \frac{\partial S}{\partial \sigma} = 0, \quad - \text{изоляция}$$

$\omega|_{\sigma=1} = 0$ - непротекания

Квадратичное трение о дно:

$$-\frac{\nu}{H} \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \sigma} \Big|_{\sigma=1} = C_D \sqrt{u^2 + v^2 + e_b^2} \mathbf{u} \Big|_{\sigma=1},$$

Условия на боковых границах:

$$\mathbf{n} \left(K_\theta \text{grad} \theta \right) = 0, \quad - \text{изоляции}$$

$$\mathbf{n} \left(K_S \text{grad} S \right) = 0.$$

$$\vec{u} \cdot \vec{n} = 0, \quad - \text{непротекания}$$

$$\frac{\partial (\vec{u} - (\vec{u} \cdot \vec{n}) \vec{n})}{\partial \vec{n}} = 0, \quad - \text{скольжения}$$

$$\theta = \theta_{obs} \quad - \text{условия на жидких границах}$$

$$S = S_{obs}$$

Метод расщепления как основа построения численной модели океана.

Пусть имеется следующая нестационарная задача:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + A\phi = f, \quad (*)$$

$$\text{где} \quad A = \sum_{i=1}^I A_i, \quad A_i \geq 0, \quad f = \sum_{i=1}^I f_i \quad (i = 1, 2, 3, \dots, I)$$

Решение сложной задачи (*) на интервале $(t_j, t_{j+1} = t_j + \tau]$ можно свести к решению ряда более простых задач с операторами A_i :

$$\frac{\phi^{j+1/I} - \phi^j}{\tau} + A_1 (\alpha \phi^{j+1/I} + (1-\alpha) \phi^j) = f_1,$$

$$\frac{\phi^{j+2/I} - \phi^{j+1/I}}{\tau} + A_2 (\alpha \phi^{j+2/I} + (1-\alpha) \phi^{j+1/I}) = f_2,$$

.....

$$\frac{\phi^{j+1} - \phi^{j+(I-1)/I}}{\tau} + A_I (\alpha \phi^{j+1} + (1-\alpha) \phi^{j+(I-1)/I}) = f_I.$$

Эти более простые задачи могут решаться с помощью эффективных неявных и полужаженных методов:

$\alpha = 1$ - неявная схема,

$\alpha = 1/2$ - схема Кранка-Николсона

Расщепление системы уравнений океана на физические процессы.

1. Перенос-диффузия компонентов скорости:

$$\begin{aligned} \frac{duH}{dt} + r_\lambda H \sin \varphi u v &= \frac{1}{H} \frac{\partial}{\partial \sigma} v_u \frac{\partial u}{\partial \sigma} + Du - Fu, \\ \frac{dvH}{dt} - r_\lambda H \sin \varphi u u &= \frac{1}{H} \frac{\partial}{\partial \sigma} v_u \frac{\partial v}{\partial \sigma} + Dv - Fv. \end{aligned}$$

2. Перенос-диффузия тепла и соли:

$$\begin{aligned} \frac{dTH}{dt} &= \frac{1}{H} \frac{\partial}{\partial \sigma} v_T \frac{\partial T}{\partial \sigma} + D_T T + \frac{\partial R}{\partial \sigma}, \\ \frac{dSH}{dt} &= \frac{1}{H} \frac{\partial}{\partial \sigma} v_S \frac{\partial S}{\partial \sigma} + D_S S. \end{aligned}$$

3. Уравнения адаптации:

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} - lv = -\frac{1}{\rho_0} P_\lambda + gr_\lambda \frac{\partial \zeta + p_a / \rho_0}{\partial \lambda}, \\ \frac{\partial v}{\partial t} + lu = -\frac{1}{\rho_0} P_\varphi + gr_\varphi \frac{\partial \zeta + p_a / \rho_0}{\partial \varphi}, \\ r_\lambda \frac{\partial Hu}{\partial \lambda} + r_\lambda \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{r_\varphi}{r_\lambda} Hv \right) + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial \zeta}{\partial t}. \end{cases}$$

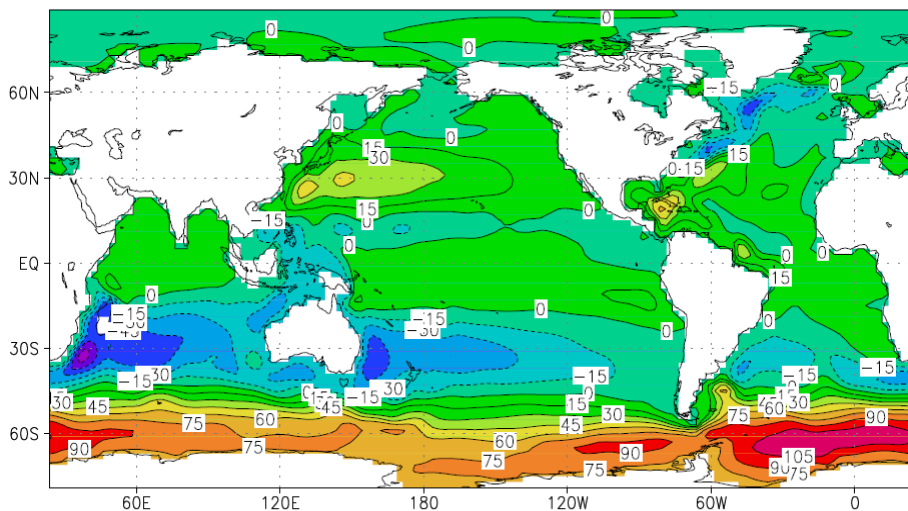
Оператор переноса в полудивергентной форме:

$$\begin{aligned} \frac{d\phi H}{dt} &= H \frac{\partial \phi}{\partial t} + \frac{r_\lambda}{2} \left[Hu \frac{\partial \phi}{\partial \lambda} + \frac{\partial Hu \phi}{\partial \lambda} \right] + \\ &+ \frac{1}{2} \left[r_\varphi Hv \frac{\partial \phi}{\partial \varphi} + r_\lambda \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{r_\varphi}{r_\lambda} Hv \phi \right) \right] + \\ &+ \frac{1}{2} \left[\omega \frac{\partial \phi}{\partial \sigma} + \frac{\partial \omega \phi}{\partial \sigma} \right], \end{aligned}$$

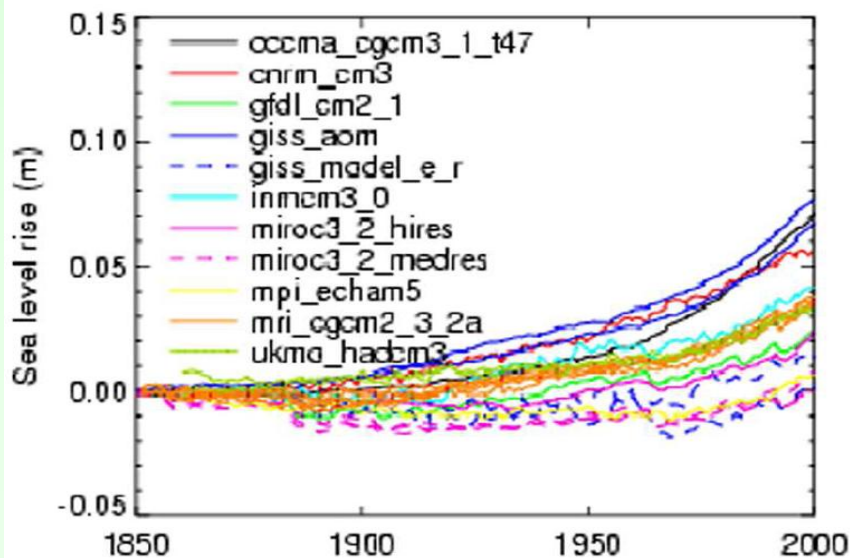
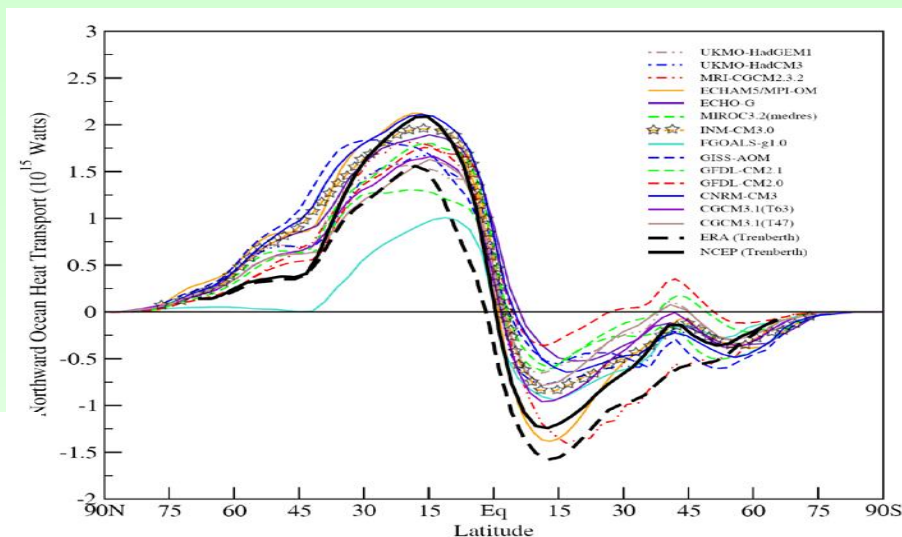
которая раскладывается на сумму трех простых неотрицательных операторов переноса по координатам λ , φ , σ .

Средняя за 1950-1999~гг. функция тока вертикально-осредненной циркуляции. Сплошными изолиниями показаны положительные значения, соответствующие движению по часовой стрелке, а пунктирными – отрицательные значения, соответствующие движению против часовой стрелки.

Annual-mean barotropic stream function.



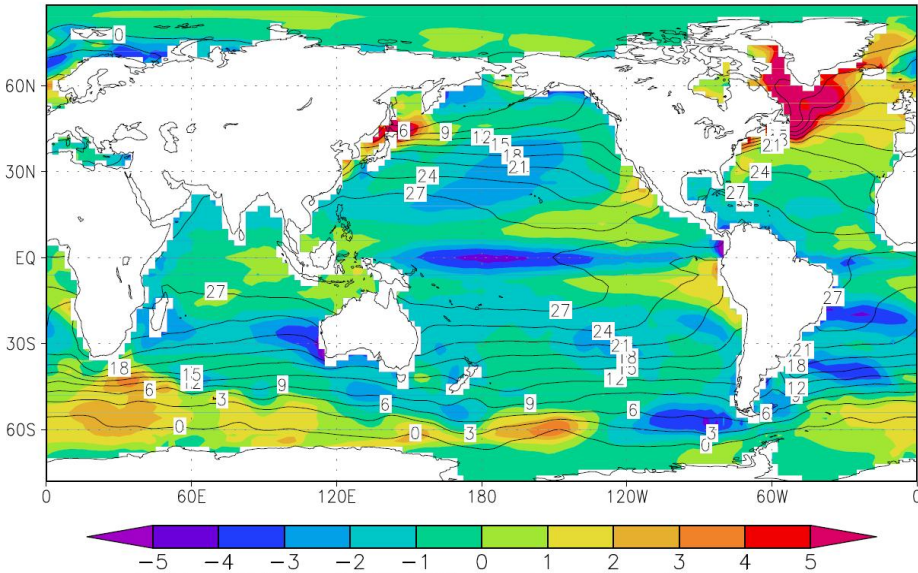
Среднегодовые меридиональные переносы тепла (МПТ) для глобального океана в моделях IPCC, включая модель ИВМ, обозначенную как INMCM3.0, осредненные за 1980–1999гг. Положительные значения МПТ соответствуют переносу тепла на север, а отрицательные – на юг. Показаны также оценочные величины МПТ за период с февраля 1985 по апрель 1989, по данным реанализов NCEP и ERA40



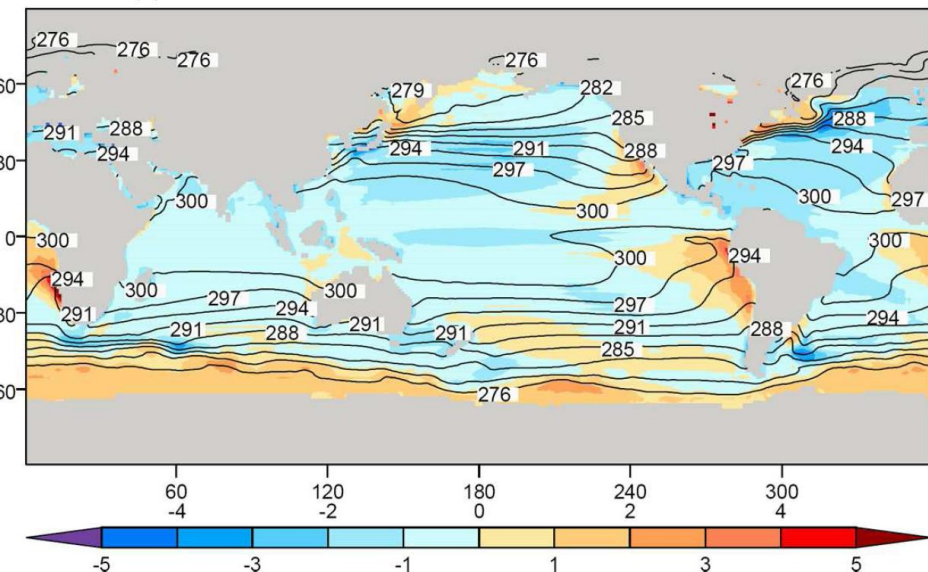
Изменение за 1871–2000 гг. среднегоlobalного уровня океана (м) в моделях IPCC(2007), включая модель ИВМ (INMCM3.0)

Воспроизведение ТПО, осредненное за 1950–1999 гг.: (а) - в модели ИВМ РАН, (б) – средняя по моделям IPCC из (IPCC 2007). Цветом показаны отклонения от наблюдений в °C, изолиниями – наблюдения по (Steele et al.2001) на (а) в °C и по (Rayner et al. 2003) на (б) в К, средние за период 1961–1990.

(а) INM-CM3.0 SST difference (shaded) from observation (contoured)[°C]

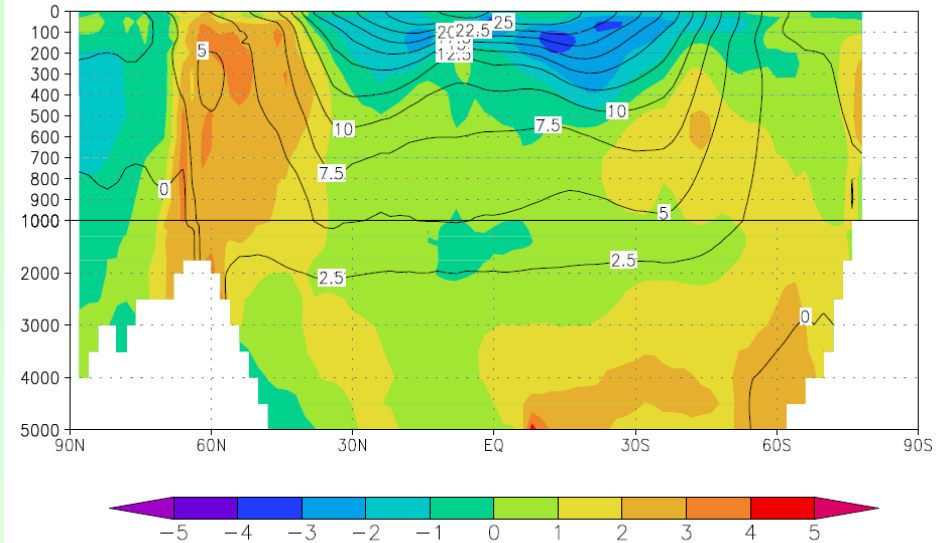


(б) Mean CMIP model SST difference from observation

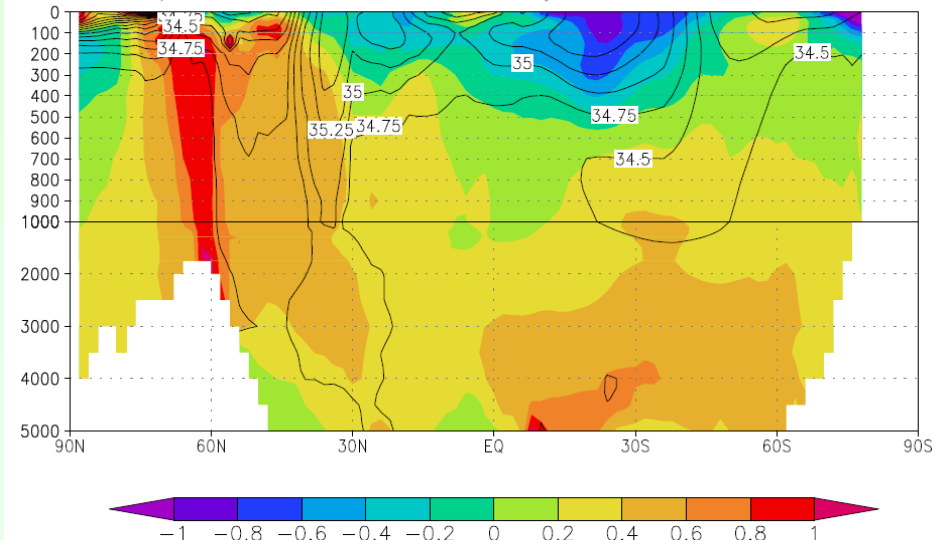


а) Среднезональное отклонение потенциальной температуры океана осредненное за 1950—1999 гг. эксперимента с совместной моделью ИВМ РАН (цветовые градации с шагом 1°C) от среднегодового климатического распределения по данным (Steele et al. 2001) (изолинии с шагом 2.5°C). б) То же самое для солености (модельные отклонения выделены градациями цвета с шагом 0.2Ppt, а данные – изолиниями с шагом 0.25Ppt).

а) INM-CM3.0 Global Ocean Potential Temperature Difference: Zonal Mean



δ) INM-CM3.0 Global Ocean Salinity Difference: Zonal Mean



*Моделирование климата
Мирового океана на основе
«сигма»- и z -версий модели
ИВМиМГ СО РАН*

Основные уравнения модели ИВМиМГ СО РАН (z – версия):

$$\frac{du}{dt} - (1 - mu \cos \theta)v = -\frac{m}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial z} v_u \frac{\partial u}{\partial z} + F^\lambda,$$

$$\frac{dv}{dt} + (1 - mu \cos \theta)u = -\frac{n}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial \theta} + \frac{\partial}{\partial z} v_u \frac{\partial v}{\partial z} + F^\theta,$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial p}{\partial z} = g\rho \quad m \left[\frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \theta} \left(v \frac{n}{m} \right) \right] + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad \frac{dT}{dt} &= \frac{\partial}{\partial z} v_T \frac{\partial T}{\partial z} + F^T, \\ \frac{dS}{dt} &= \frac{\partial}{\partial z} v_S \frac{\partial S}{\partial z} + F^S, \end{aligned}$$

$$\rho = f(T, S, p) \quad t = 0: \quad u = u^0, \quad v = v^0, \quad T = T^0, \quad S = S^0$$

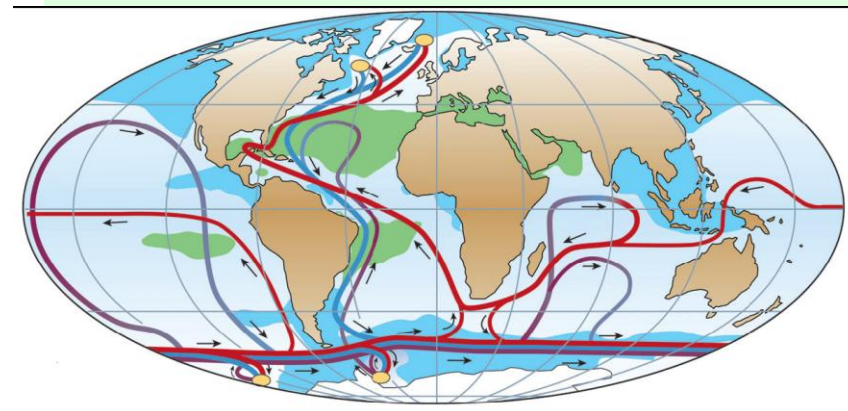
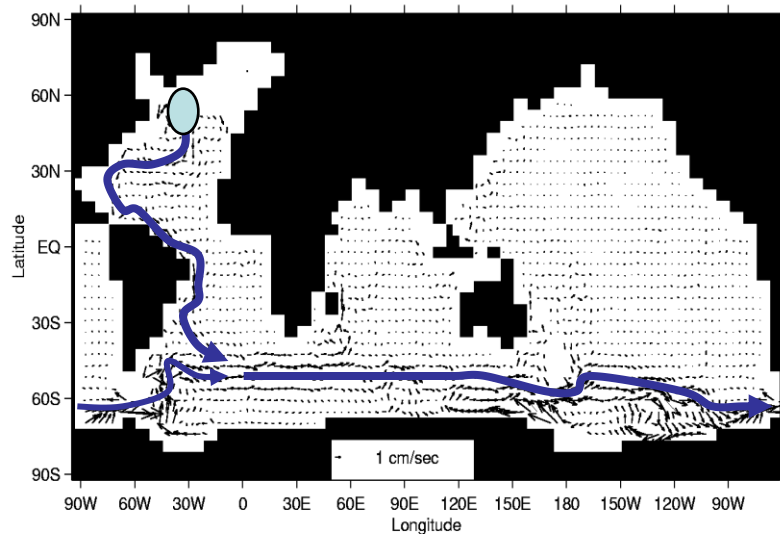
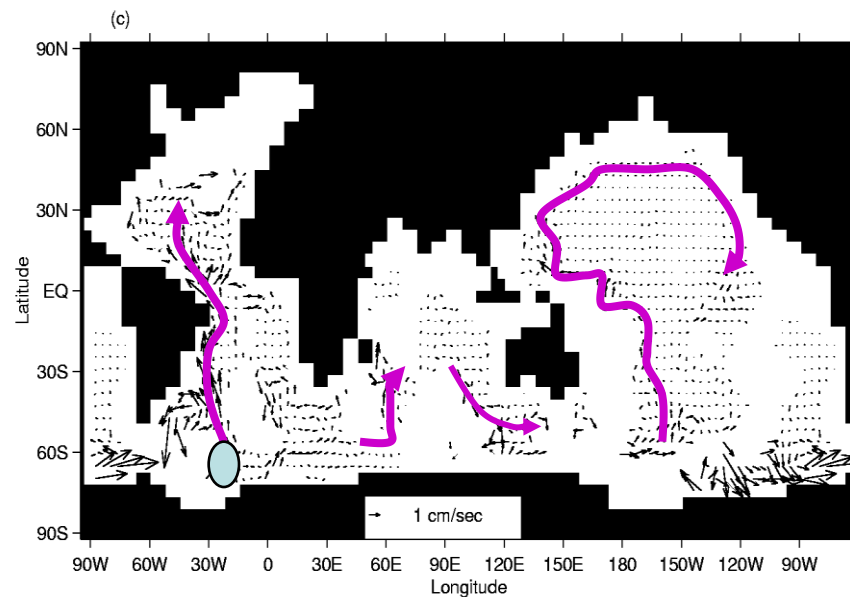
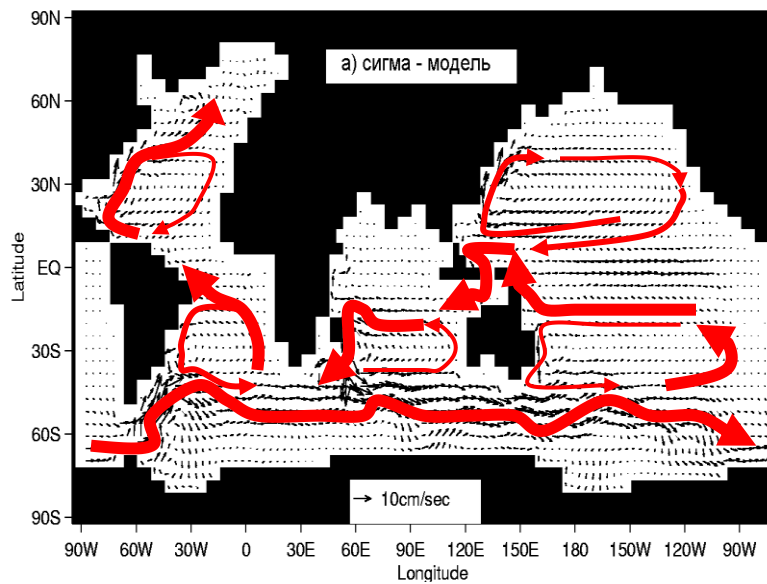
$$z = 0: \quad v_u \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{\tau_\lambda}{\rho_0}, \quad v_u \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{\tau_\theta}{\rho_0}, \quad w = 0, \quad v_T \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q_T}{\rho_0 c_p}, \quad v_S \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{Q_S}{\rho_0}$$

$$z = H(\lambda, \theta): \quad v_u \frac{\partial u}{\partial N^H} = -C|\vec{V}|u, \quad v_u \frac{\partial v}{\partial N^H} = -C|\vec{V}|v, \quad w = mu \frac{\partial H}{\partial \lambda} + nv \frac{\partial H}{\partial \theta},$$

$$\frac{\partial T}{\partial N^H} = 0, \quad \frac{\partial S}{\partial N^H} = 0$$

$$\Gamma_s: \quad \frac{\partial(\vec{V} \cdot \mathbf{K})}{\partial N} = 0, \quad \frac{\partial T}{\partial N} = 0, \quad \frac{\partial S}{\partial N} = 0 \quad -A_s \frac{dS}{d\mathbf{n}} + (\mathbf{u} \cdot \mathbf{n})S = Q, \quad Q = \frac{(S_0 - S)R}{A}$$

Структура глобальной циркуляции океана

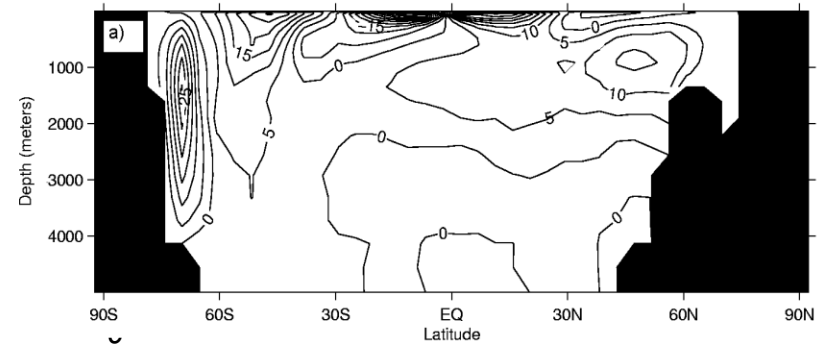
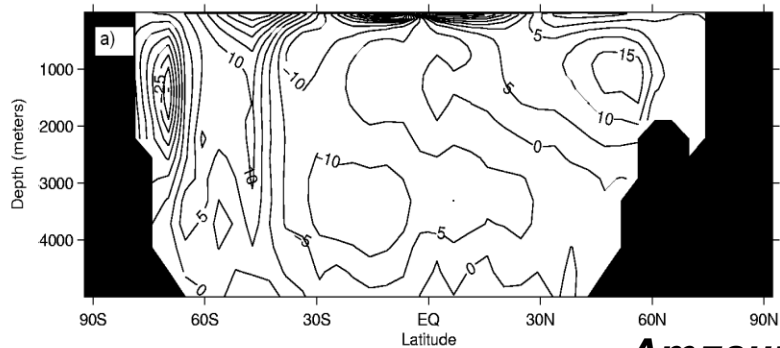


Меридиональная циркуляция океана

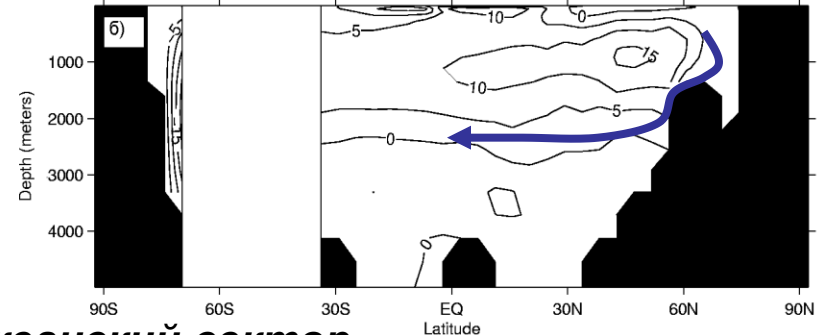
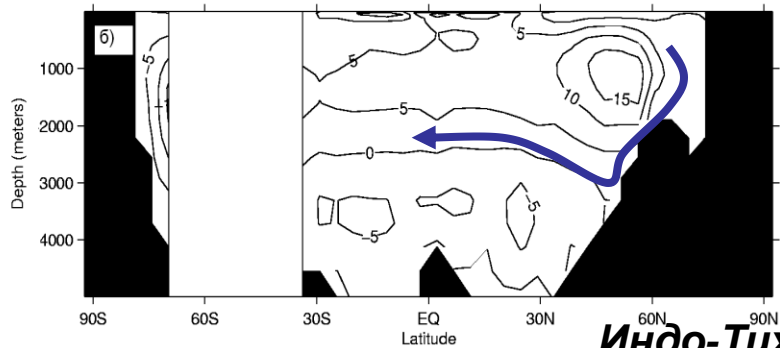
Сигма -модель

Z -модель

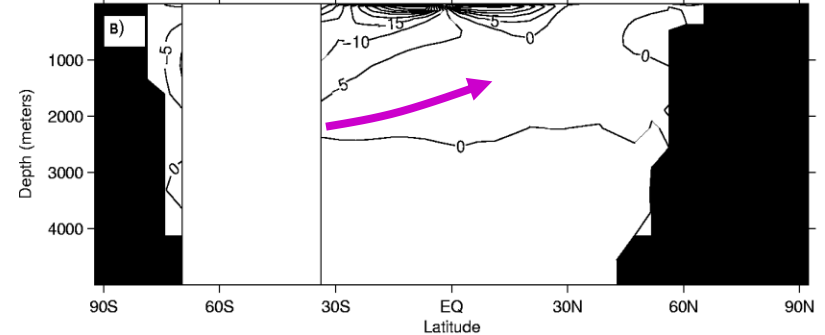
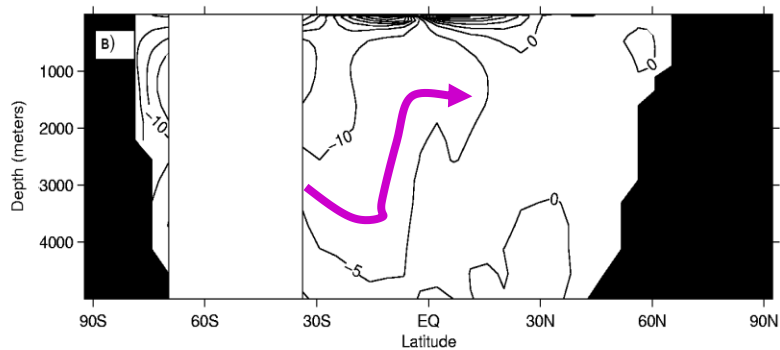
Глобальная меридиональная циркуляция



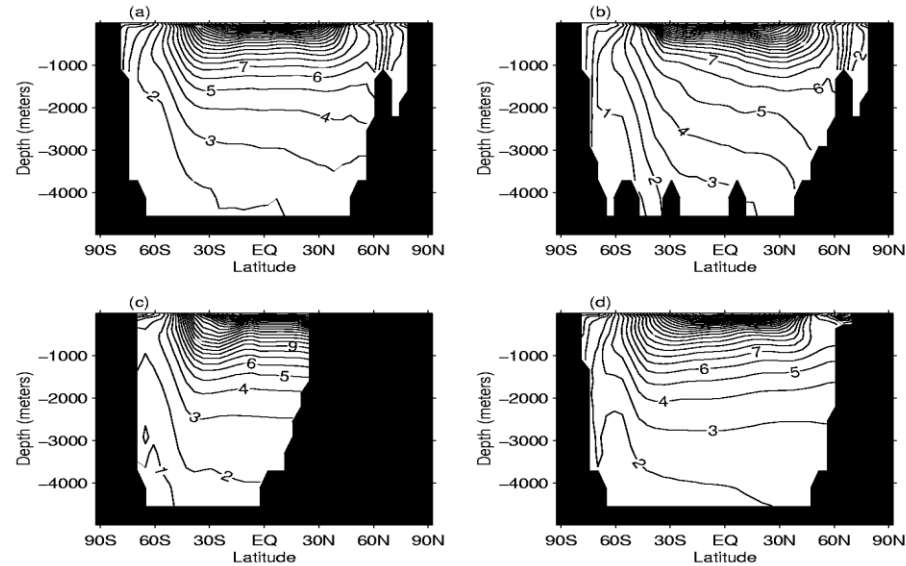
Атлантический океан



Индо-Тихоокеанский сектор



Сигма-модель

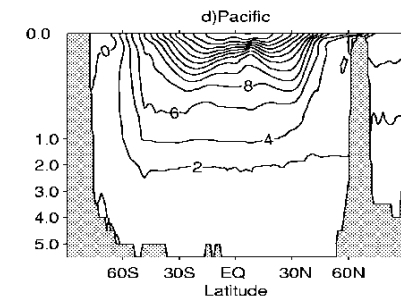
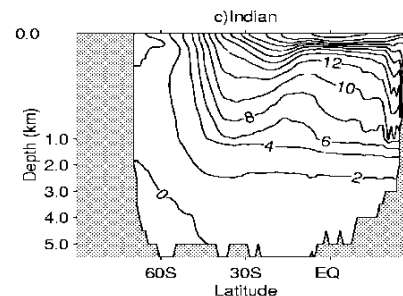
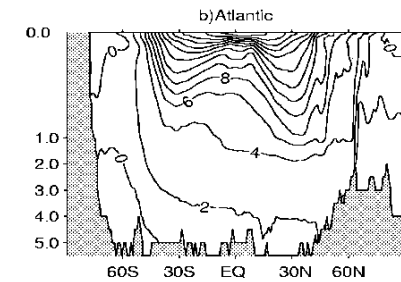
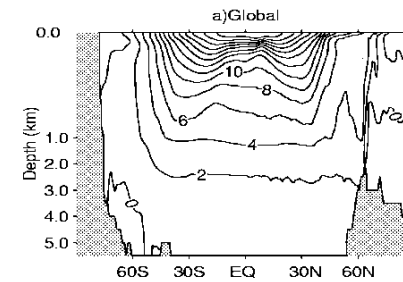
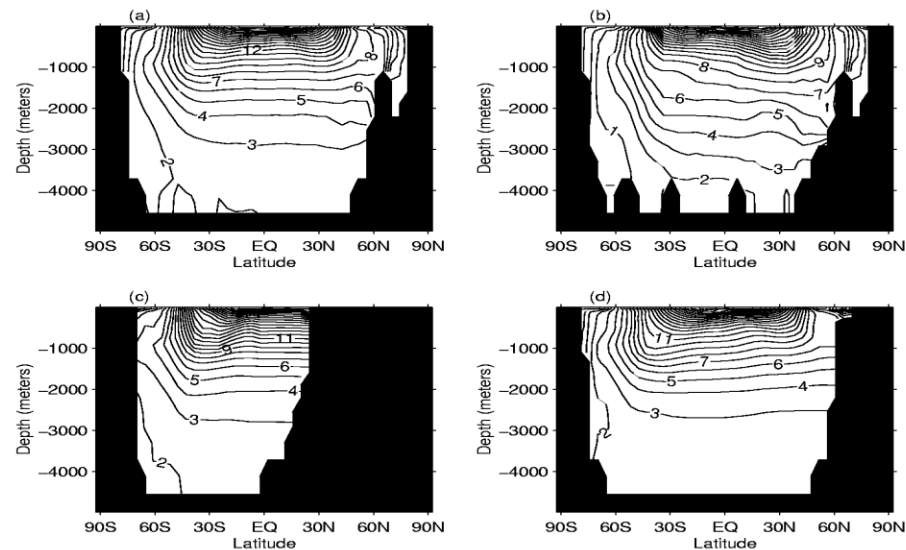


Зонально-осредненное
распределение температуры
по результатам
моделирования:

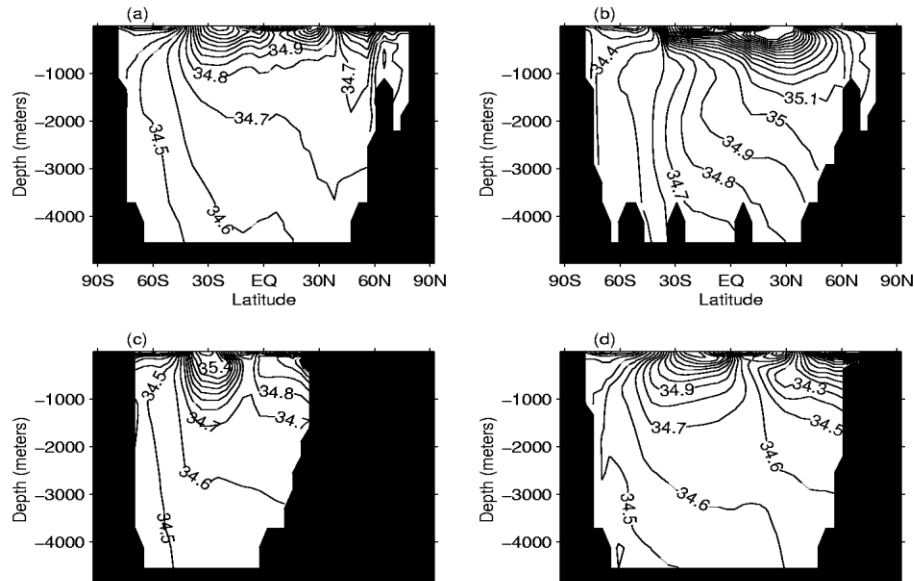
- a) глобальный океан,
- b) Атлантический океан,
- c) Индийский океан,
- d) Тихий океан

[Levitus, 1982]

Z- модель

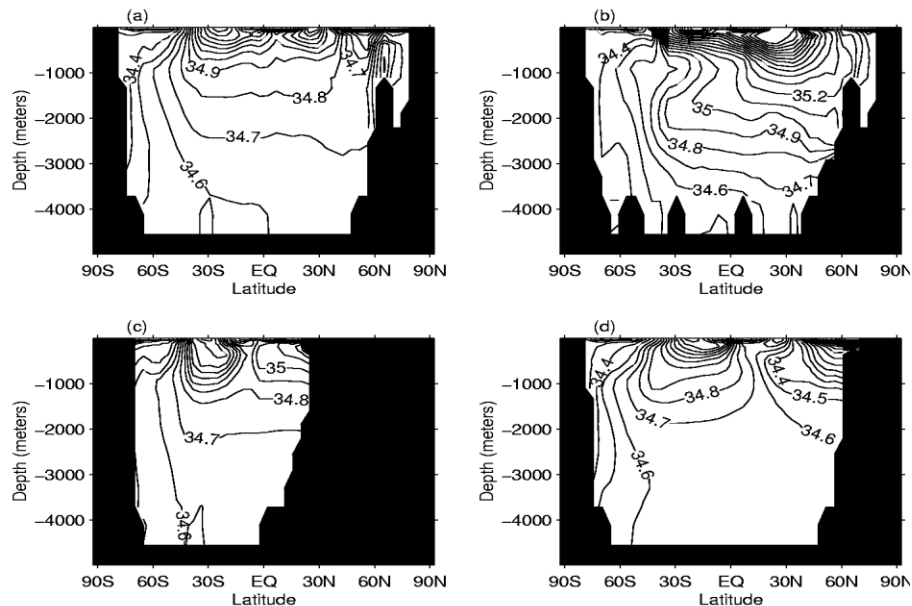


Сигма-модель

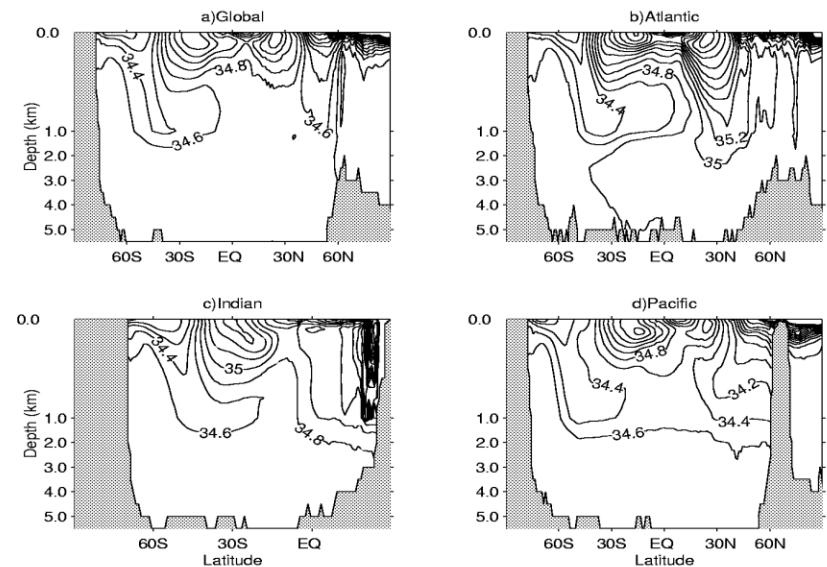


Зонально-осредненное
распределение солёности
по результатам
моделирования
а) глобальный океан,
б) Атлантический океан,
с) Индийский океан,
д) Тихий океан

Z-модель

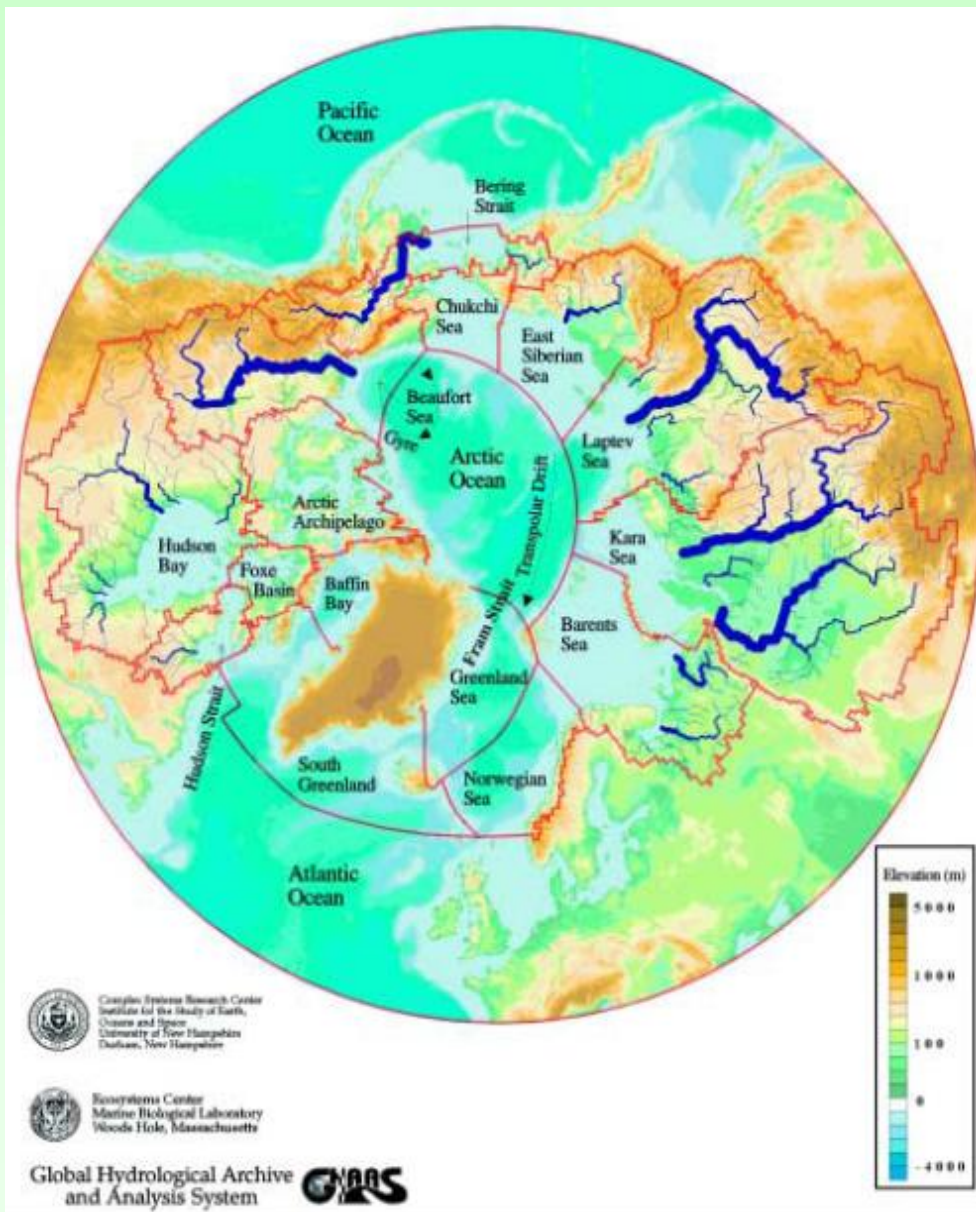


[Levitus, 1982].



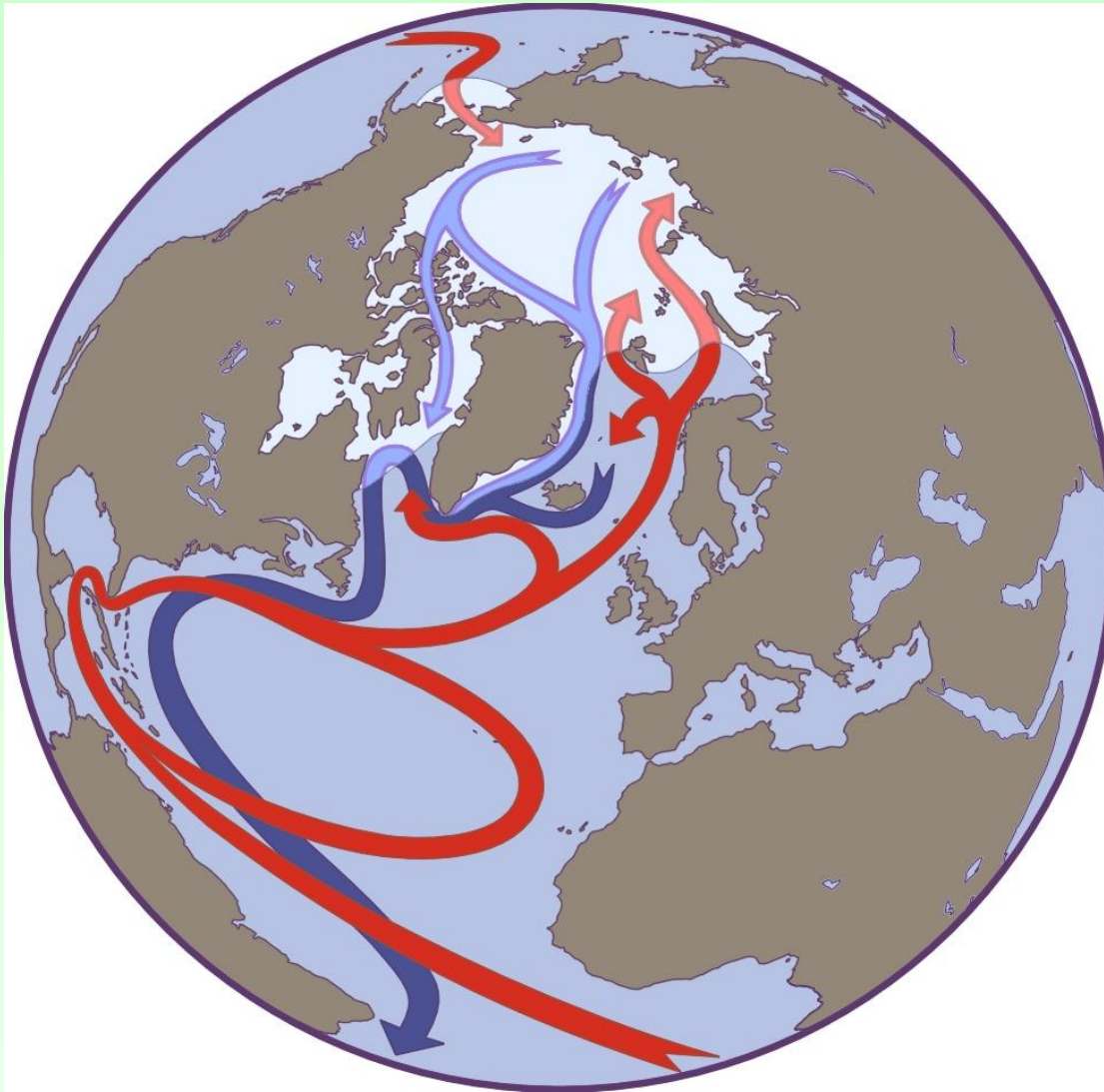
*Моделирование циркуляции,
ледового режима и баланса
пресной воды в системе
Северной Ледовитый океан –
Северная Атлантика*

Арктический бассейн и приток пресной воды как элемент глобального гидрологического цикла



Арктический бассейн составляет 5% общей площади Мирового океана и всего 1.1% его объема. Однако, он привносит 11% всего объема пресной воды в Мировой океан. Сибирские реки дают около 55% , МcKenzy - 5 % , Берингов пролив около 40%.

«Конвеерный» пояс в Арктике и Северной Атлантике



Схематическая картина циркуляции Северного Ледовитого океана и Северной Атлантики.

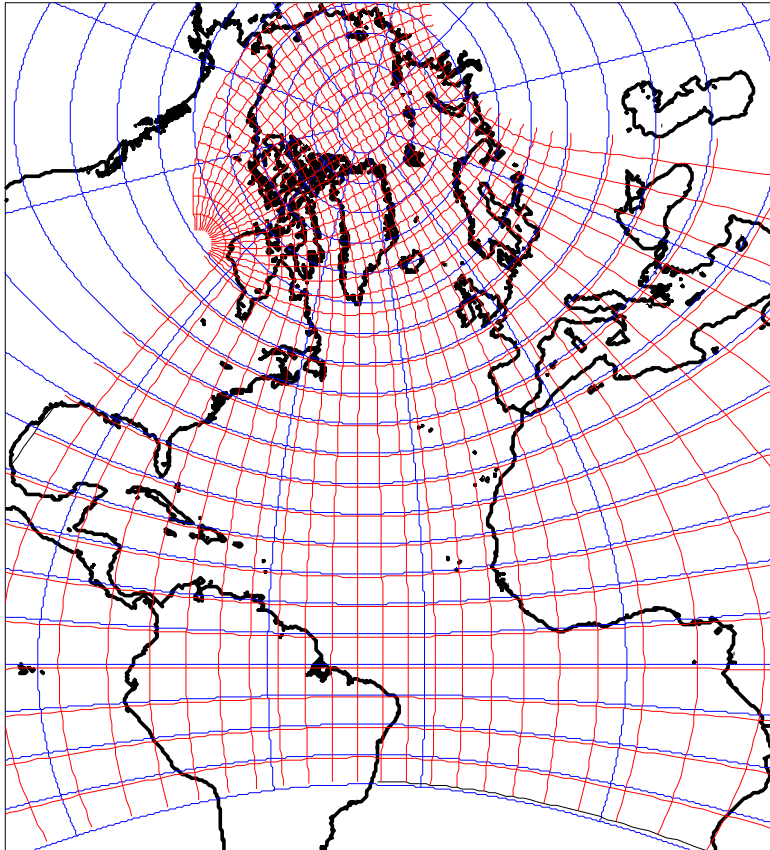
Красные стрелки представляют относительно теплые воды низких широт, проникающие в Арктику, голубые и синие линии представляют экспорт холодных вод из Арктики.

(G. Holloway, Institute of Ocean Sciences, Sidney, British Columbia).

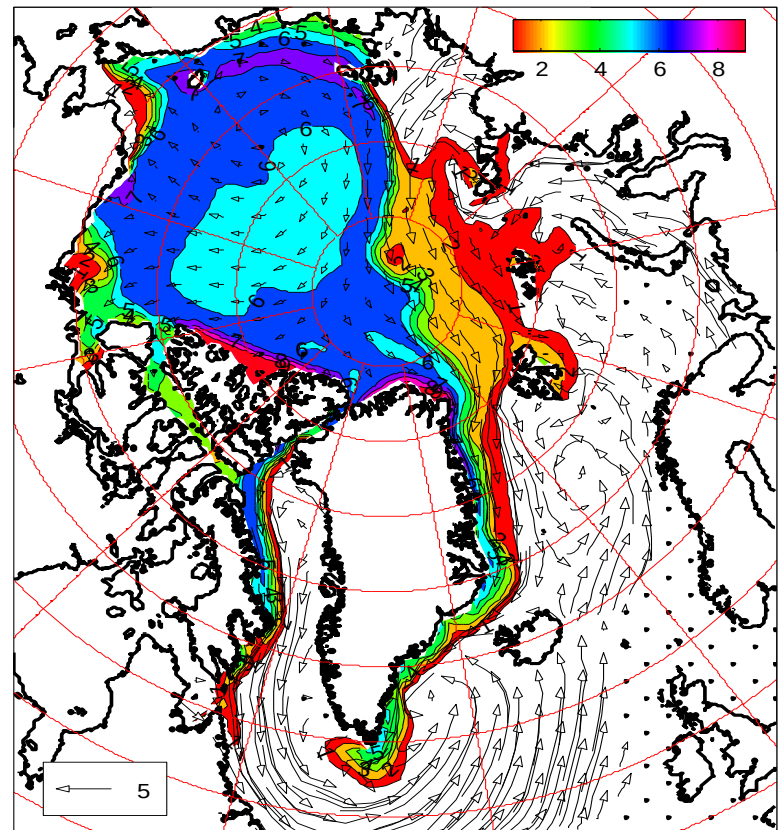
«Большая соленостная аномалия» 70-х изменила условия формирования глубинных вод Северной Атлантики. Это повлияло на меридиональную термохалинную циркуляцию.

3D численная модель циркуляции Арктика – Северная Атлантика

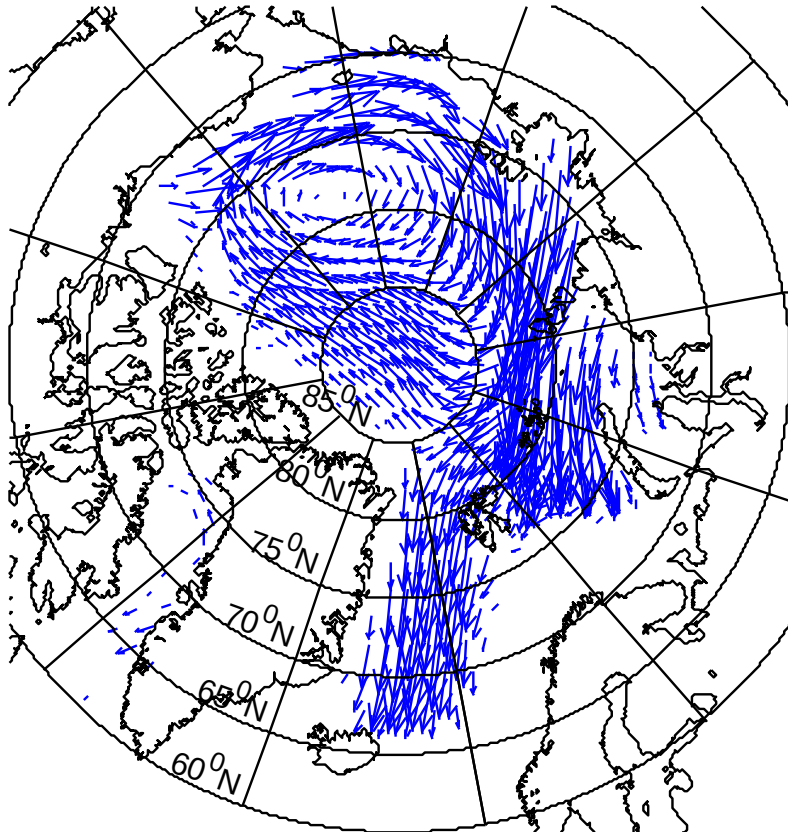
Модель циркуляции океана для бассейнов Арктического океана и Северной Атлантики на сопрягающихся сетках разработана в ИВМиМГ СО РАН. (Кузин [1985], Кузин, Голубева, Платов [2006], Голубева, Платов [2007])



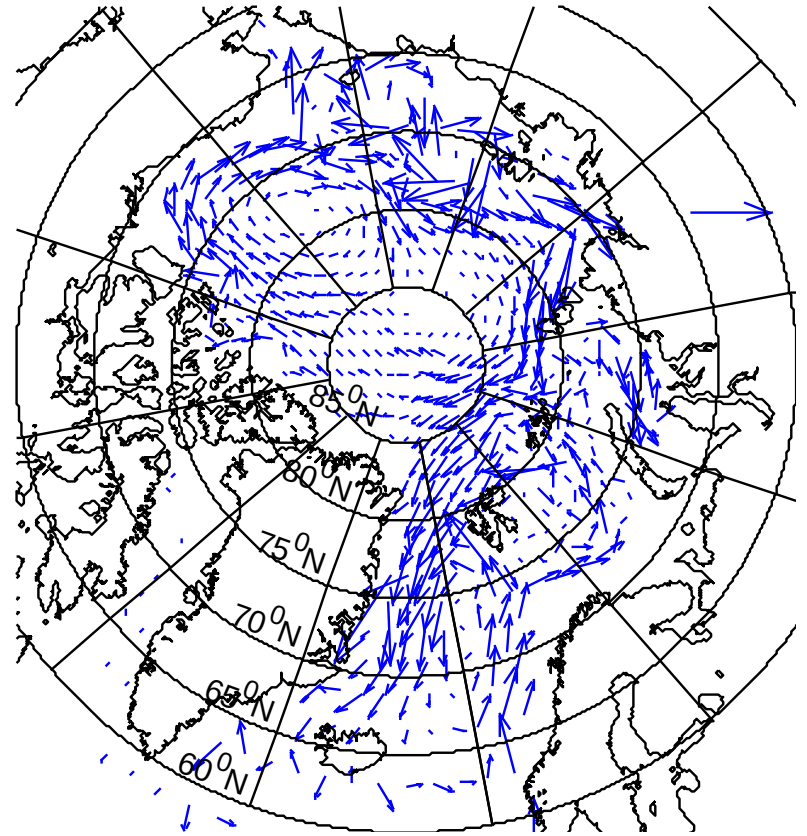
Картина толщины
и дрейфа льда



Циркуляция в модели



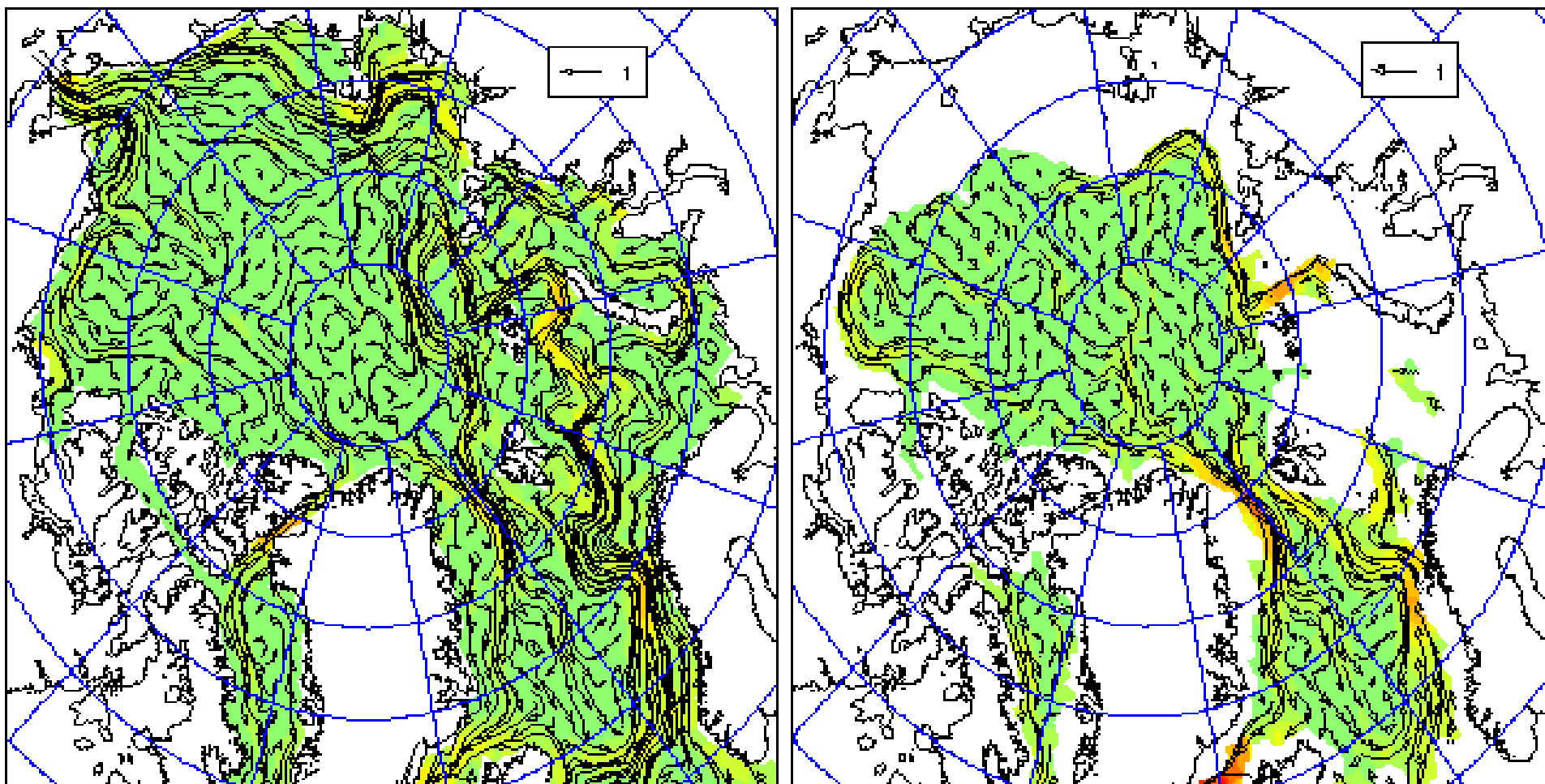
Лед



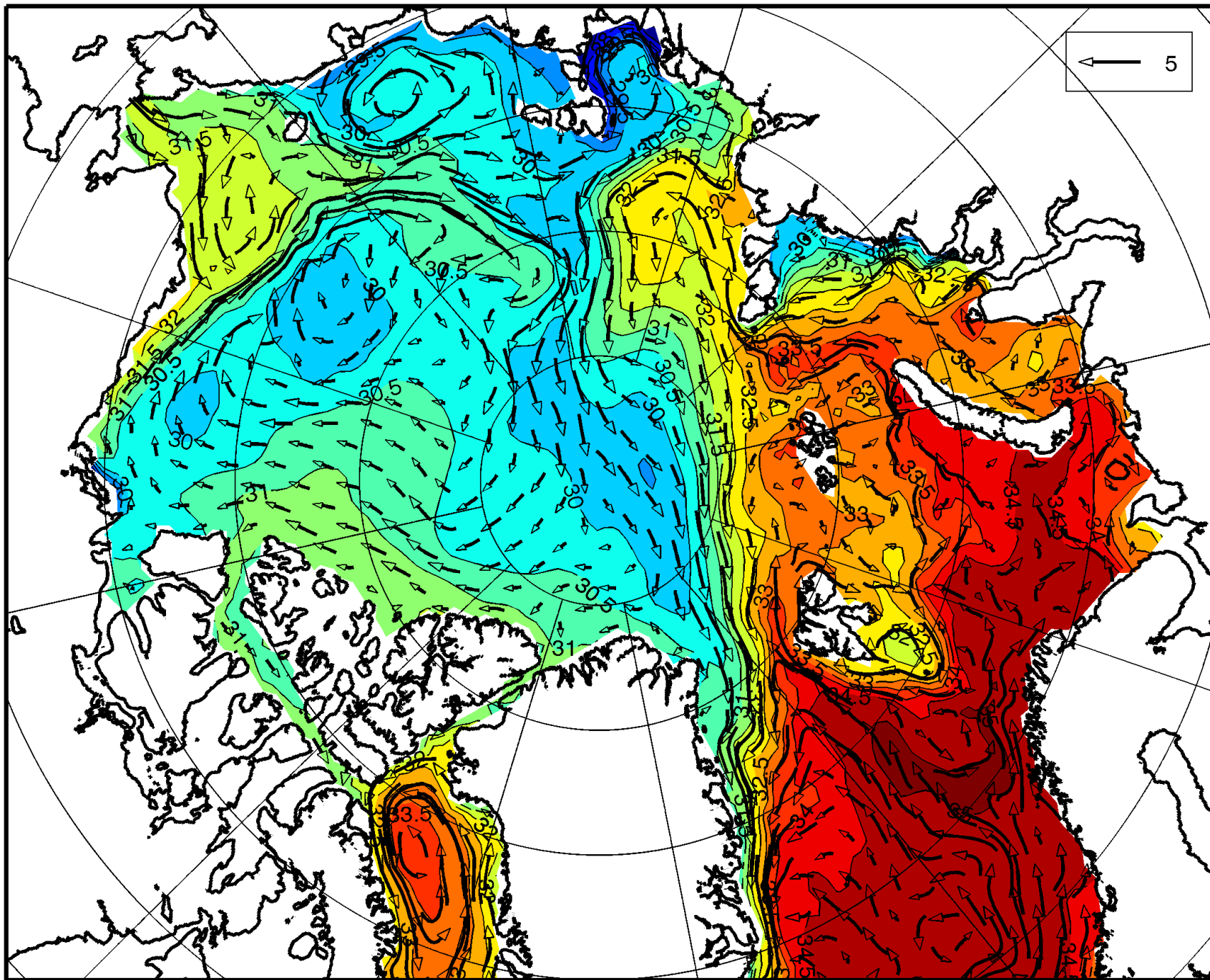
Океан

Поле течений на глубине 250 м (справа) и 500 м (слева),
полученные по модели.

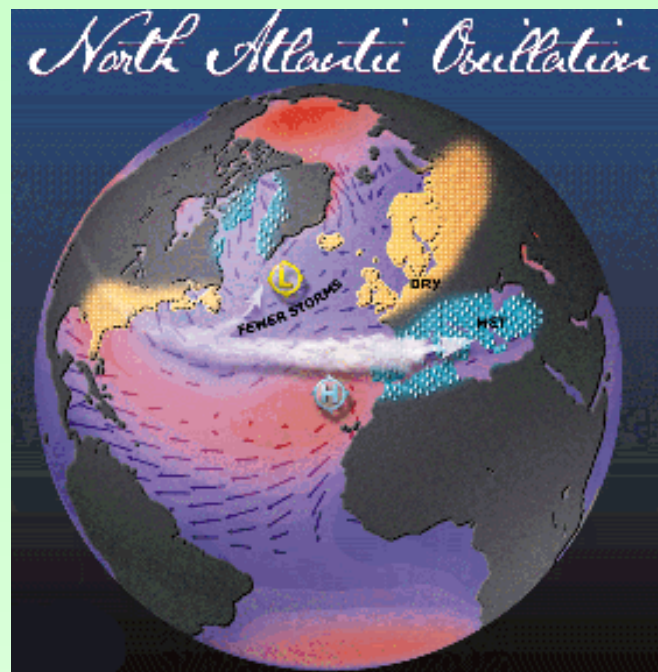
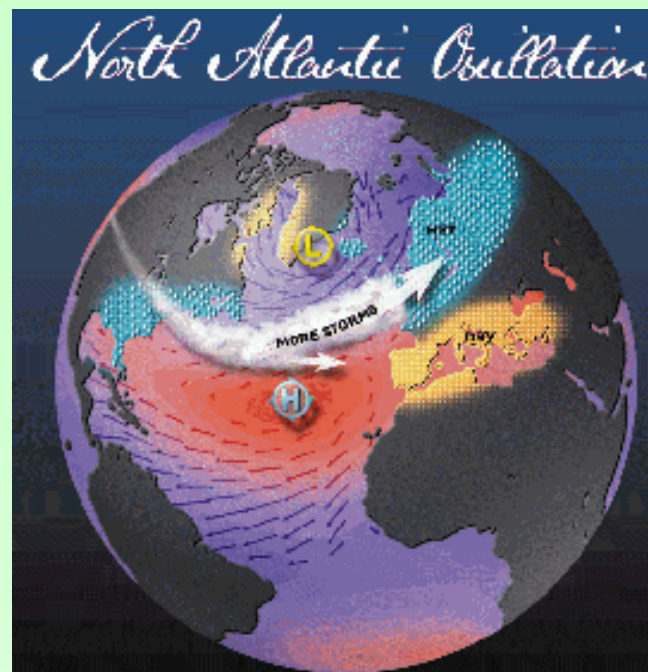
Цвета характеризуют величину модуля скорости.



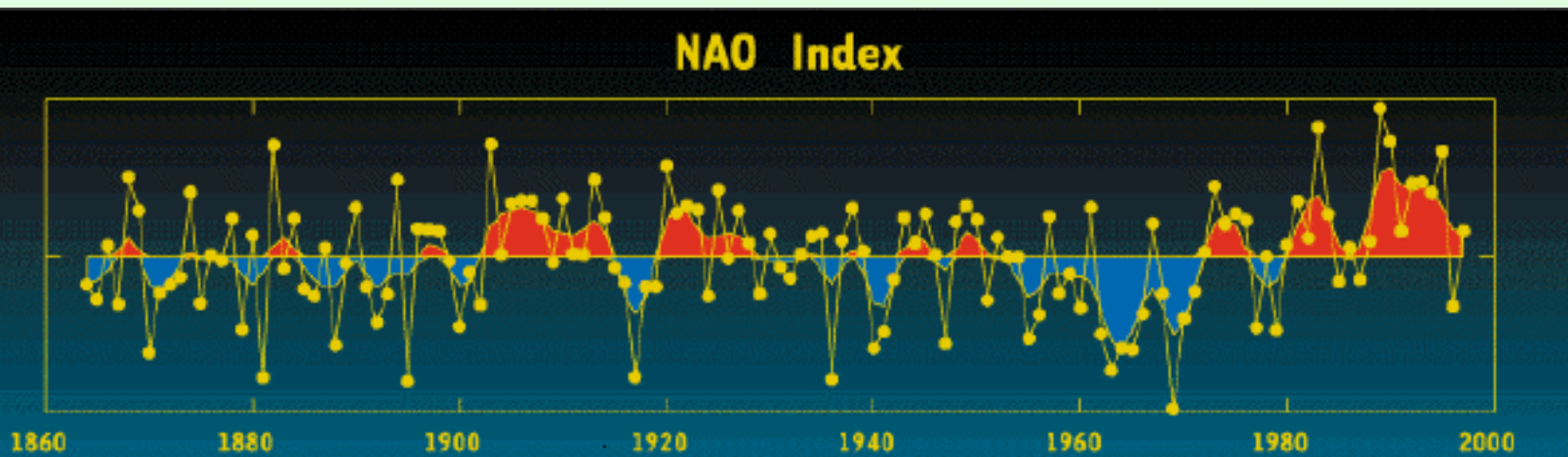
Salinity (psu) and Velocity Vectors (cm/s) (0-50m averaged) 1961



Североатлантическая осцилляция (NAO) является региональным проявлением Арктической осцилляции (АО), и является полусферной модой изменчивости усиления и ослабления полярного вихря [Thompson and Wallace, 1998; Hurrell, 1995; Ting et al., 1996].

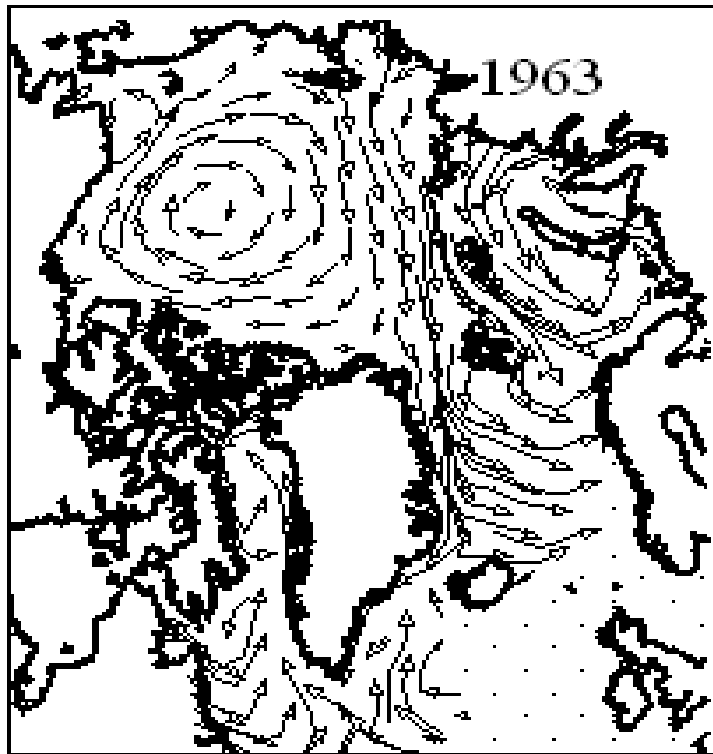


Положительные и отрицательные фазы NAO ассоциируются с усилением и ослаблением разности давления между Исландским минимумом и Азорским максимумом



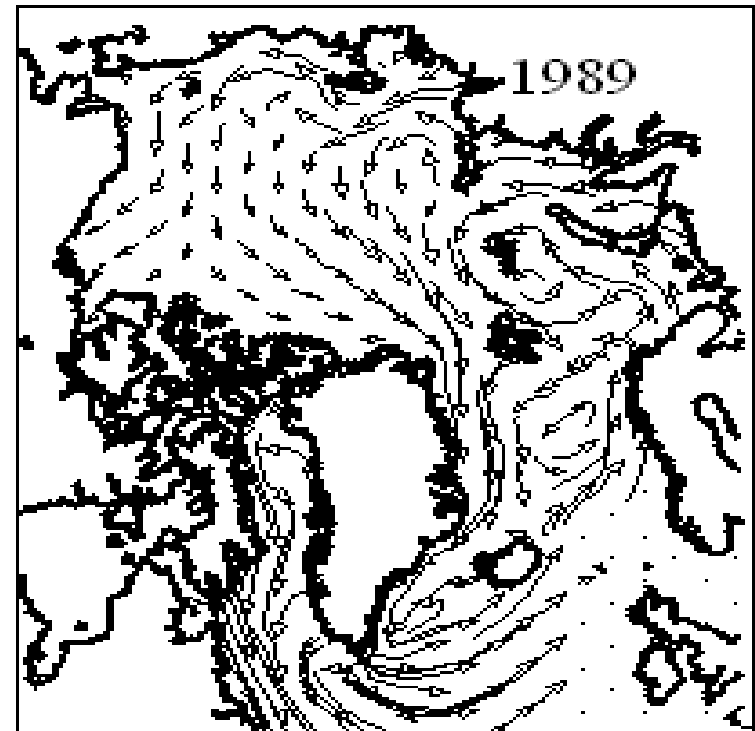
Две основные моды циркуляции Арктического океана как отклик к вариациям индекса NAO

Отрицательный индекс NAO – антициклональная мода



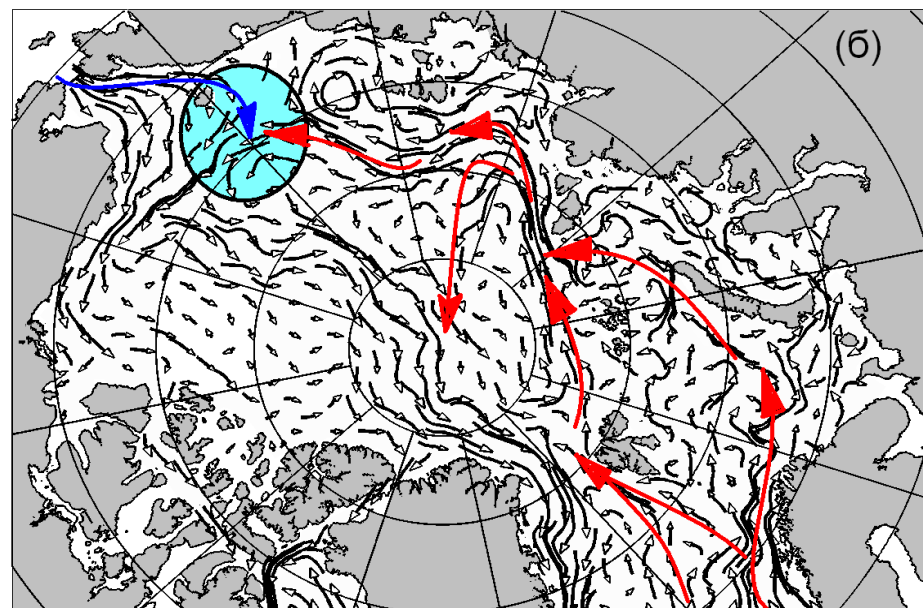
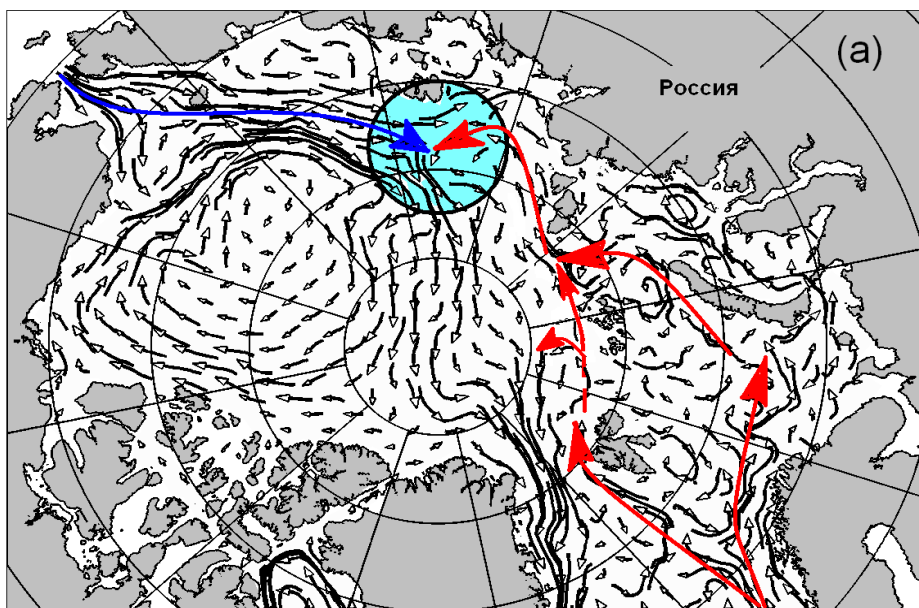
1960, 1961, 1963, 1965, 1966, 1969,
1970-1973, 1977-1980, 1982-1983,
1985-1986, 1988, 1992, 1994, 1996,
1998, 2001

Положительный индекс NAO – циклоническая мода



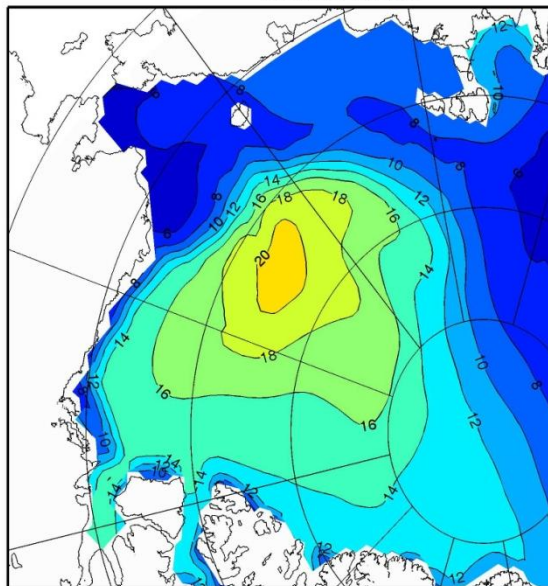
1967, 1968, 1981, 1984, 1989, 1993,
1995, 1997, 1999, 2000, 2002, 2003

Границы проникновения тихоокеанских и атлантических вод

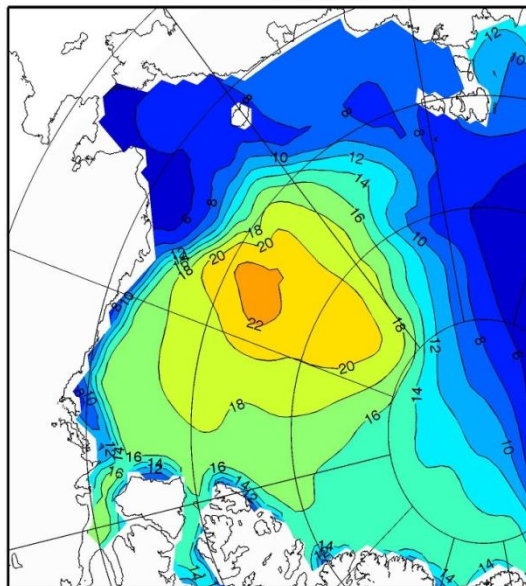


При антициклональной циркуляции тихоокеанские воды (ТВ) проникают далеко на запад вдоль Сибирского шельфа и выносятся трансполярным дрейфом через пролив Фрама. При циклонической циркуляции ТВ отжимаются к побережью Америки и распространяется в Северную Атлантику через Канадский архипелаг.

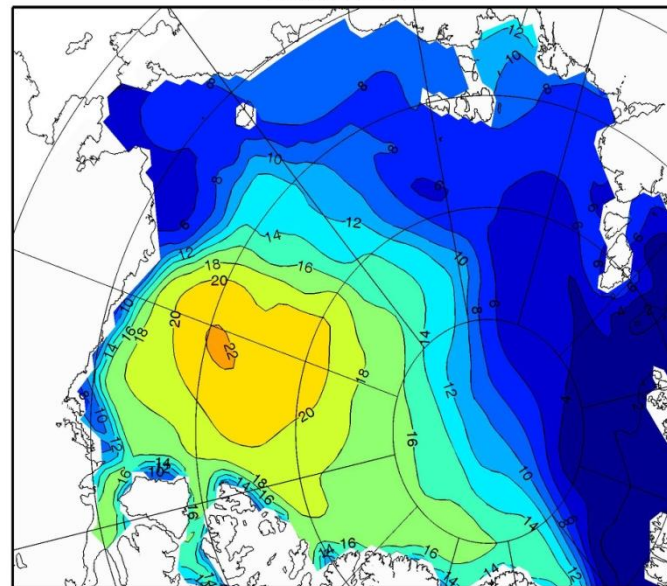
FWC, years: 1948-1972



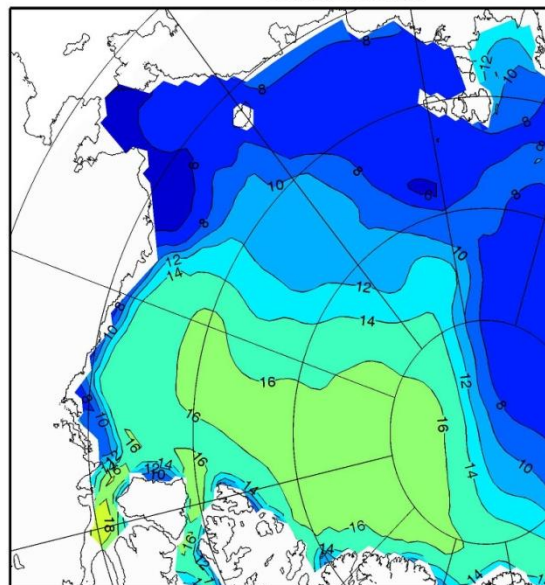
FWC, years: 1972-1981



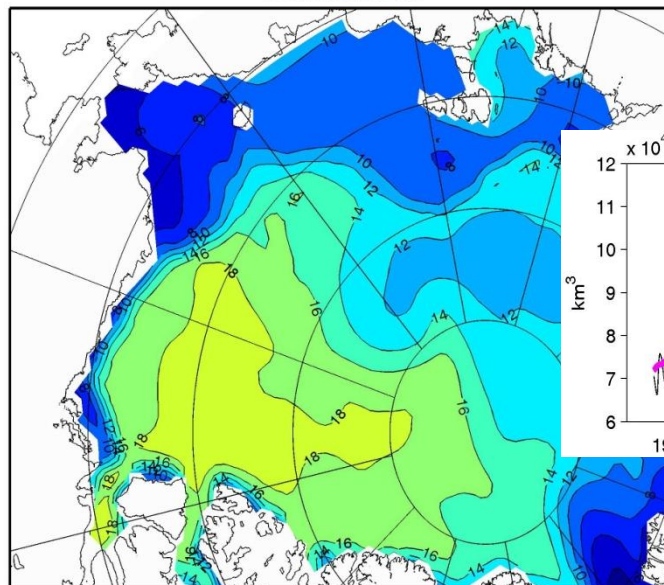
FWC, years: 1981-1989



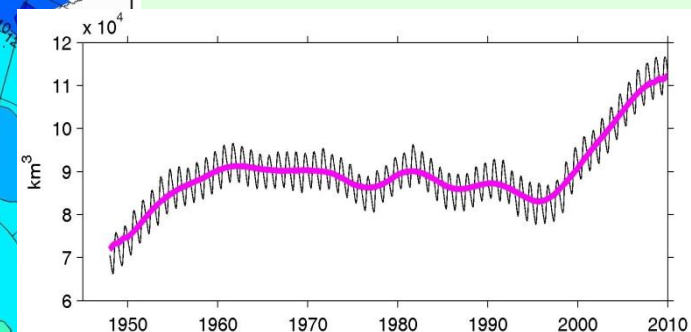
FWC, years: 1989-2004



FWC, years: 2004-2009

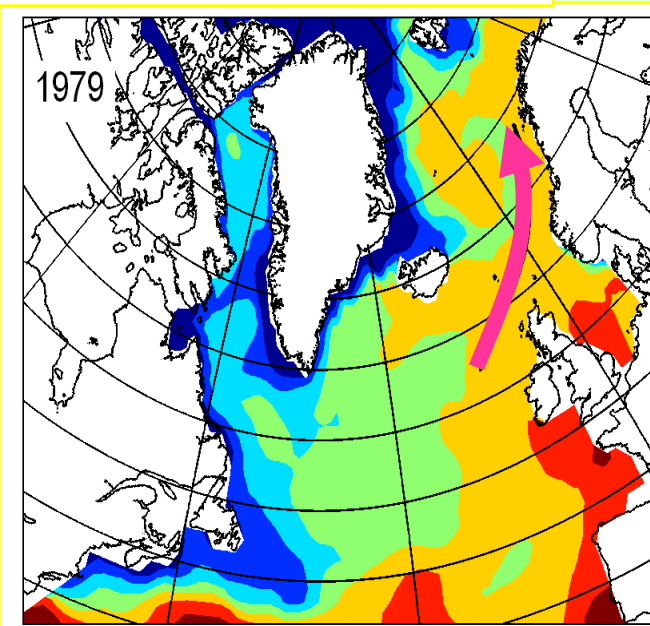
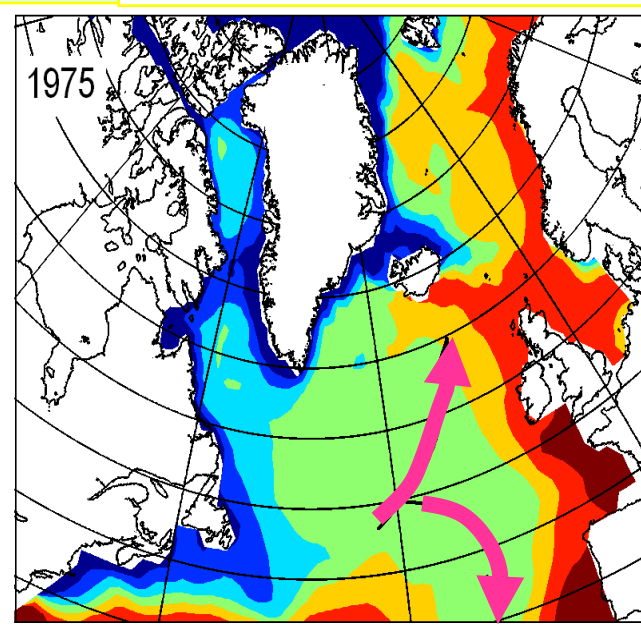
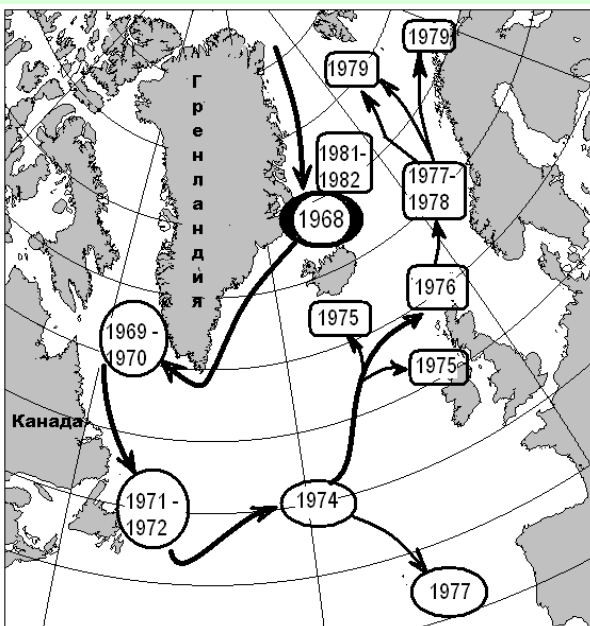
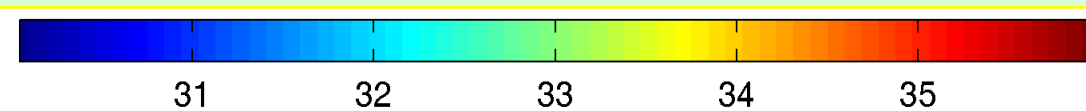
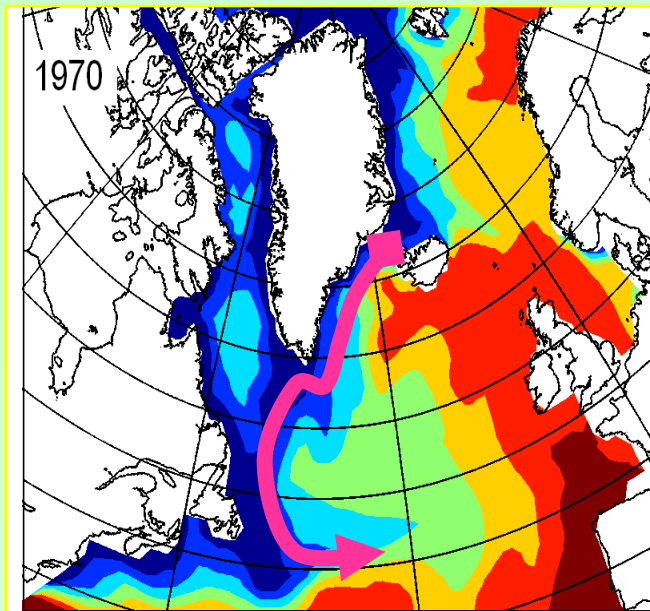
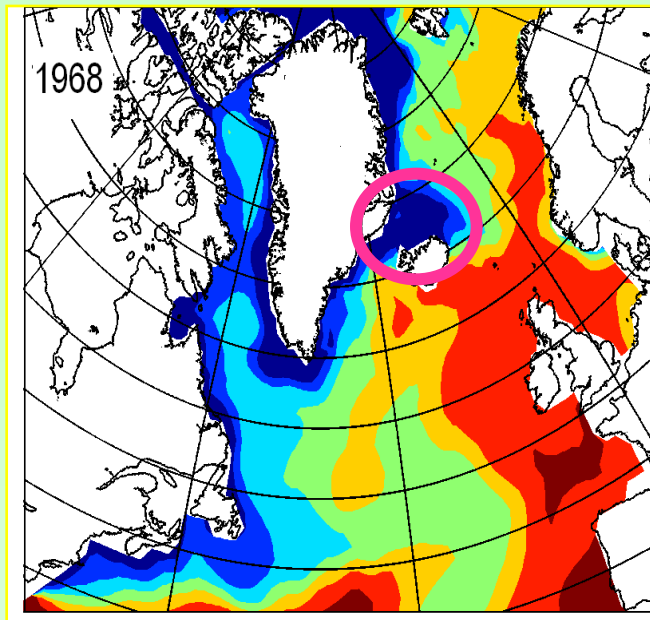


Объем пресной воды в Арктическом бассейне



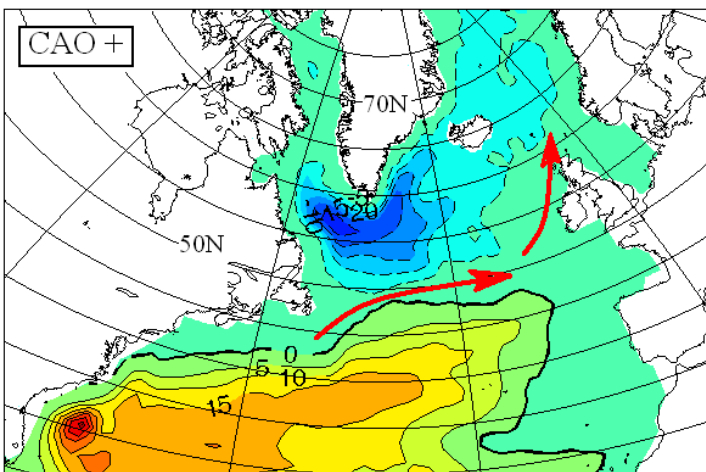
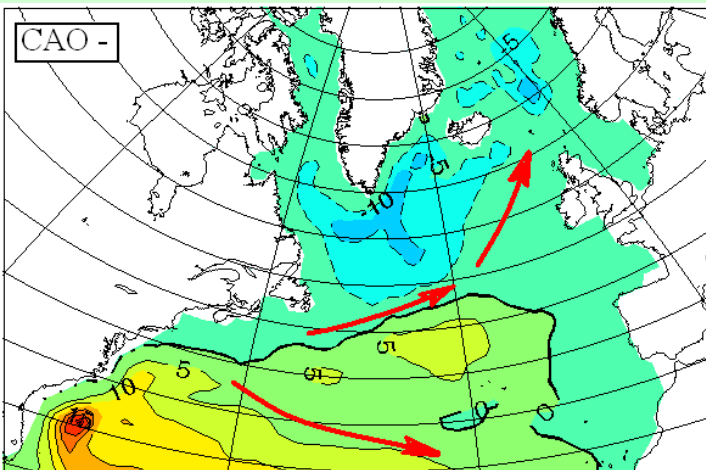
Путь распространения «Большой Соленостной Аномалии» 1968 -1979 гг. (результаты расчетов)

1968-1982 гг. данные
Raymond W. Schmitt
(<http://www.whoi.edu/oceanus>)

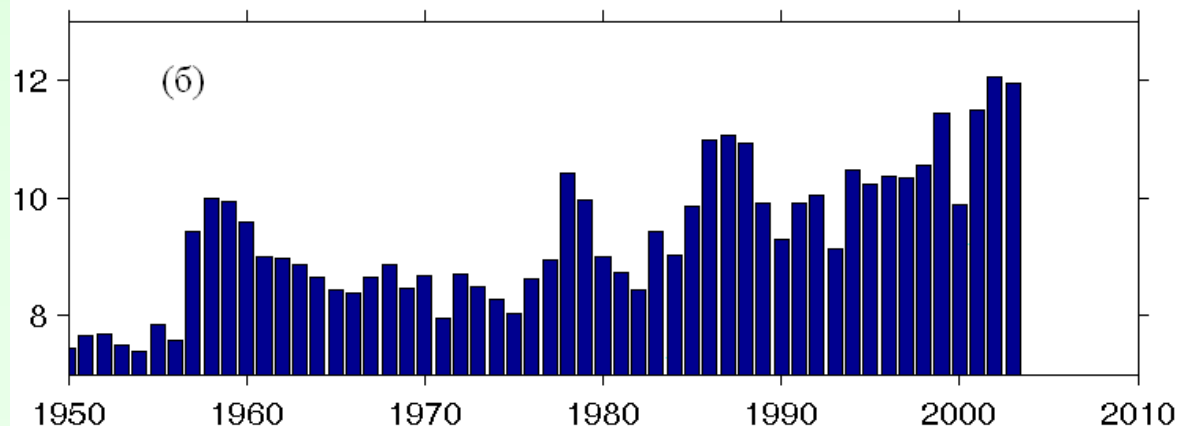
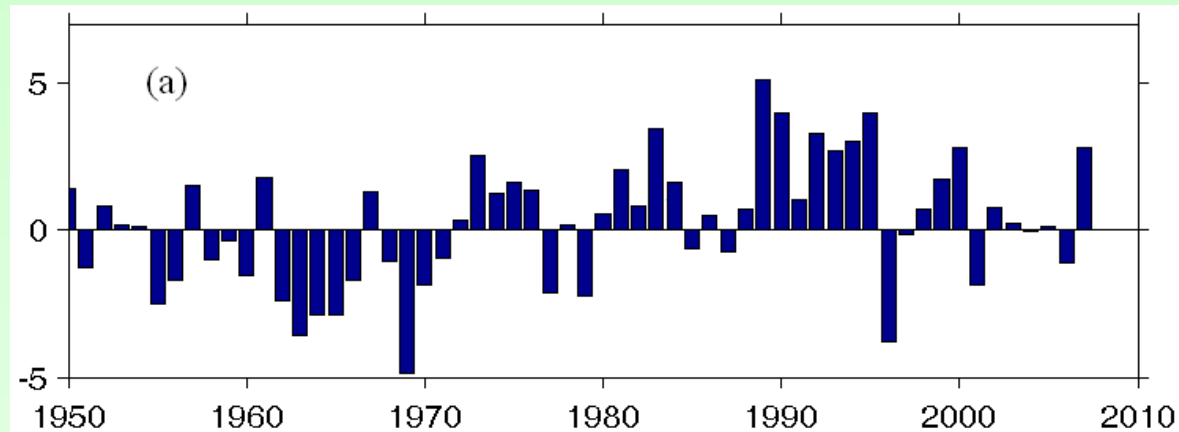


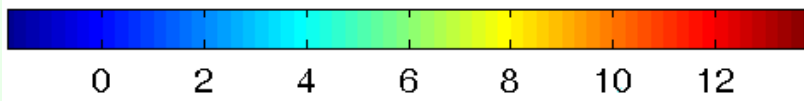
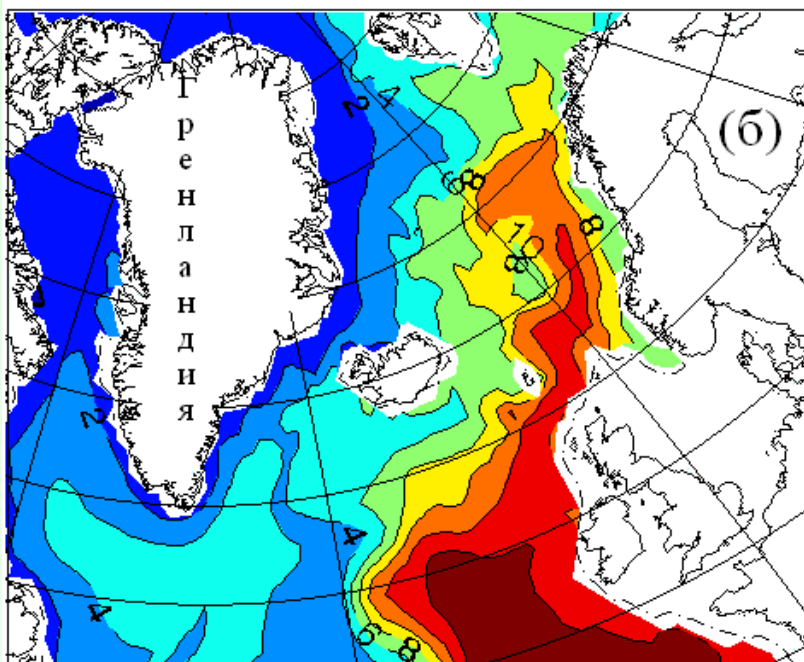
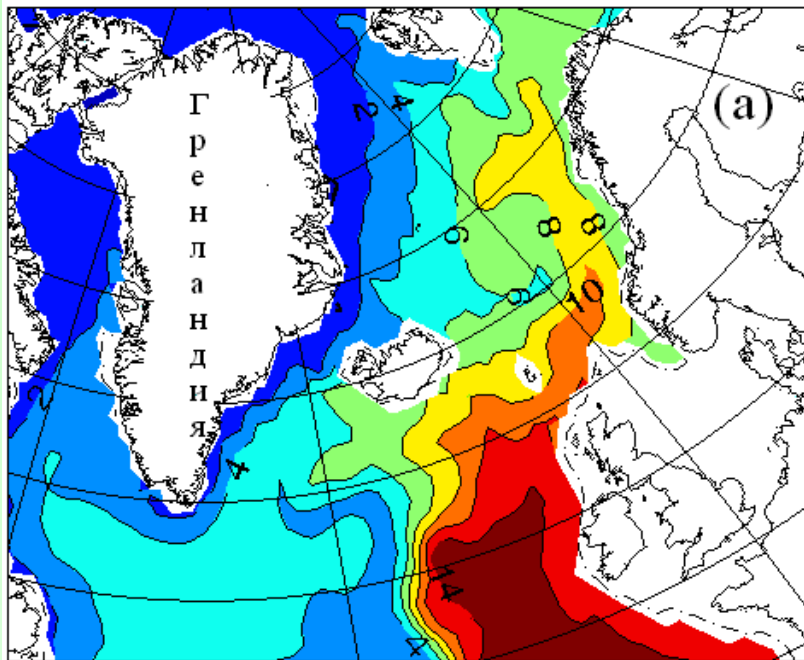
NAO и изменения температуры в Северной Атлантике и северных морях по результатам численного моделирования

Интегральная функция тока в различные периоды NAO. В период отрицательной фазы NAO ослаблен субполярный и субтропический круговорот (1960-1970 годы). Усиление циркуляции вод переноса в период положительной фазы NAO (1990 – 2000 годы)



Резкое увеличение температуры водной массы в Норвежском море происходит в период снижения интенсивности положительной фазы NAO
(а)-Индекс NAO для периода расчета: (б) значение температуры на глубине 150 м.





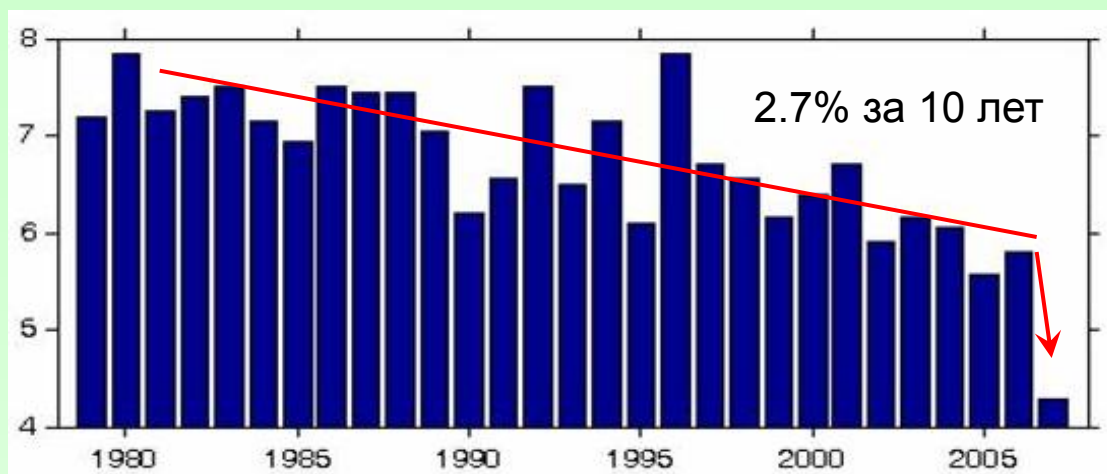
Распределение температуры на глубине 150 м:

(а) - 2000 г; (б) – 2003 г.

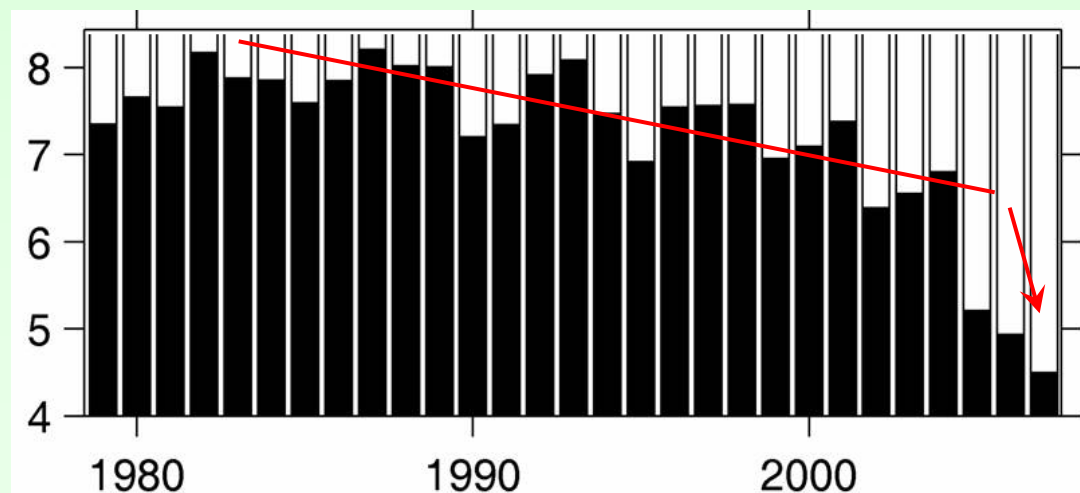
Период 2000 - 2003 гг.
соответствует снижению
интенсивности положительной
фазы NAO и
повышению температуры водной
массы, поступающей в Норвежское
море.

Формирование ледового режима Арктического океана для периода 1948 – 2007 гг.

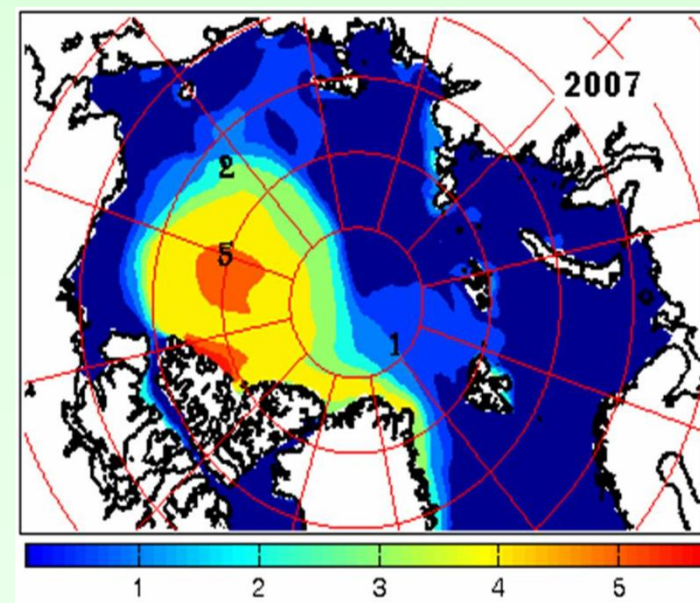
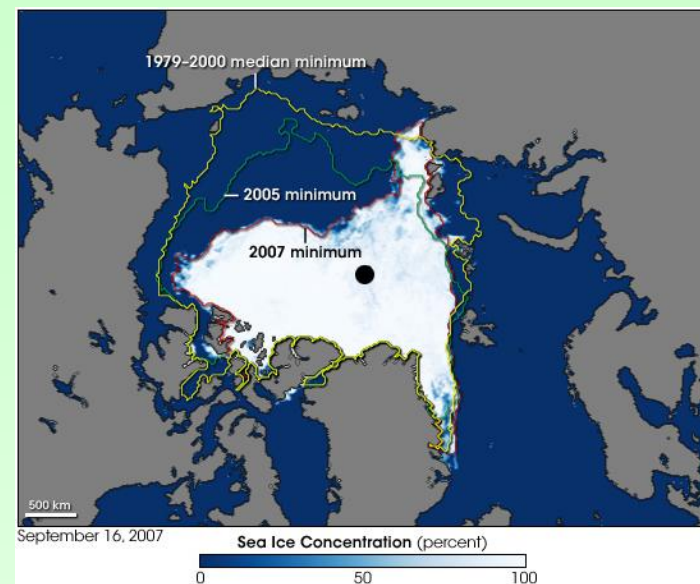
Сокращение Арктического льда (млн.кв.км) Минимум ледового покрытия в 2007г.

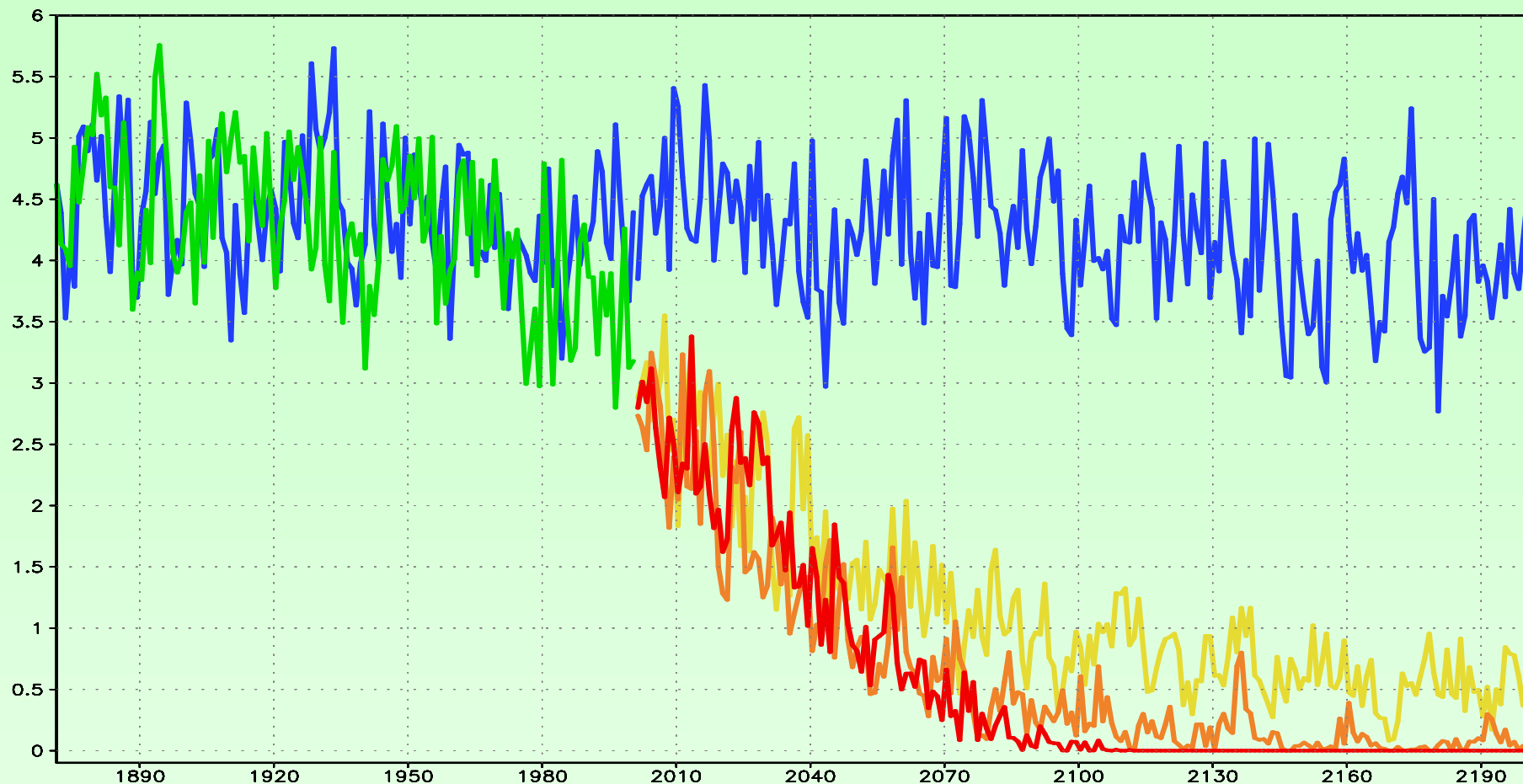


Наблюдения



Моделирование ИВМиМГ СО РАН





Площадь морских льдов в Арктике (10^6 км^2) контрольный – голубой, сценарий A2 – красный (модель ИВМ РАН)

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

- Мировой океан является важной частью климатической системы, поскольку он участвует в перераспределении тепла на Земном шаре, является также важным элементом в глобальном гидрологическом цикле.
- Климатические изменения Мирового океана существуют в широких временных масштабах:
 - Межгодовая изменчивость – Эль-Ниньо;
 - Междекадная изменчивость – PDO;
 - Глобальные изменения.

Исследование климатических процессов в Мировом океане и его частях требует использования всех современных средств измерений и аппарата математического моделирования на уровне глобальных и региональных моделей.

- Численные модели достаточно хорошо описывают качественные и количественные характеристики изменчивости Мирового океана, однако существуют и весомые отклонения от данных наблюдений.
- Перспективой развития исследований Мирового океана является создание комплексов модель – данные на основе методов усвоения.

Спасибо за внимание!

