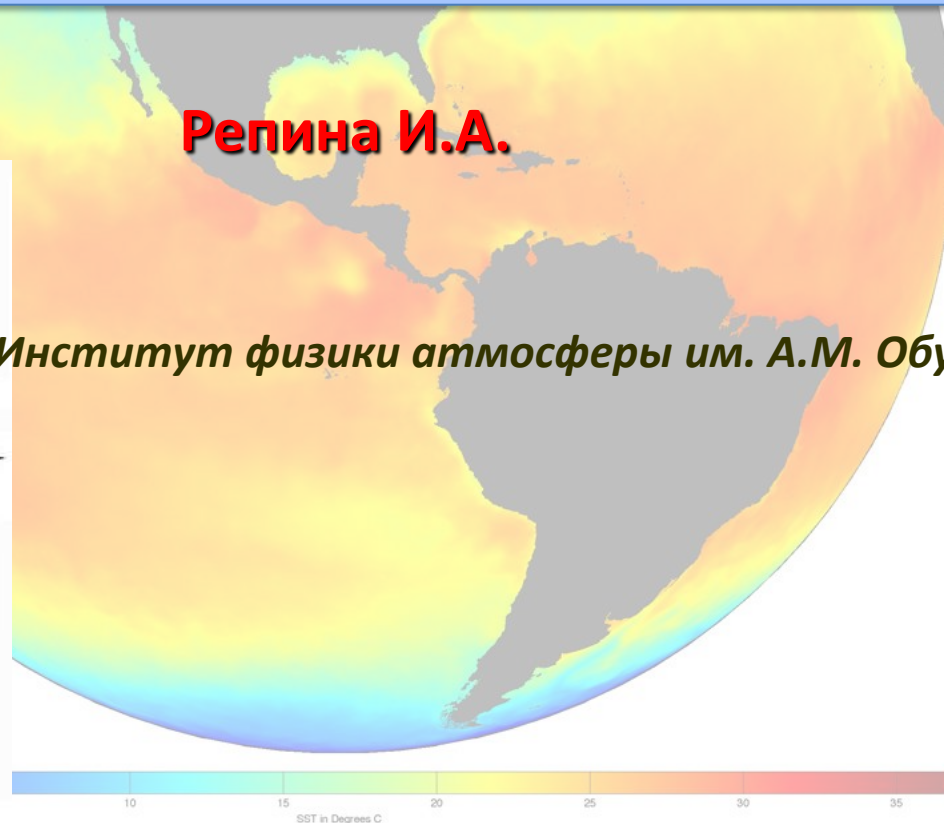


**Исследование взаимодействия атмосферы и океана
методами дистанционного зондирования Земли из
космоса**

Репина И.А.

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН

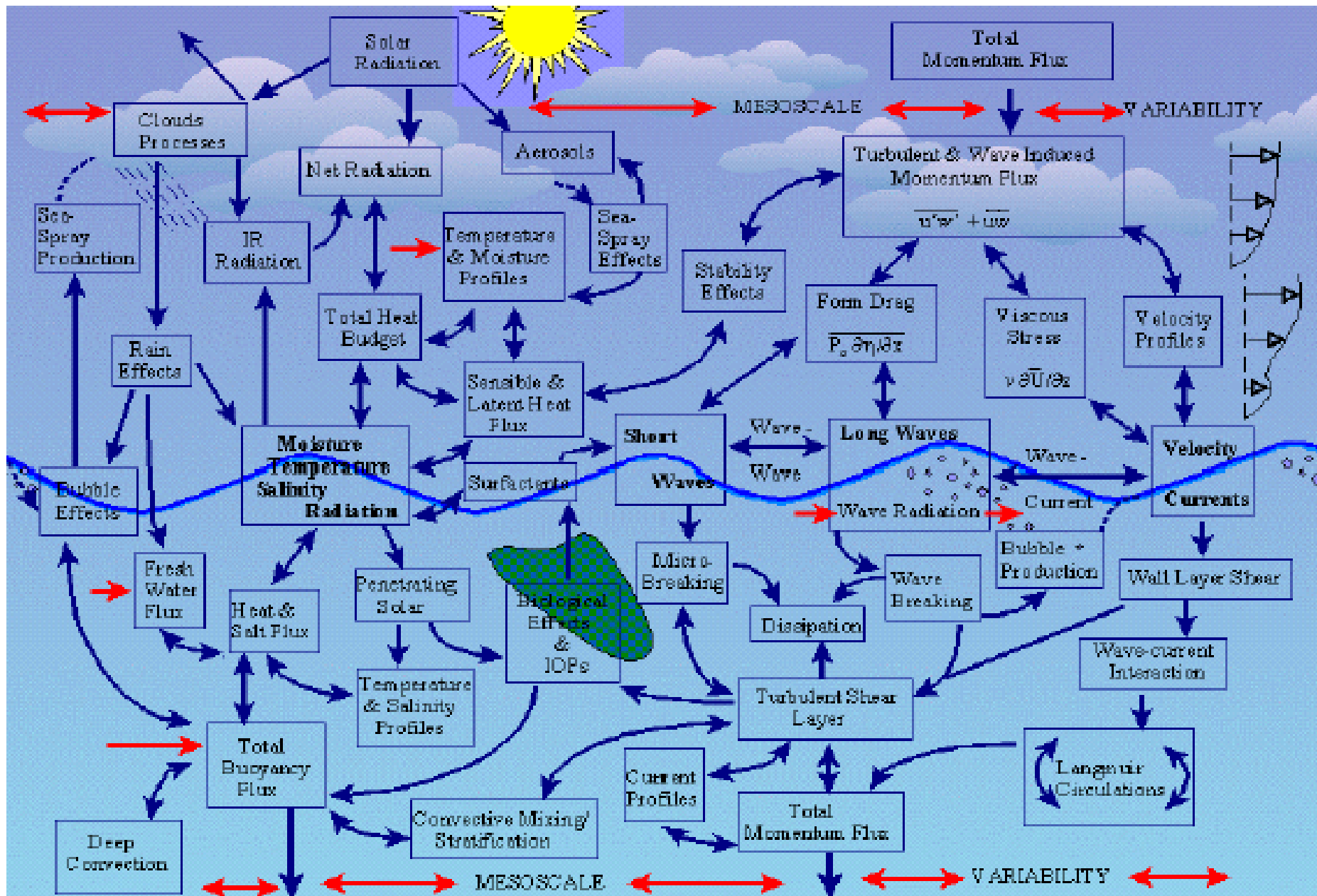


Взаимодействие атмосферы и океана

Это перераспределение поступающей солнечной энергии через обменные процессы между океаном и атмосферой и связанные с ними процессы переноса энергии в атмосфере и океане.

- ❑ **Связи в системе океан-атмосфера**
- ❑ **Граничные условия для океана и атмосферы**
- ❑ **Глобальный и региональный энергетический баланс в системе океан-атмосфера**

Некоторые аспекты взаимодействия атмосферы и морской поверхности



Процессы взаимодействия атмосферы и океана

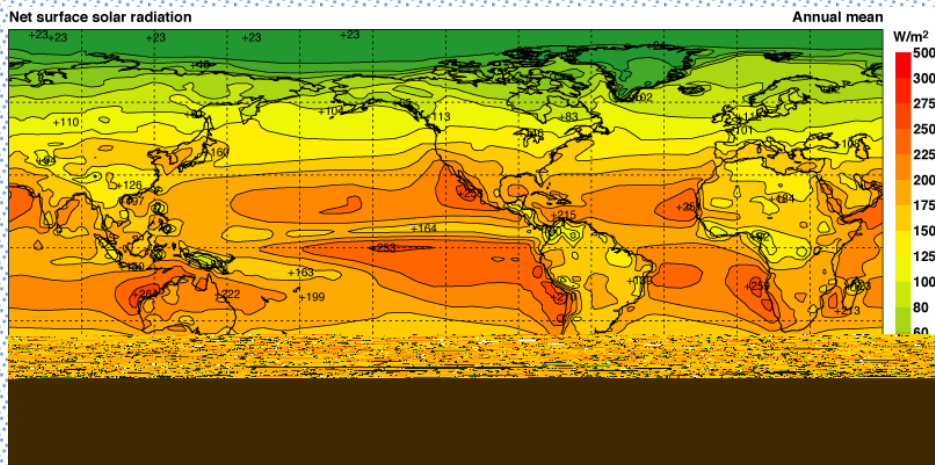
- Ветро-волновое, ветро-ледовое взаимодействие (обмен импульсом)
- Радиационный обмен
- Теплообмен (турбулентные потоки тепла и влаги)
- Газообмен (углекислый газ, метан)

Процессы, которые возникают из-за переноса энергии, вещества и импульса между атмосферой и океаном и их масштабы

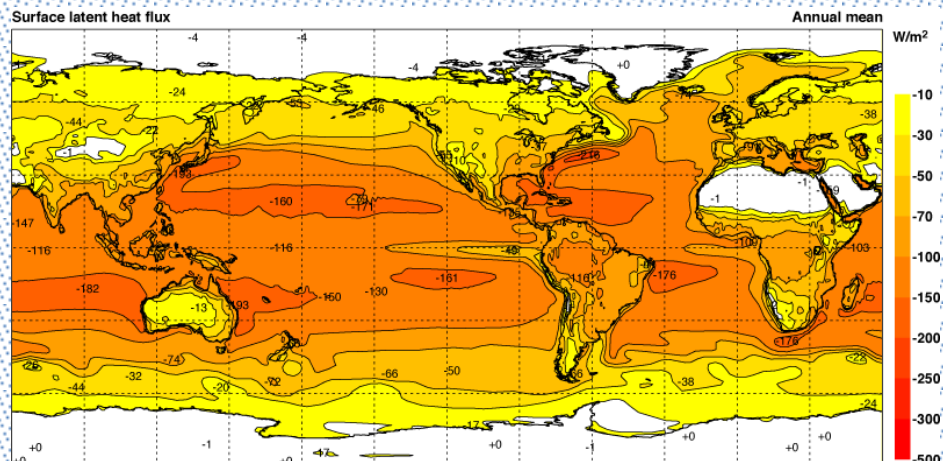
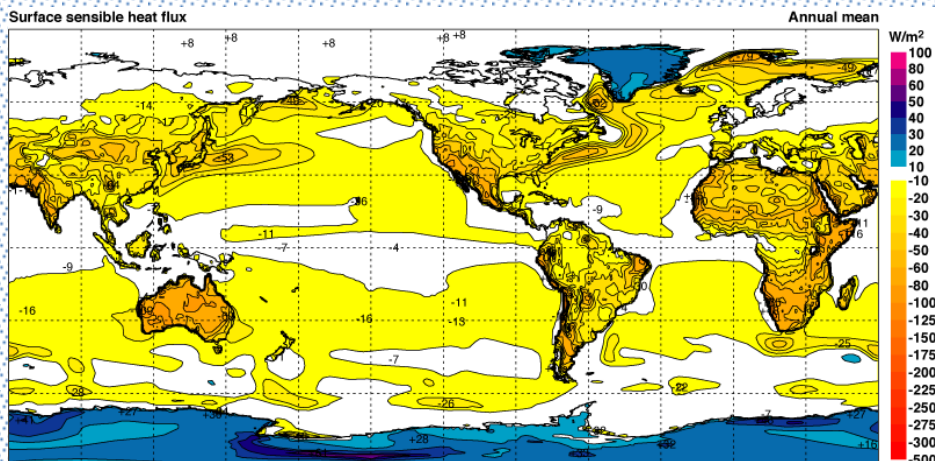
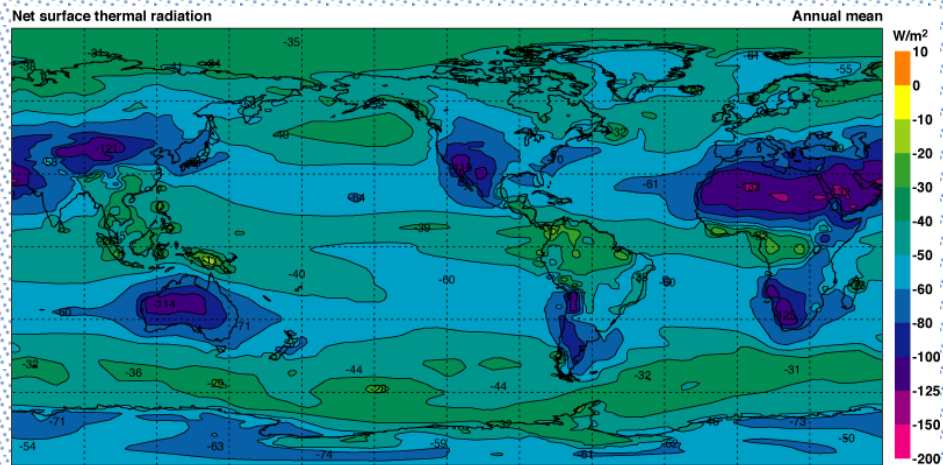
Процесс	Временной масштаб	Пространственный масштаб
Газообмен	1 с.	10^{-5} м
Поверхностные волны	10^{-2} - 10^2 с	10^{-3} – 10 м
Поток импульса	10^{-2} – 10 с	10^{-3} – 10 м
Морская турбулентность	1 – 10^3 с.	10^{-3} – 10^2 м
Циркуляция Лангмюера	10 – 10^3 с.	10^{-2} – 10^2 м
Атмосферная турбулентность	10^{-1} – 10^3 с	10^{-3} – 10^3 м
Ураганы	10^5 с	10^5 м
Эль-Ниньо	10^8 с	10^7 м

Климатология взаимодействия атмосферы и океана

Коротковолновая радиация



Длинноволновая радиация



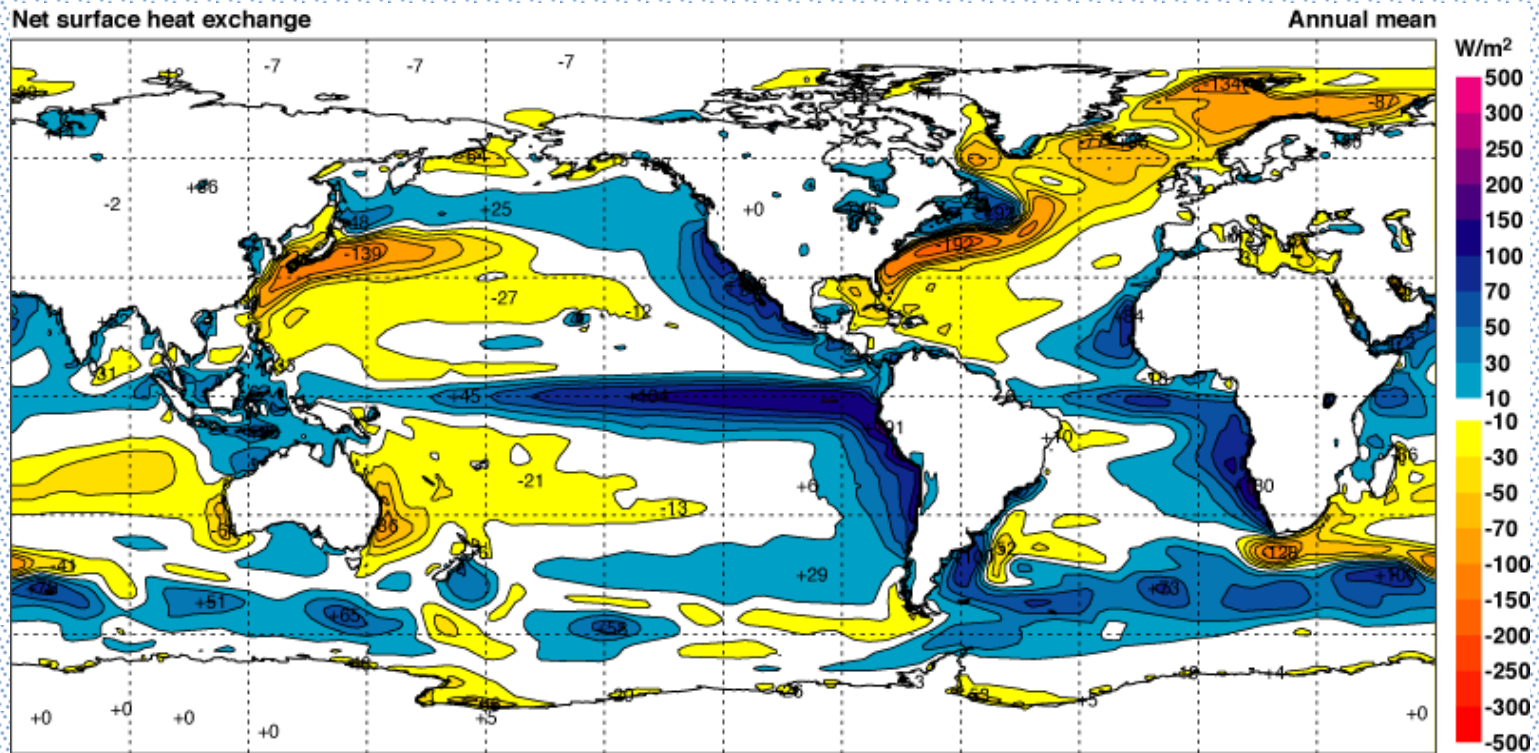
Явное тепло

Скрытое тепло

Баланс тепла в океане:

$$H = SW\downarrow - LW\uparrow - Qh\uparrow - Qe\uparrow$$

0 100 65 8 27



Суммарный поток тепла

Источники информации о турбулентном теплообмене

1. Прямые наблюдения

3. Реанализы (ERA-Interim, NCEP, ASR и т.д.)

4. Спутниковые данные (AOFlux, HOAPS)

5. Данные регионального моделирования (WRF, COSMO)

$\bar{u}(z), \bar{w}(z), \bar{T}(z), \bar{q}(z)$

u', w', T', q'

← Отклонения

Height Above Ground

Средний поток

вихри

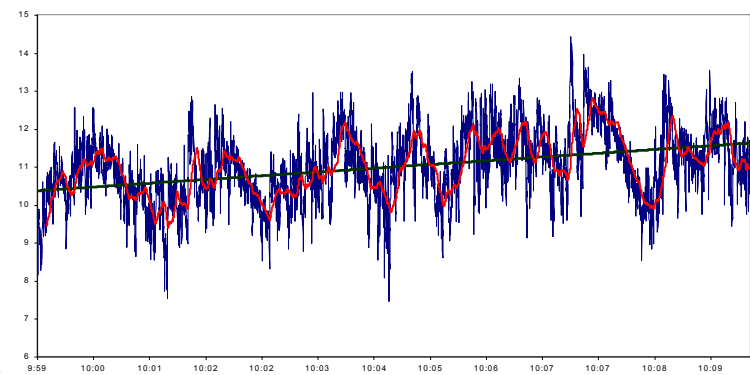
Турбулентность

Скорость ветра

Средняя величина

$$A = a + a^* + a'$$

- a – среднее значение сигнала
- a^* - мезомасштабная составляющая
- a' – пульсационная составляющая





$$U(z) = \frac{u_*}{K} \left(\ln \frac{z}{z_0} \right)$$

U – средняя скорость ветра

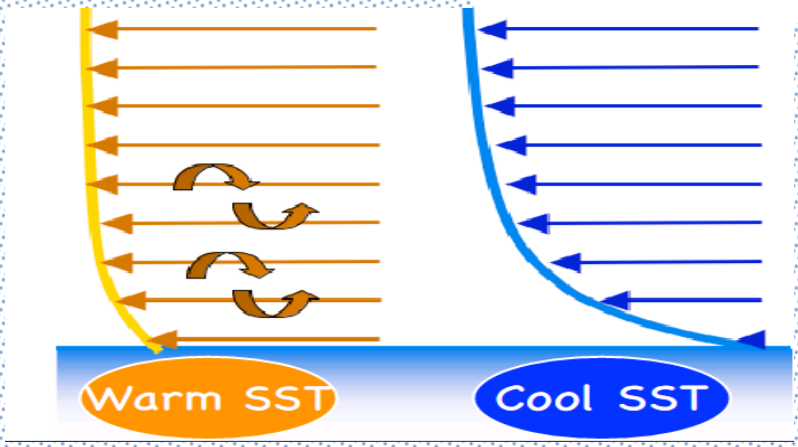
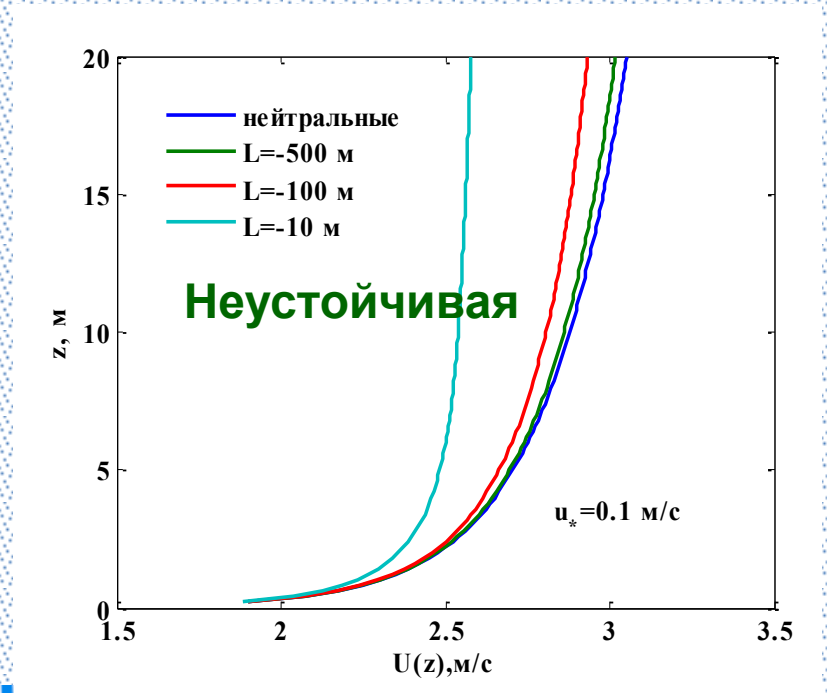
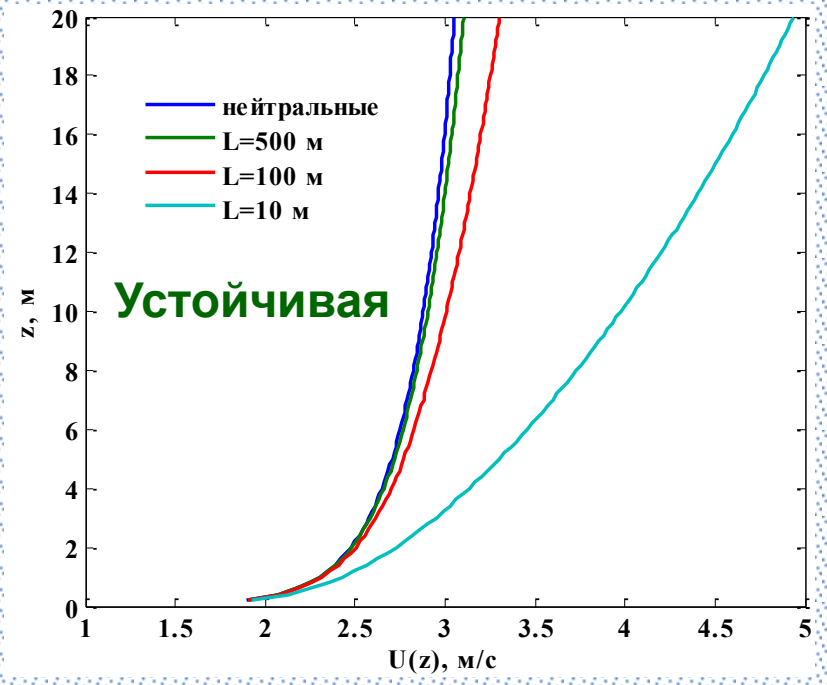
u^* - динамическая скорость

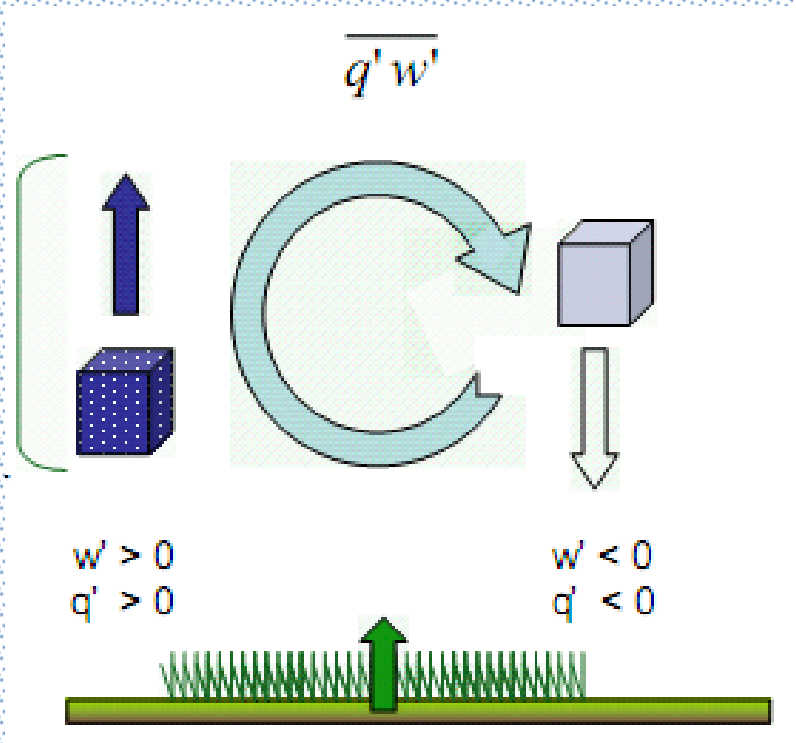
K – постоянная Кармана

z – высота измерений

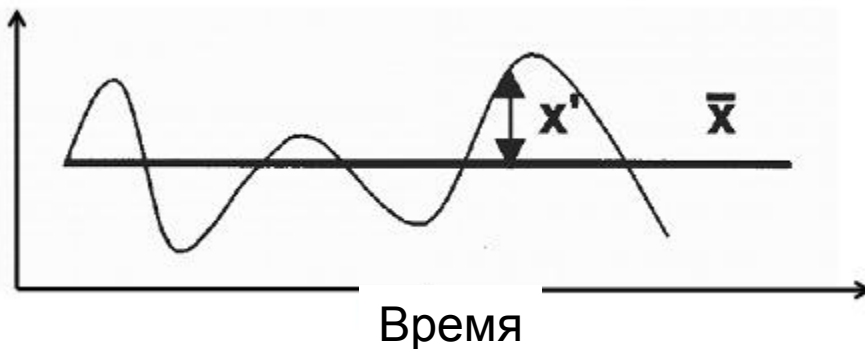
z_0 – параметр шероховатости

Отклонение профиля ветра от логарифмического при различных условиях стратификации





Ковариации между отклонениями (пульсациями) температуры, влажности, скорости ветра, концентрации вещества и вертикальной скорости ветра определяют поток тепла, влаги, импульса и вещества.



$$\overline{w'x'} = \frac{1}{N-1} \sum_{k=0}^{N-1} [(w_k - \overline{w_k})(x_k - \overline{x_k})]$$

Пульсационный метод определения турбулентных потоков

Измеряемые величины
 q, c, T, U, V, W
 10-20 Hz

$$s' = s - \bar{s}$$



$\tau = -\rho_0 [\mathbf{i}\overline{u'w'} + \mathbf{j}\overline{v'w'}] = \rho_0 u_*^2$ - ПОТОК ИМПУЛЬСА
 $H = c_p \rho_0 \overline{w'T'}$ - Поток тепла
 $L_E = \rho_0 \overline{w'q'}$ - Поток скрытого тепла
 $F_{co_2} = \overline{w'c'}$ - Поток углекислого газа

$\tau = \rho C_D u_z^2$
 $H = \rho c_p C_H u_z (T_0 - T_z)$
 $L_E = L_s C_E u_z (q_0 - q_z)$

$C_D = \left(\frac{u_*}{u_z}\right)^2$ - Коэффициент сопр.
 $C_H = \frac{\overline{w'T'}}{u_z (T_0 - T_z)}$ - Число Стентона
 $C_E = \frac{\overline{w'q'}}{u_z (q_0 - q_z)}$ - Число Дальтона

Параметр шероховатости
 $z_0 = z \exp\left(-\frac{\kappa}{\sqrt{C_{Dn}}}\right)$
 Масштаб Монина-Обухова
 $L = -\frac{u_*^3 \rho c_p}{\kappa \beta H} \quad \beta = \frac{g}{T}$

Теория подобия Монина-Обухова



Турбулентный режим на всех участках спектра, кроме интервала диссипации, полностью определяется тремя размерными параметрами:



$$u_* = \left(-\overline{u'w'} \right)^{1/2}$$

$$\frac{Q}{c_p \rho} = \overline{w'T'}$$

$$\frac{g}{T_0}$$

$$L = - \frac{u_*^3}{\kappa \frac{g}{T_0} \frac{Q}{c_p \rho}}$$

$$V = \frac{u_*}{\kappa}$$

$$T_* = - \frac{1}{\kappa u_*} \frac{Q}{c_p \rho}$$

$$T(z), U(z), q(z) = f(\zeta)$$

$$\zeta = \frac{z}{L}$$

- ❖ Рельеф местности плоский и подстилающая поверхность достаточно однородна, так что поля скорости ветра и температуры однородны по горизонтали
- ❖ Никаких резких изменений погоды не происходит, и в течение интервалов времени, в которых естественный суточный ход погоды мало заметен, поля скорости ветра и температуры статистически стационарны.

Характеристики различных методов определения турбулентных потоков:

1. **Инерционно-диссипативный метод** обладает по сравнению с пульсационным методом определенными преимуществами – он не требует измерений вертикальных пульсаций скорости ветра и установки датчиков в строго заданном направлении, что позволяет использовать и подвижные основания. Но в его основе лежат предположения о локальной изотропии, существовании инерционного интервала и малости дивергенции потоков. Эти предположения, особенно при сильно устойчивой и неустойчивой стратификации и при малых значениях потоков могут и не выполняться.

2. **Профильный метод** привлекателен тем, что позволяет получить значения турбулентных потоков из простых профильных измерений метеопараметров (причем, достаточно измерений на двух уровнях). Но его ошибки вызваны недостаточным знанием вида универсальных функций и зависимостью используемого при расчетах масштаба Монина-Обухова от искомых потоков. И самым серьезным источником ошибок градиентного метода являются погрешности самых измерений, выполняемых на платформах, которые неизбежно искажают воздушный поток.

3. **Аэродинамические балк-формулы**. В них используются стандартные метеорологические измерения и коэффициенты обмена, определяемые параметрически. В настоящее время существуют десятки балк-алгоритмов, отличающихся формой задания коэффициентов обмена. Но все аэродинамические методы основаны на статистических законах и дают средние значения коэффициентов, близкие к расчетным, только для большого массива измерений, выполненных при различных условиях. Он бывает вполне достаточен для описания общих тенденций энергообмена и для описания осредненных по пространству или времени потоков.

Коэффициент корреляции потоков тепла и импульса, полученных с применением пульсационного метода, с полученными другими методами

Скорость Ветра, м/с	Поток тепла, Н			Динамическая скорость u_*		
	ИД	ПМ	COARE	ИД	ПМ	COARE
0-5 (325)	0.76	0.66	0.43	0.78	0.68	0.48
5-15 (687)	0.92	0.89	0.76	0.96	0.80	0.77
>15 (83)	0.73	0.73	0.68	0.86	0.67	0.51

Параметр устойчивости $\zeta = z/L$	Поток тепла, Н			Динамическая скорость u_*		
	ИД	ПМ	COARE	ИД	ПМ	COARE
$-0.05 > \zeta$ (305)	0.68	0.62	0.41	0.71	0.60	0.43
(675) $-0.05 > \zeta < 0.05$	0.92	0.91	0.86	0.97	0.87	0.81
$\zeta > 0.05$ (115)	0.61	0.66	0.50	0.77	0.59	0.48

Дистанционные методы определения потоков

1. с помощью СВЧ и ИК радиометров
2. спутниковых фотографий солнечных бликов,
3. самолетных лазеров
4. радарных и инфракрасных изображений морской поверхности.

Такие измерения перспективны, но их результаты во многом зависят от сравнения с наземными данными.

Основная проблема применения методов спутниковой радиометрии для анализа теплового взаимодействия между океаном и атмосферой связана с тем, что измеряемые со спутников характеристики собственного излучения как в СВЧ-, так и в ИК-диапазоне формируется не только в приводном 10-метровом, но и в вышележащих слоях атмосферы.

Методы:

Восстановление температурного градиента (профиля) в приповерхностном слое океана, величина и знак которого связаны с величиной вертикального турбулентного потока явного тепла.

Проблема:

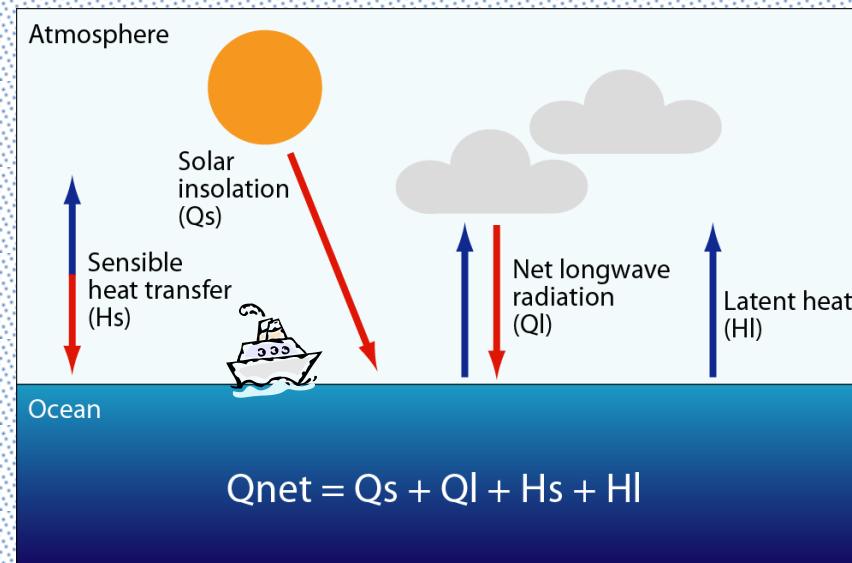
Современные спутниковые ИК- и СВЧ-радиометрические средства, характеризующиеся точностью определения ТПО и ее вариаций в лучшем случае $0,5 — 1 \text{ }^\circ\text{C}$, не гарантируют надежной индикации не только величины, но и знака температурного градиента в приповерхностном слое океана.

Определение тепловых потоков из косвенной (статистической) взаимосвязи между интегральными (усредненными по высоте) значениями температуры и влажности атмосферы, вариации которых надежно регистрируются СВЧ- и ИК- радиометрическими измерениями в конкретных участках спектра, с температурой и влажностью нижних слоев атмосферы.

Эта связь обусловлена существующим в приземном и пограничном слоях воздуха механизмом турбулентного перемешивания тепла и влаги (которое в атмосфере намного более развито и интенсивно по сравнению с океаном) и проявляется более отчетливо для их среднемесячных (или декадных) значений, свободных от влияния часовых и суточных возмущений. Поэтому именно на таких временных масштабах получены обнадеживающие результаты по применению спутниковых методов для определения тепловых потоков на границе раздела океан-атмосфера.

Тепловое взаимодействие атмосферы и океана

- Прямые методы требуют точных приборов и высокочастотных измерений. Поэтому количество качественных данных очень мало.
- Измерения определяющих потоки величин (U , T_a , T_s , q_s , q_a) доступны из судовых (буйковых) (VOS) и спутниковых данных.



Поток явного тепла

$$H_s = \rho_a C_p C_H U (T_s - T_a)$$

Плотность воздуха

Теплоемкость воздуха

Коэффициент турбулентного обмена

Скорость ветра

Разница температур вода-воздух

Поток влаги

$$H_l = \rho_a L_v C_E U (q_s - q_a)$$

Плотность воздуха

Удельная теплота испарения

Коэффициент турбулентного обмена

Скорость ветра

Разница влажности вода-воздух

Определение коэффициентов обмена в аэродинамических балк-формулах:

$$C_D = \frac{\tau_{turb}}{\rho_a U_{10}^2} = \frac{u_*^2}{U_{10}^2}$$

Коэффициент сопротивления морской поверхности

$$C_H = \frac{\overline{w'T'}}{u_z (T_0 - T_z)}$$

- Число Стентона

$$C_E = \frac{\overline{w'q'}}{u_z (q_0 - q_z)}$$

- Число Дальтона

Из выводов теории подобия:

$$C_D^{-1/2} = C_{Dn}^{-1/2} - \frac{\Psi_u(z/L)}{K}$$

$$C_H = \alpha_T C_D \frac{\left[\ln \frac{z}{z_0} - \Psi_u \left(\frac{z}{L} \right) \right]}{\left[\ln \frac{z}{z_T} - \Psi_T \left(\frac{z}{L} \right) \right]}$$

$$C_E = \alpha_q C_D \frac{\left[\ln \frac{z}{z_0} - \Psi_u \left(\frac{z}{L} \right) \right]}{\left[\ln \frac{z}{z_q} - \Psi_q \left(\frac{z}{L} \right) \right]}$$

$$U(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \frac{z}{z_{ou}} - \Psi_u \left(\frac{z}{L} \right) \right] \quad \longrightarrow \quad z_0 = z \exp \left(- \frac{\kappa}{\sqrt{C_{Dn}}} \right)$$

$$\frac{U(z)}{u_*} = \kappa^{-2} \ln \left(z - \frac{D}{z_0} \right) \quad z_0 = (z - D) \exp \left(\frac{-\kappa U(z)}{u_*} \right) = (z_2 - z_1) / \left[\exp \left(\frac{-\kappa U_2}{u_*} \right) - \exp \left(\frac{-\kappa U_1}{u_*} \right) \right]$$

$$D = z_1 - (z_2 - z_1) / \left[\exp \left(\frac{-\kappa (U_2 - U_1)}{u_*} \right) - 1 \right]$$

Шероховатость водной поверхности вызывается действием прилегающего к ней движущегося слоя воздуха и поддерживается, в основном, за счет передачи потока импульса и энергии к поверхности. Элементы шероховатости вносят наибольший вклад в сопротивление воздушному потоку, обтекающему водную поверхность, а их вертикальный размер пропорционален некоторому масштабу длины, известному как параметр шероховатости z_0 . При этом мелкомасштабные шероховатости морской поверхности представляют собой сложную совокупность гравитационных волн и капиллярной ряби, происхождение и структура которых зависят не только от ветра, но и от течений, внутренних волн в море и атмосфере, глубины водоема, рельефа дна, воздействия движущихся и стационарных объектов, антропогенных поверхностных загрязнений и других факторов

формула Чарнока [Charnock, 1955]:

Параметр Чарнока от 0.01 до 0.03

$$z_0 = \frac{\delta \cdot u_*^2}{g}$$

Фазовая скорость волны

возраст волн, определяемый как $\left(\frac{c_{ph}}{u_*}\right)$ или $\left(\frac{c_{ph}}{u_z}\right)$

$$z_0 = 0.48 \mu^{-1} (u_*^2 / g) = 0.48 \omega_p^* (u_*^2 / g) \quad [Toba, 1986]$$

Moat et al., 1991

$$\frac{z_0 g}{u_*^2} = f(c_{ph}/u_*)$$

$$\frac{z_0 g}{u_*^2} = 0.020 (c_{ph}/u_*)^{0.5}$$

$$\frac{z_0 g}{u_*^2} = 0.48 (c_{ph}/u_*)$$

Kitaigorodskii, 1995

$$\frac{z_0 g}{u_*^2} = 0.068 (c_{ph}/u_*)^{3/2} \exp\left(-\kappa c_{ph}/u_*\right)$$

Параметризации, полученные из измерений:

Garratt (1977) + Garratt and Hyson (1975)

$$C_d = (0.75 + 0.067U_{10}) \times 10^{-3}, \quad \alpha = 0.0144, \quad C_t = 1.2 \times 10^{-3}, \quad C_e = 1.6 \times 10^{-3}$$

Kruegermeyer (1976)

$$C_d = 1.34(1 - 0.331Ri), \quad Ri = 3.55 \frac{(\theta_{10} - SST)}{u_{10}^2}, \quad C_t = 1.42(1 - 0.455Ri), \quad C_e = 1.20(1 - 0.394Ri)$$

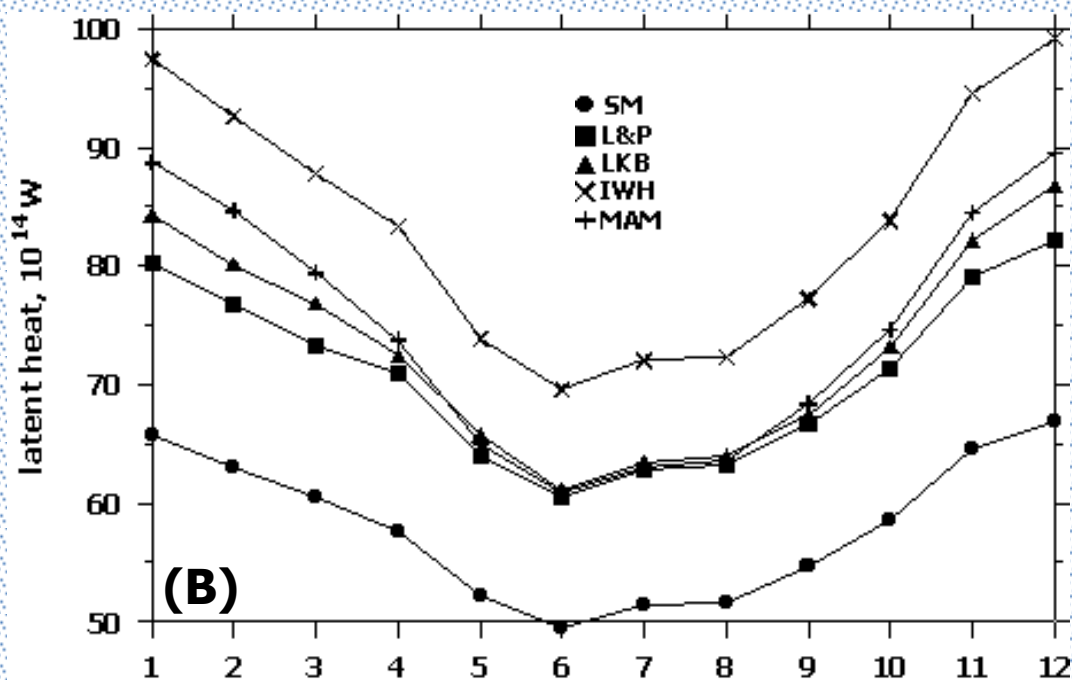
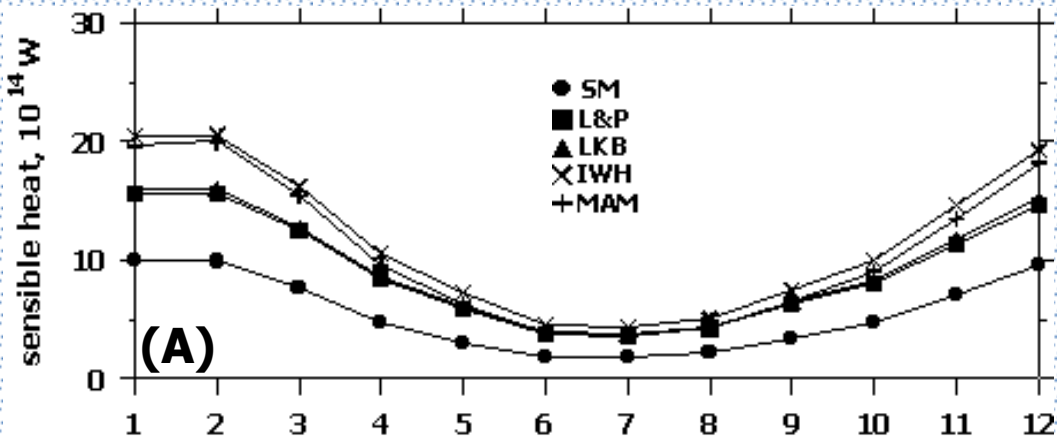
Hasse et al. (1978)

$$C_d = C_{dn} = 1.25, \quad C_t = C_{tn} = 1.34, \quad C_e = C_{en} = 1.15$$

4. Smith and Banke (1975), Smith (1980), Smith (1988)

$$C_{dn} = (0.61 + 0.063u_{10}), \quad C_{tn} = 1.00, \quad C_{en} = 1.20, \quad \alpha = 0.012$$

**Изменчивость
турбулентных
потоков,
рассчитанных из
различных
параметризаций**



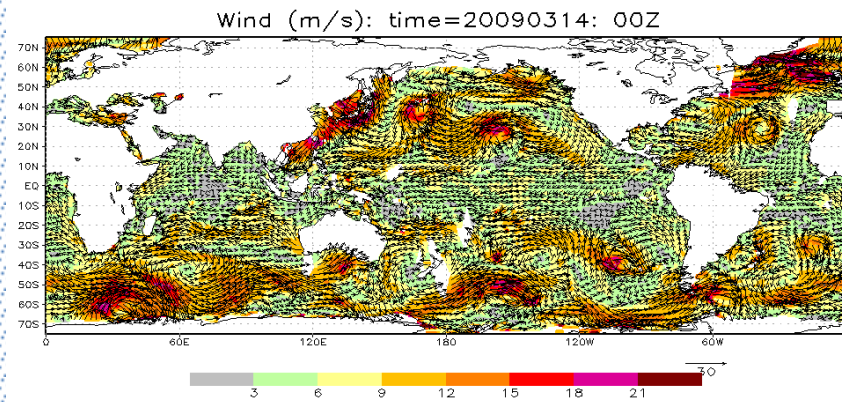
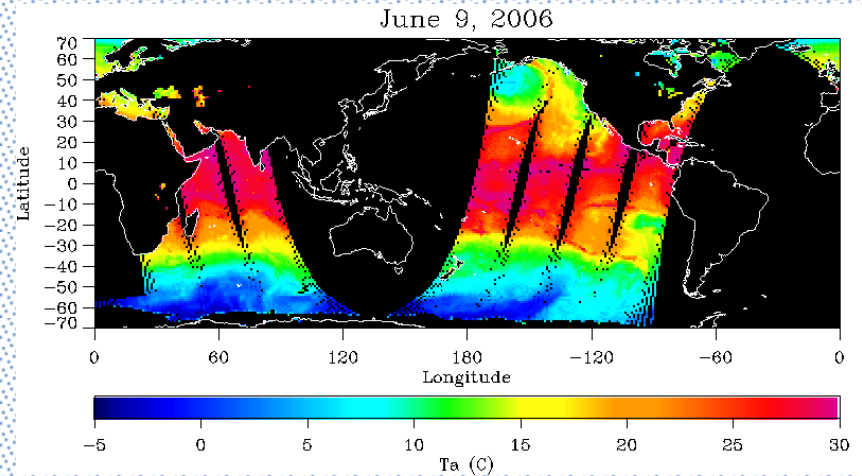
Вводные данные

- Знание 4 независимых величин необходимо для определения потоков тепла и влаги
 - **SST, u10, Ta и qa.**
 - Все они могут быть определены по данным дистанционного зондирования
 - Дополнительные величины определяются из них. $q_s = f(\text{SST})$.
 - Также необходимо знание радиационных потоков для определения сумарного баланса (Q_{net}).
- Данные приводятся к сетке $1^\circ \times 1^\circ$ осредняются по суткам, неделям, месяцам.
- **Используется алгоритм COARE v3.0** - один из наиболее надежных алгоритмов для расчета потоков тепла и влаги над океаном. [Brunke et al., 2003].
- L4 GHRRST база данных для определения температуры поверхности океана
 - **NCDC – AVHRR_AMSR_OI** [Jun 2002 - present].
 - **NCDC - AVHRR_OI** [Sep 1981 - present].
 - **REMSS – mw_IR_OI** [Aug 2005 - present].
 - **EUR – ODYSSEA** [Jan 2008 - present].
 - **UKMO – OSTIA** [Mar 2006 – present].
- Сравнения с базой данных WHOI OAFlux и TOGA-COARE.

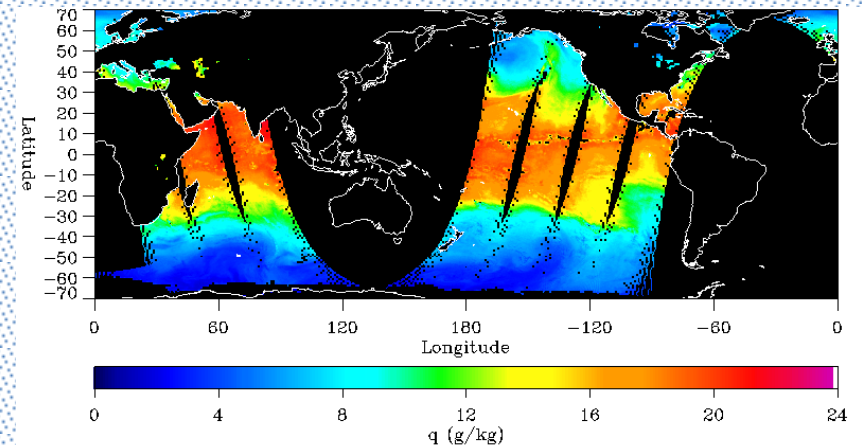
Surface Wind Speed	SSMI (F10 and F13)	SSMIs (F08-F15) ERS1/2, QuikSCAT, AMSR-E, TMI
Surface Air Specific Humidity		All SSMIs (F08-F15)

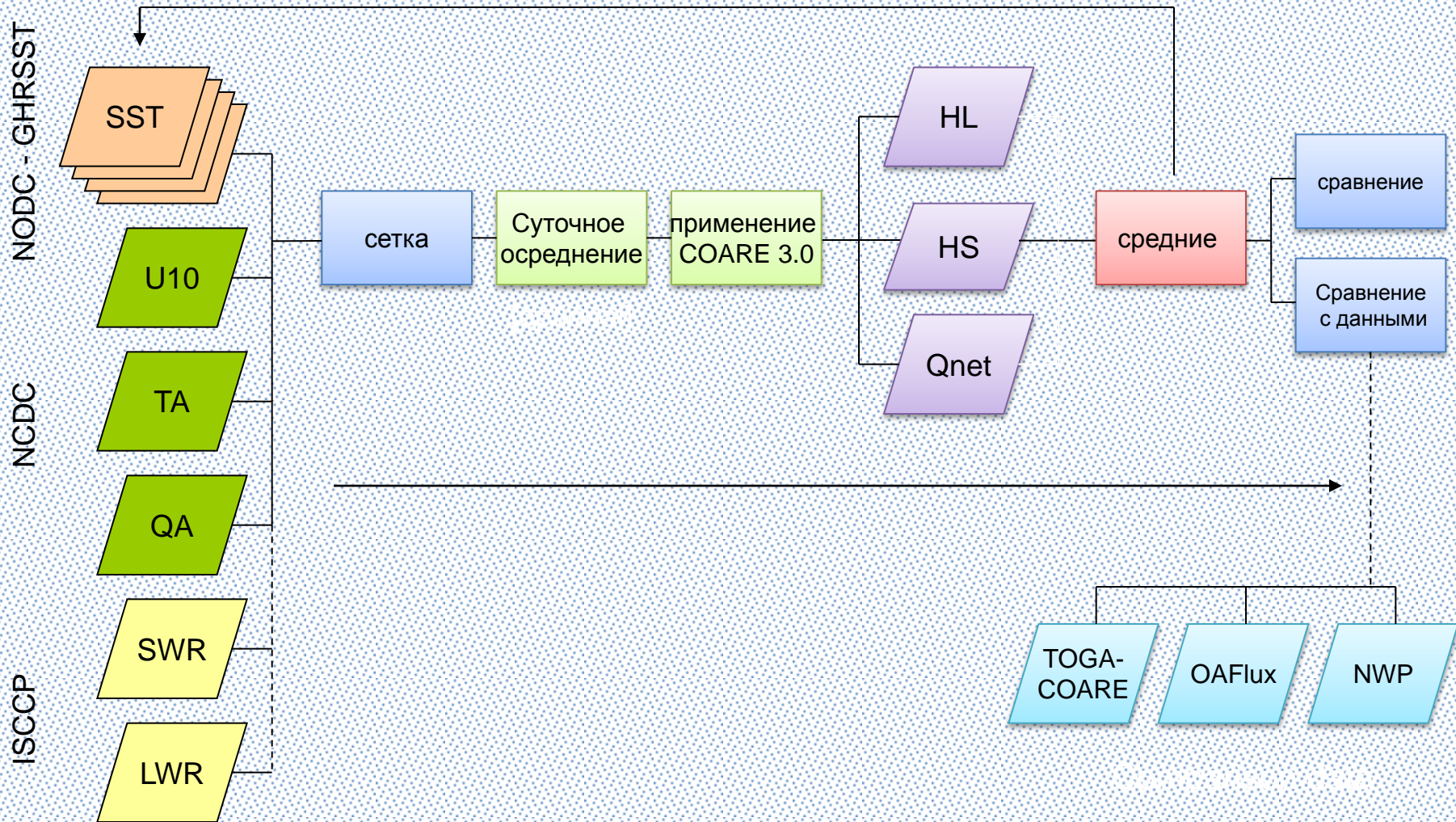
Дополнительные спутниковые базы данных

- Скорость ветра (U10) –SeaWinds (NCDC) [1995-2006].
- Температура воздуха (T_a) влажность воздуха (q_a)– NOAA POES AMSU-A/B (NCDC) [2006-2008].
- Приземные радиационные потоки (ISCCP) [1983-2006].



©ADS: CCLA/IGES





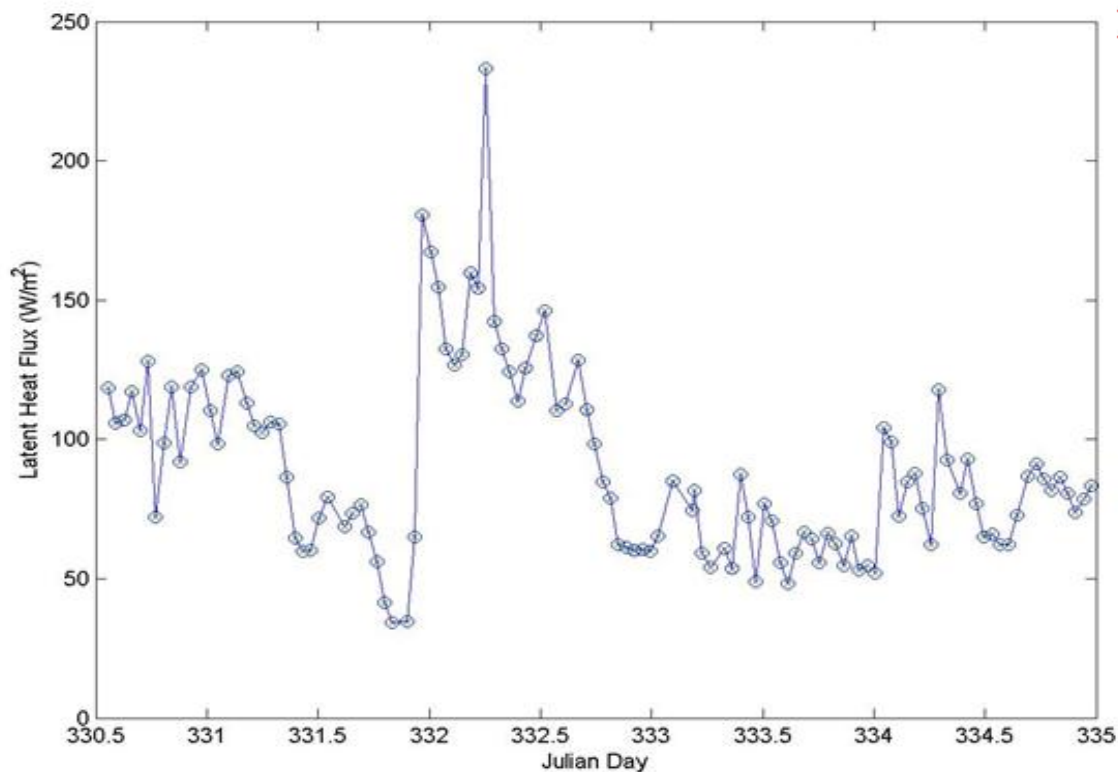
https://coaps.fsu.edu/COARE/flux_algor/

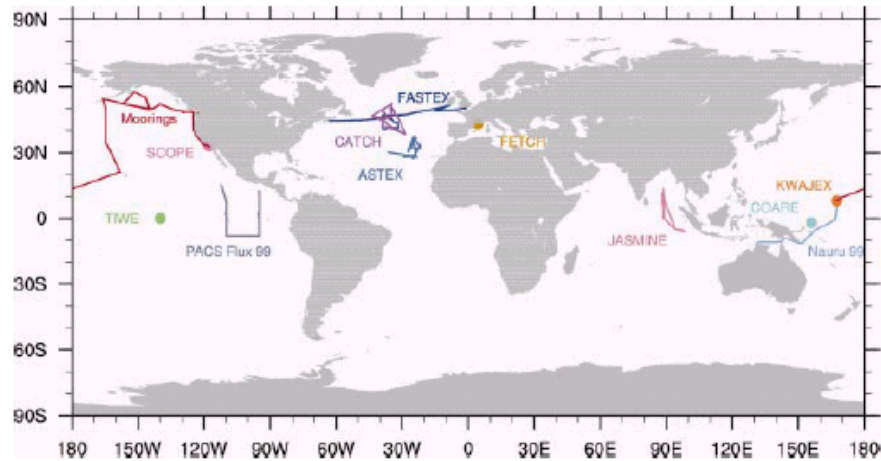


Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment (TOGA-COARE)

Surface Meteorology Data Center COARE-MET

Center for Ocean Atmospheric
Prediction Studies
Florida State University





**Универсальная
схема:
моделирование,
теория, эксперимент**

Clayson et al. (1996)

Zeng et al. (1998)

Beljaars (1995)

Bourassa et al. (1996)

ASTEX - White et al. (1995)

CATCH - Eymard et al. (1998)

FASTEX – Hare et al. (1995)

LabSea: Bumke et al. (2002)

COARE-3.0 алгоритм (Fairall et al. 2003)



Доступные данные (на сетке 1 градус)

Среднесуточные - 1985 – по настоящее время

Среднемесячные - 1958 – по настоящее время

Поток скрытого тепла (влаги)

Поток явного тепла

Скорость ветра на высоте 10 м

Температура морской поверхности

Температура воздуха на высоте 2 м.

Относительная влажность воздуха на высоте 2 м.

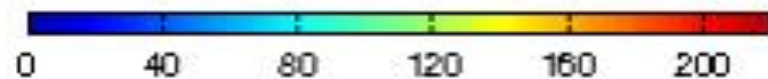
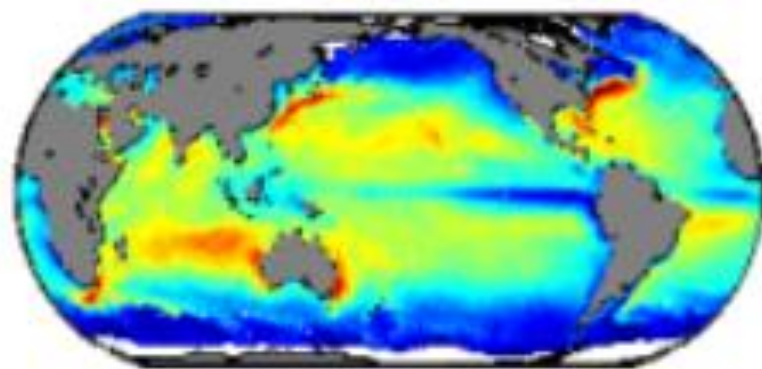
Доступные данные ISCCP ([International Satellite Cloud Climatology Project](#)) о радиационном балансе:

Суммарная коротковолновая радиация

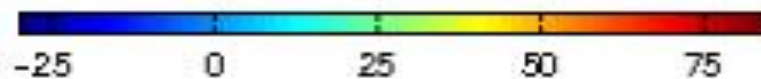
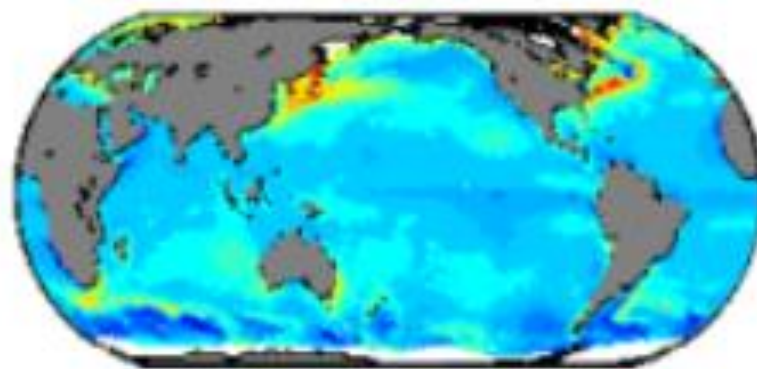
Суммарная длинноволновая радиация

Суммарный поток тепла (на сетке 1 градус) среднемесячные и среднесуточные (с 1985 года) значения

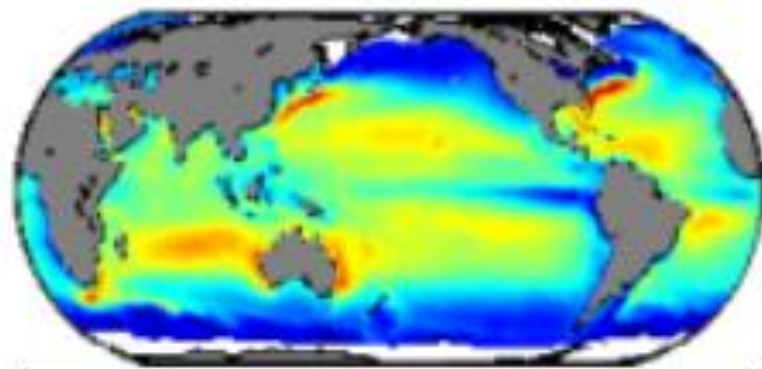
OAFlux latent heat flux
2016 mean



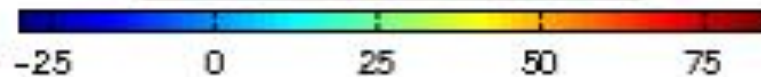
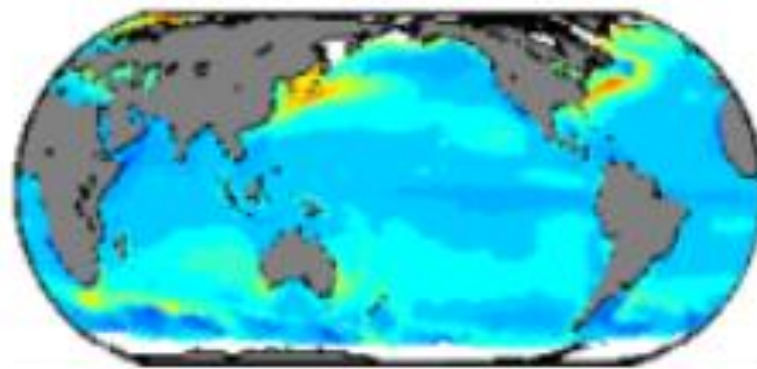
OAFlux sensible heat flux
2016 mean



1958-2015 mean



1958-2015 mean



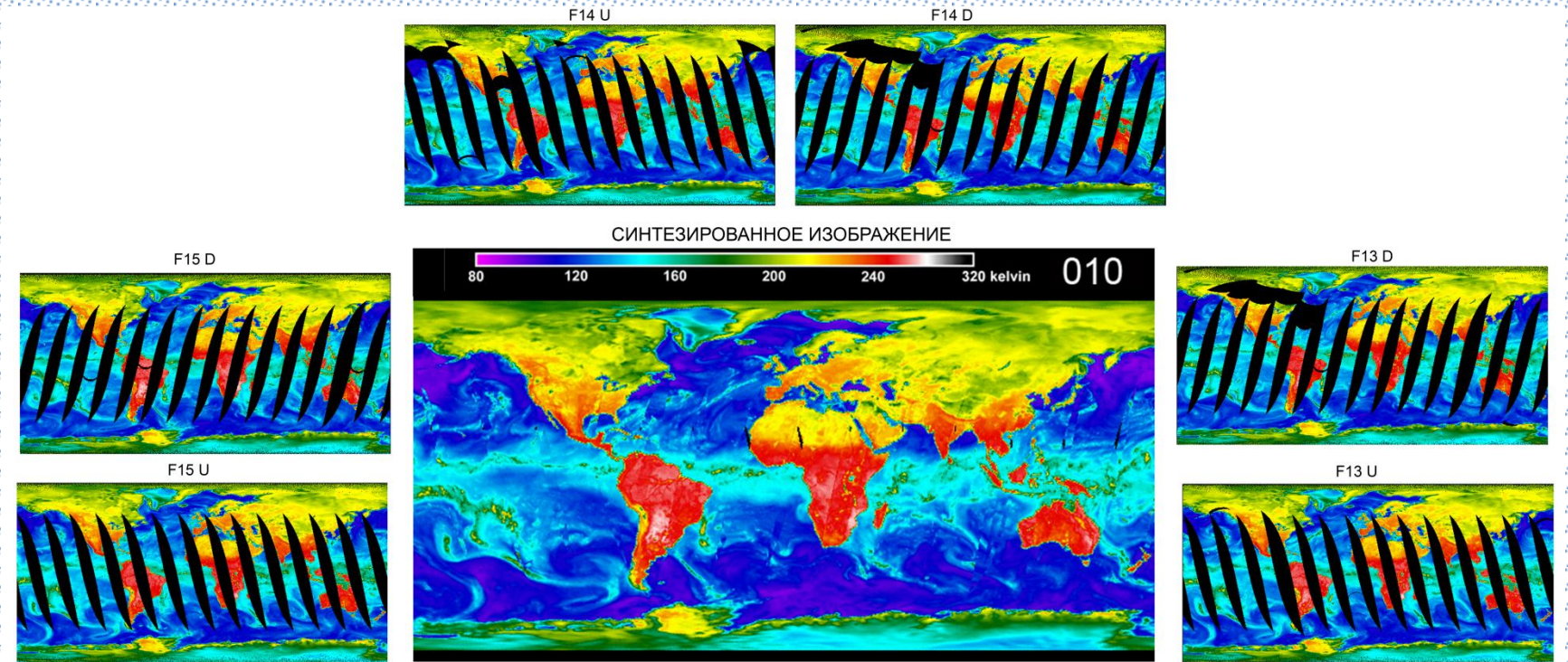
	J-OFURO1	J-OFURO2	J-OFURO3
Period	1992-1993	1988-2008	1988-2013 (Currently the data set for 2002-2013 is available)
Temporal average	monthly	daily	daily
Spatial grid size	1.0deg.	1.0deg.*	0.25deg.
SST	Reynolds SST	MGDSST	Ensemble median of various products
Humidity	Schlusssel et al. 1995 SSMI	Schlusssel et al. 1995 SSMIs	New algorithm SSMIs, SSMIS, AMSR-E, TMI, AMSR2
Wind	SSMI	SSMIs, AMSR-E, TMI ERS-1/2, QuikSCAT	SSMIs, SSMISs, AMSR-E, AMSR2, TMI, WindSat, ERS-1/2, QuikSCAT, ASCAT-A/B, OSCAT

Параметр	Описание	Единицы измерения	Источник данных, метод оценки
LHF	Поток скрытого тепла	W/m2	COARE 3.0
SHF	Поток явного тепла	W/m2	COARE 3.0
SWR	Поток суммарной коротковолновой радиации	W/m2	CERES and ISCCP with CSF
LWR	Поток суммарной длинноволновой радиации	W/m2	ULWR + DLWR
NHF	Суммарный поток тепла	W/m2	SWR + LWR + LHF + SHF
ULWR	Уходящая длинноволновая радиация	W/m2	Calculated from SST
DLWR	Приходящая длинноволновая радиация	W/m2	CERES and ISCCP with CSF
TAUX	Зональная компонента потока импульса	N/m2	COARE 3.0
TAUY	Меридиональная компонента потока импульса	N/m2	COARE 3.0
FWF	Поток влаги	mm/day	EVAP - RAIN
EVAP	испарение	mm/day	calculated from SST and LHF
RAIN	осадки	mm/day	GSMaP (+ GPCP)
SST	Температура морской поверхности	deg.C	ensemble median based on multiple global sea surface temperature products
WND	Скорость ветра на высоте 10 м.	m/s	multiple microwave radiometers and scatterometers
UWND	Зональная компонента скорости ветра на 10 м.	m/s	multiple microwave radiometers and scatterometers
VWND	Меридиональная компонента скорости ветра на 10 м.	m/s	multiple microwave radiometers and scatterometers
QA	Абсолютная влажность на 10м.	g/kg	multiple satellite microwave radiometers
QS	Поверхностная влажность	g/kg	calculated from SST
DQ	Разница поверхностной и 10 м. влажностей	g/kg	QS - QA
TA10	Температура воздуха на 10 м.	deg.C	air temperature at 2m height, TA2M in NCEP/DOE Reanalysis (NCEP2)
DT	Разница температур	deg.C	SST - TA10

J-OFURO 3

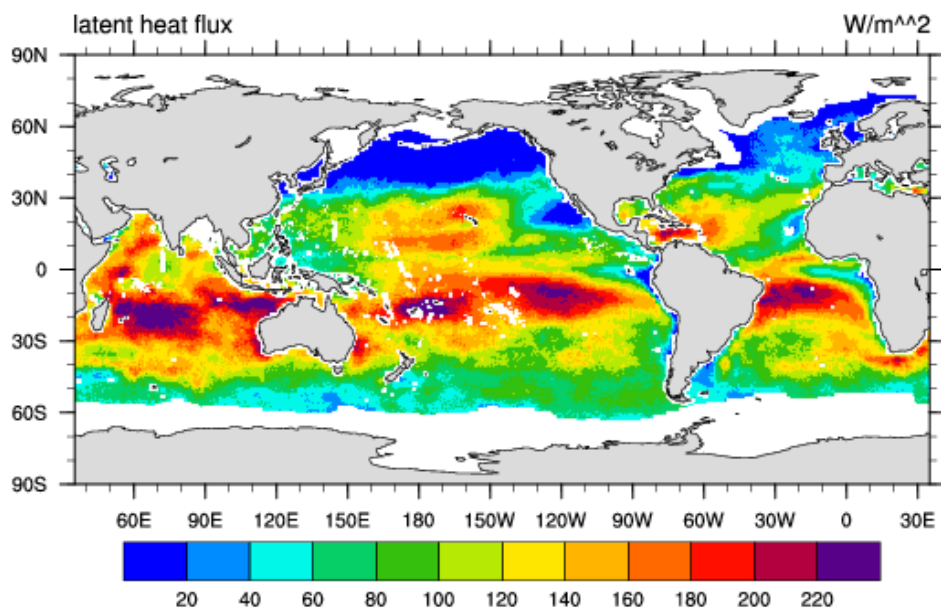
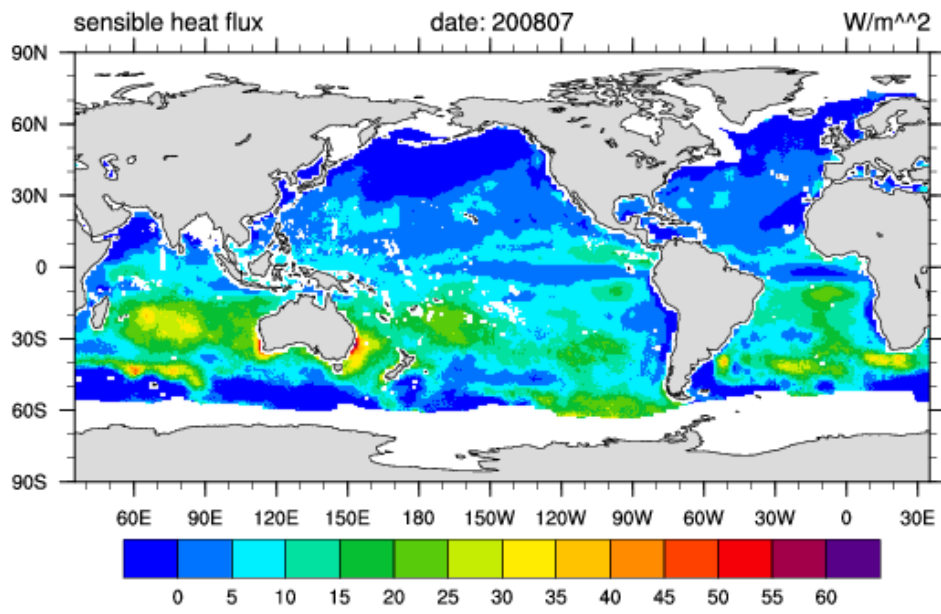
https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/GSSTF_F13_3/summary

**GSSTF_F13: Goddard Satellite-Based Surface Turbulent Fluxes, 0.25 x 0.25 deg,
Ежедневные данные с 1995 по 2008 год**



Данные семиканальных четырехчастотных СВЧ-радиометрических комплексов SSM/I (Special Sensor Microwave / Imager) на частотах 19,35; 22,24; 37,00 и 85,5 ГГц.

GSSTFM.3.2008.07.01.he5



<http://www.hoaps.org/>

HOAPS

The Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data

0.5 x 0.5 deg,

Данные с 1987 по 2008 год, 4 раза в день

SSM/I instruments used		
satellite id	start date	end date
F08	1987-07-09	1991-12-31
F10	1991-01-07	1996-12-31
F11	1992-01-01	1999-12-31
F13	1995-09-01	2008-12-31
F14	1997-06-01	2008-07-31
F15	2000-03-01	2006-07-31

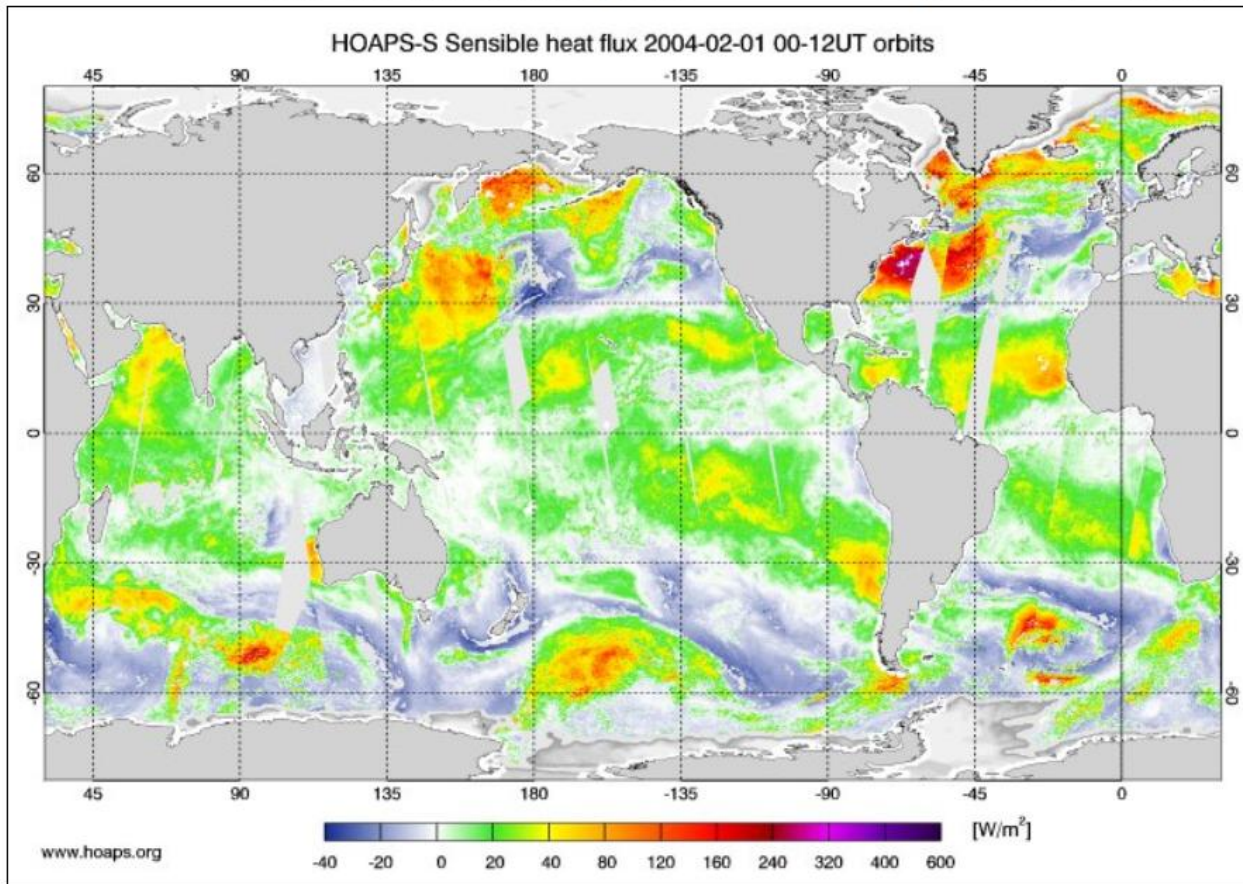
HOAPS-3 Daily Images 1988-2005

Select Map: North Atlantic Global

Select Date: February 01 2004

Select Time: 00-12 UTC 12-24 UTC

Parameter: HEAT - Sensible heat flux at sea surface



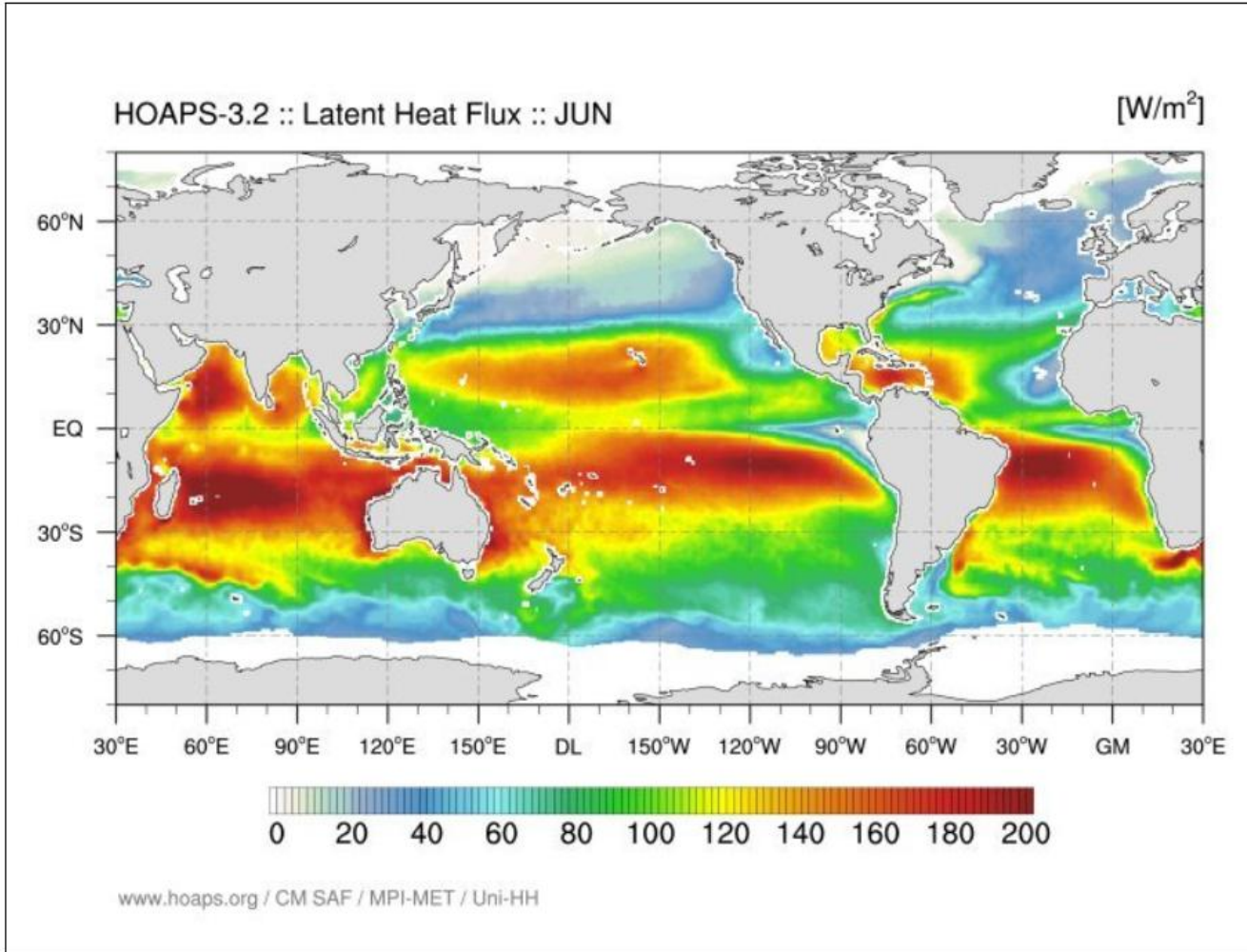
<< previous image next image >>

HOAPS-3.2 Climatological Means 1988-2008

Temporal Resolution: Yearly Means Monthly Means Seasonal Means Animated Monthly Means

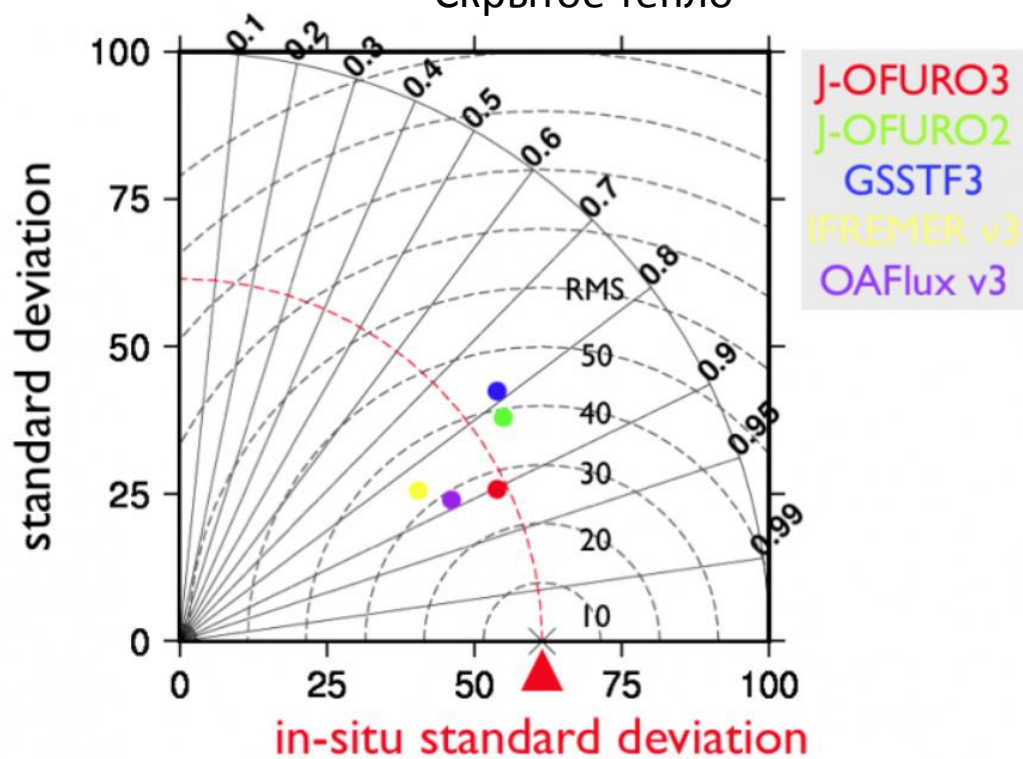
Parameter:

Month:



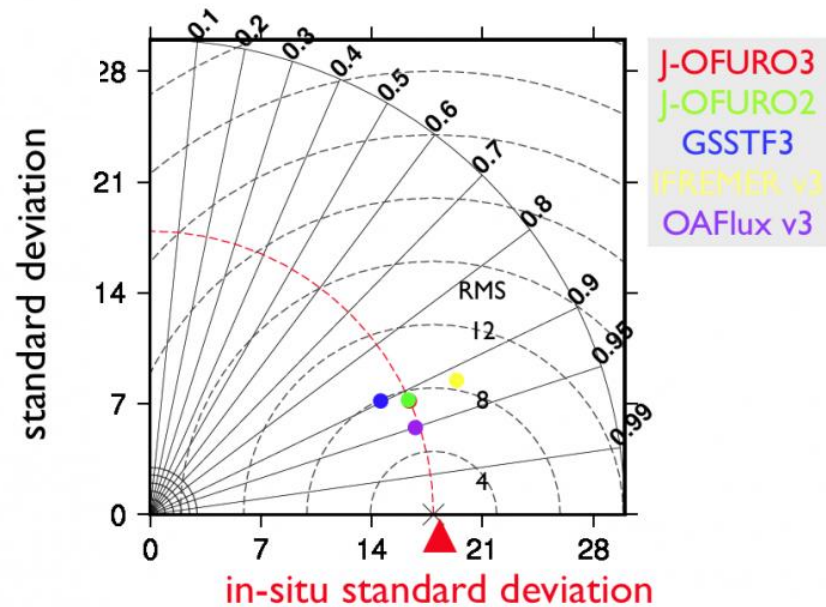
Переменные	Температура воздуха(deg. K) Поток скрытого тепла (W/m ²) влажность (kg/kg) Поток явного тепла (W/m ²) температура поверхности моря (deg. K) скорость ветра(m/s) напряжение ветра(Pa) u-компонента скорости ветра(m/s) u-компонента напряжения ветра (Pa) v-компонента скорости ветра (m/s), v-компонента напряжения ветра (Pa)
Широта	0.25 deg
Долгота	0.25 deg
Период	1 ноября 1999 по 17 ноября 2009 ежедневно

Скрытое тепло

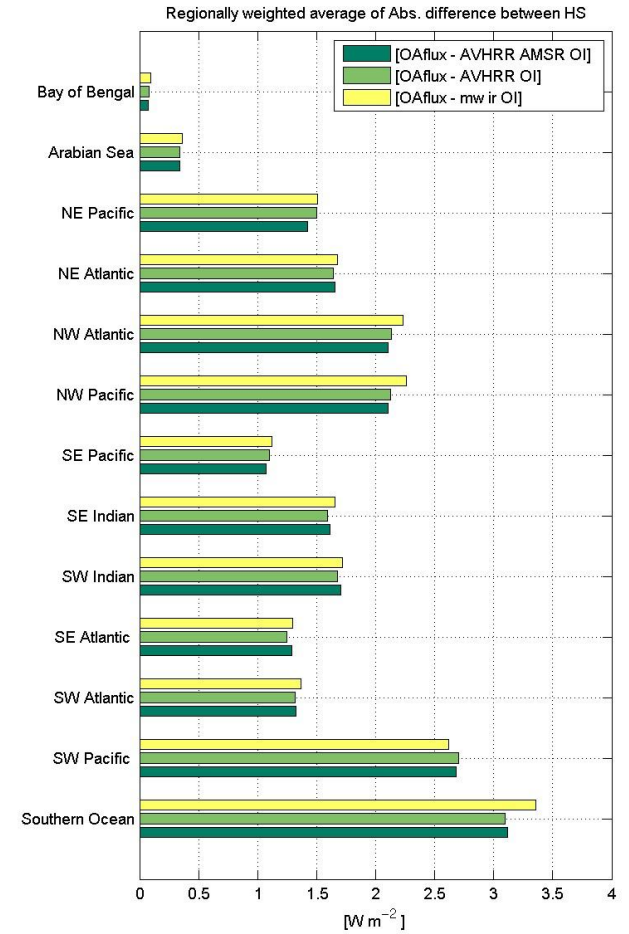
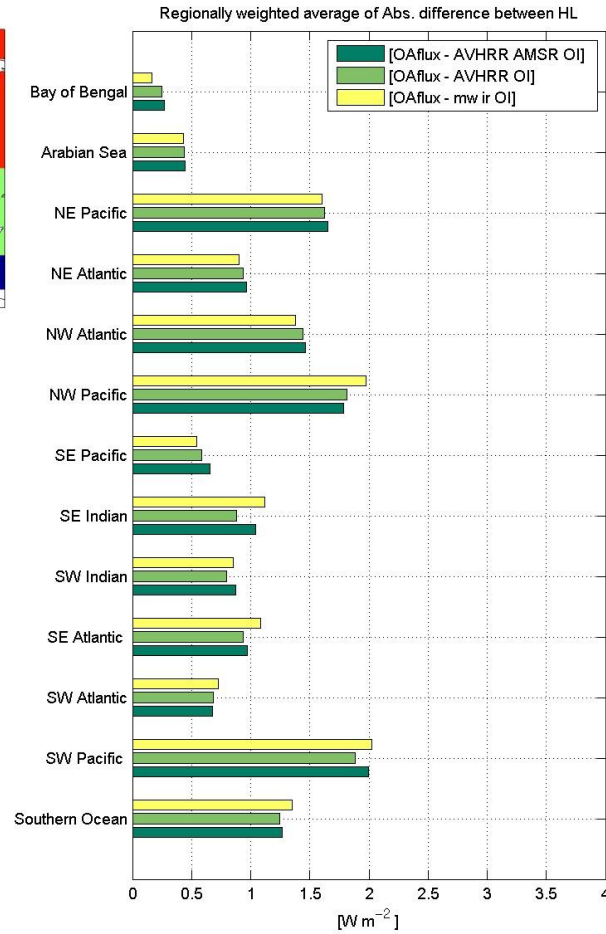
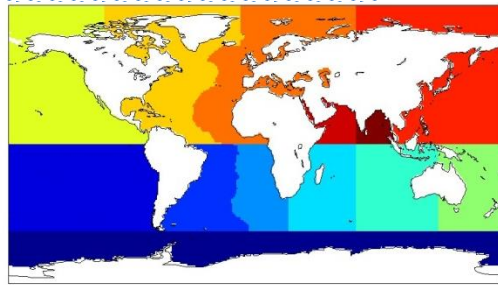


Явное тепло

Diagram for SHF@global in 2008

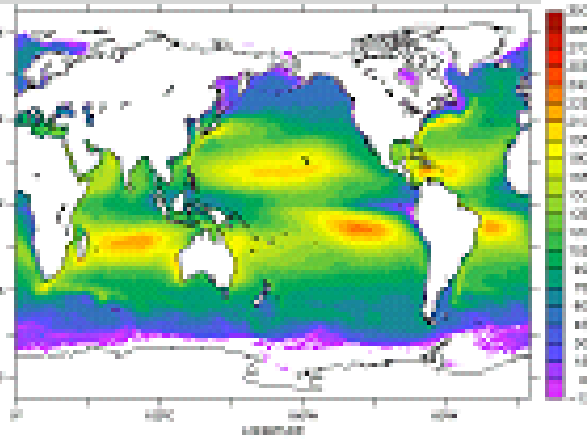


Региональное сравнение измеренных и рассчитанных потоков (OAFlux)

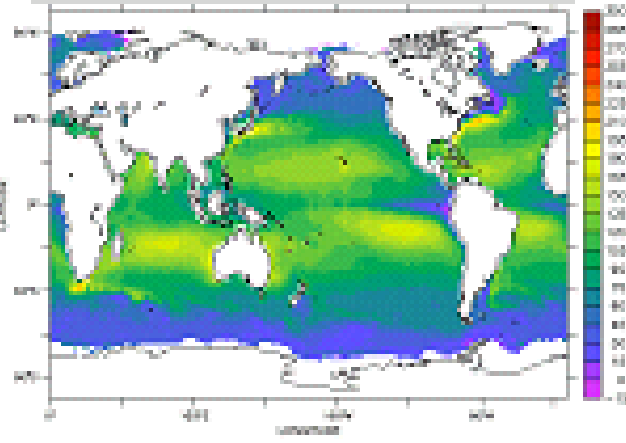


Сравнение глобальных потоков влаги, полученных из разных источников

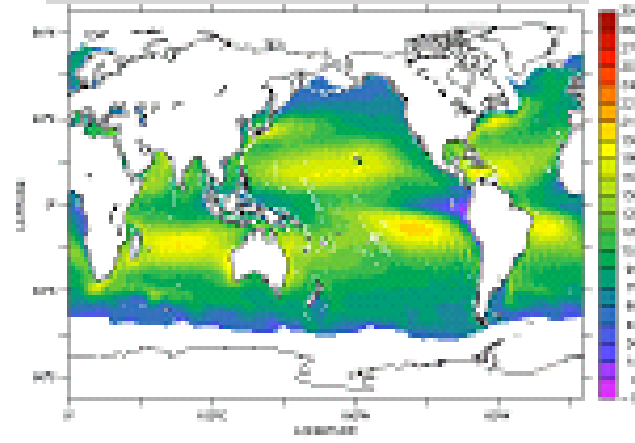
J-OFURO1



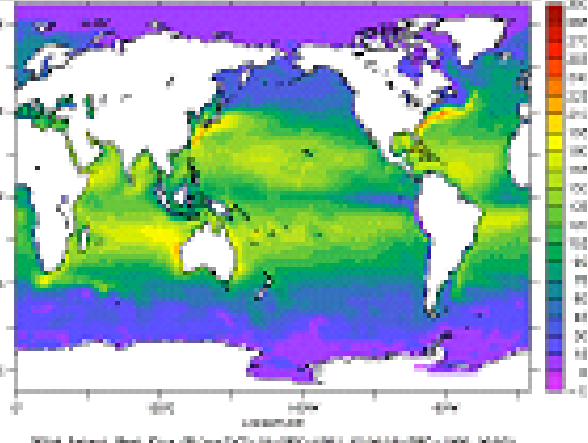
J-OFURO2



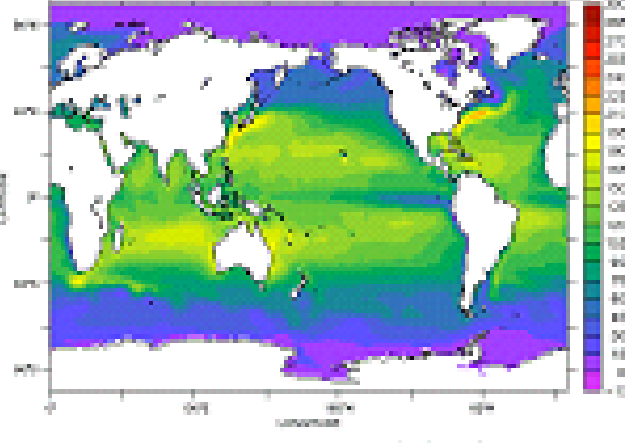
GSSTF2



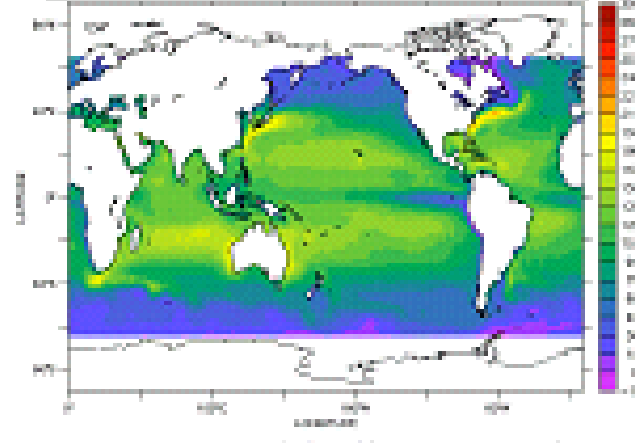
NRA1



ERA40



OAFIux LHF



Wind Latent Heat Flux (W/m²) (J-OFURO1) (J-OFURO2) (GSSTF2) (NRA1)

ERA40 Latent Heat Flux (W/m²)

Latent Heat Flux (W/m²) (reanalysis: on DRAGON)

Ошибки определения потоков тепла по спутниковым данным и данным реанализов (открытая вода, средние широты)

Mean Diff	Q_{LH} (Wm^{-2})	Q_{SH} (Wm^{-2})	$Q_{LH}+Q_{SH}$ (Wm^{-2})
Σ (OAFlux – Buoy)	0.98	0.04	1.03
Σ (ERA40 – Buoy)	7.04	1.79	8.83
Σ (NCEP1 – Buoy)	3.71	2.62	6.33
Σ (NCEP2 – Buoy)	21.06	0.01	21.07
Σ abs(OAFlux – Buoy)	6.65	1.47	7.43
Σ abs(EAR40 – Buoy)	9.64	2.25	11.40
Σ abs(NCEP1 – Buoy)	14.44	3.97	17.34
Σ abs(NCEP2 – Buoy)	22.10	3.56	23.06

Выводы

Определение потоков тепла и влаги из спутниковых данных в настоящее время является единственным надежным методом расчета глобальных потоков

Спутниковые методы наиболее перспективны, но требуют дополнительной валидации и разработки новых параметризаций.