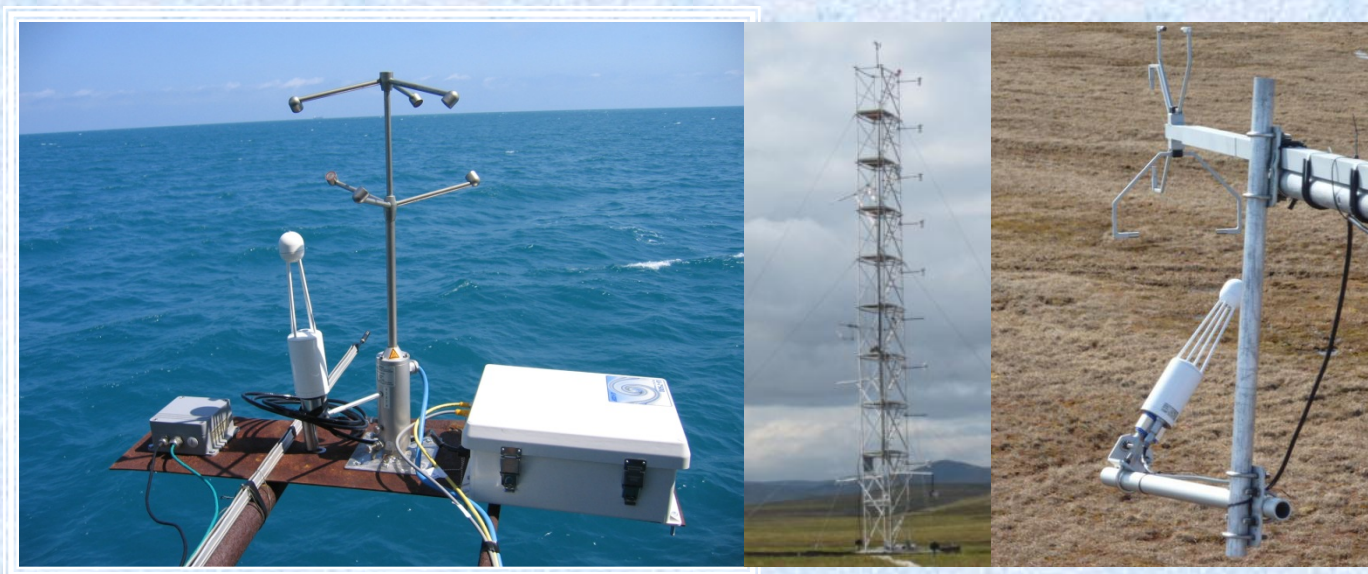


Пульсационный метод определения турбулентных потоков в приземном слое атмосферы. Исследование газо- и энергообмена над водной поверхностью

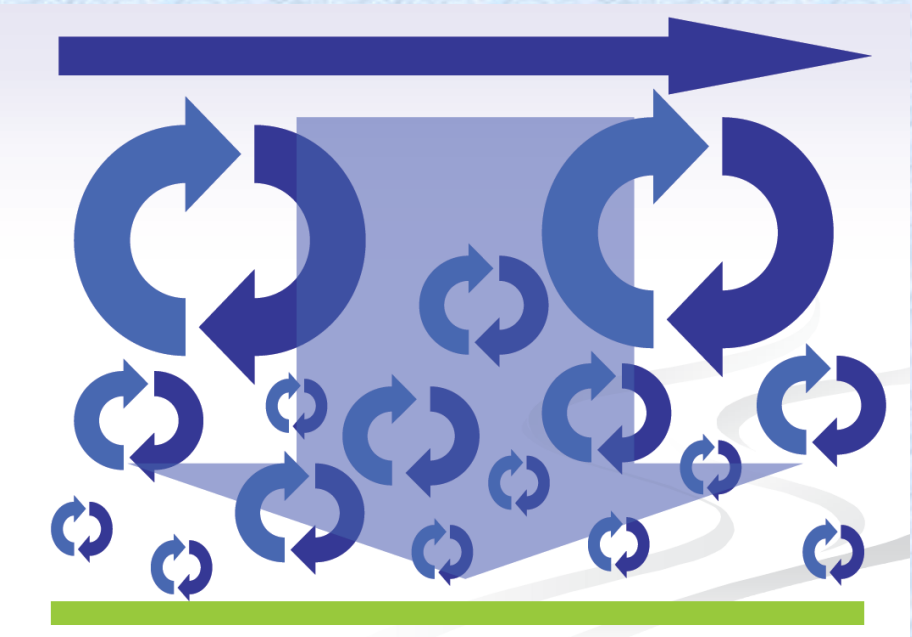
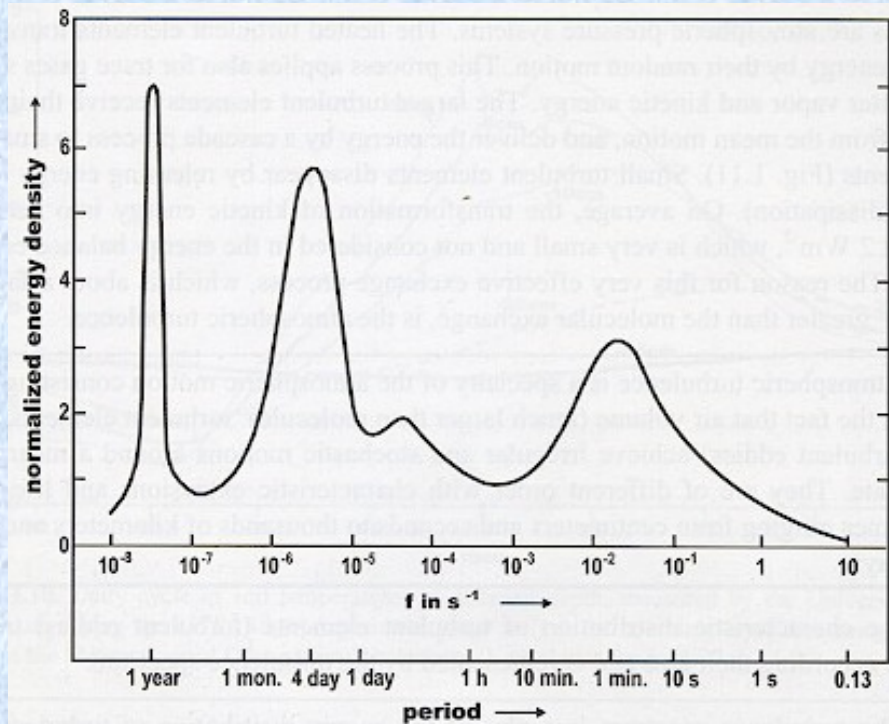
Ирина Репина



Содержание доклада

- ❖ Способы реализации ЕС метода в морских и наземных условиях.
- ❖ Обзор используемых коррекций и приближений.
- ❖ Результаты наблюдений энерго- и газообмена атмосферы и морской поверхности в прибрежной зоне Черного моря и в Арктике.
- ❖ Сравнение результатов наблюдений с расчетами по балк-методам.
- ❖ Границы применимости различных теоретических методов расчета турбулентных потоков.

Микрометеорология исследует структуру атмосферной турбулентности и потоки энергии и вещества между атмосферой и подстилающей поверхностью.



Инерционно-диссипативный метод

Работает на основе предположения о локальной изотропии и о существовании инерционного подинтервала. Потoki оцениваются из анализа уравнений баланса турбулентной энергии и бюджета дисперсий температуры и удельной влажности. Оценки диссипаций можно получить по данным измерений временных производных от флуктуаций.

$$0 = \Phi_m \left(\frac{z}{L} \right) - \frac{z}{L} - \frac{\kappa \cdot z}{u_*^3} \frac{\partial \langle we \rangle}{\partial z} - \frac{\kappa \cdot z}{u_*^3} \frac{\partial}{\partial z} \frac{\langle wp \rangle}{\rho} - \frac{\kappa \cdot z}{u_*^3} \varepsilon$$

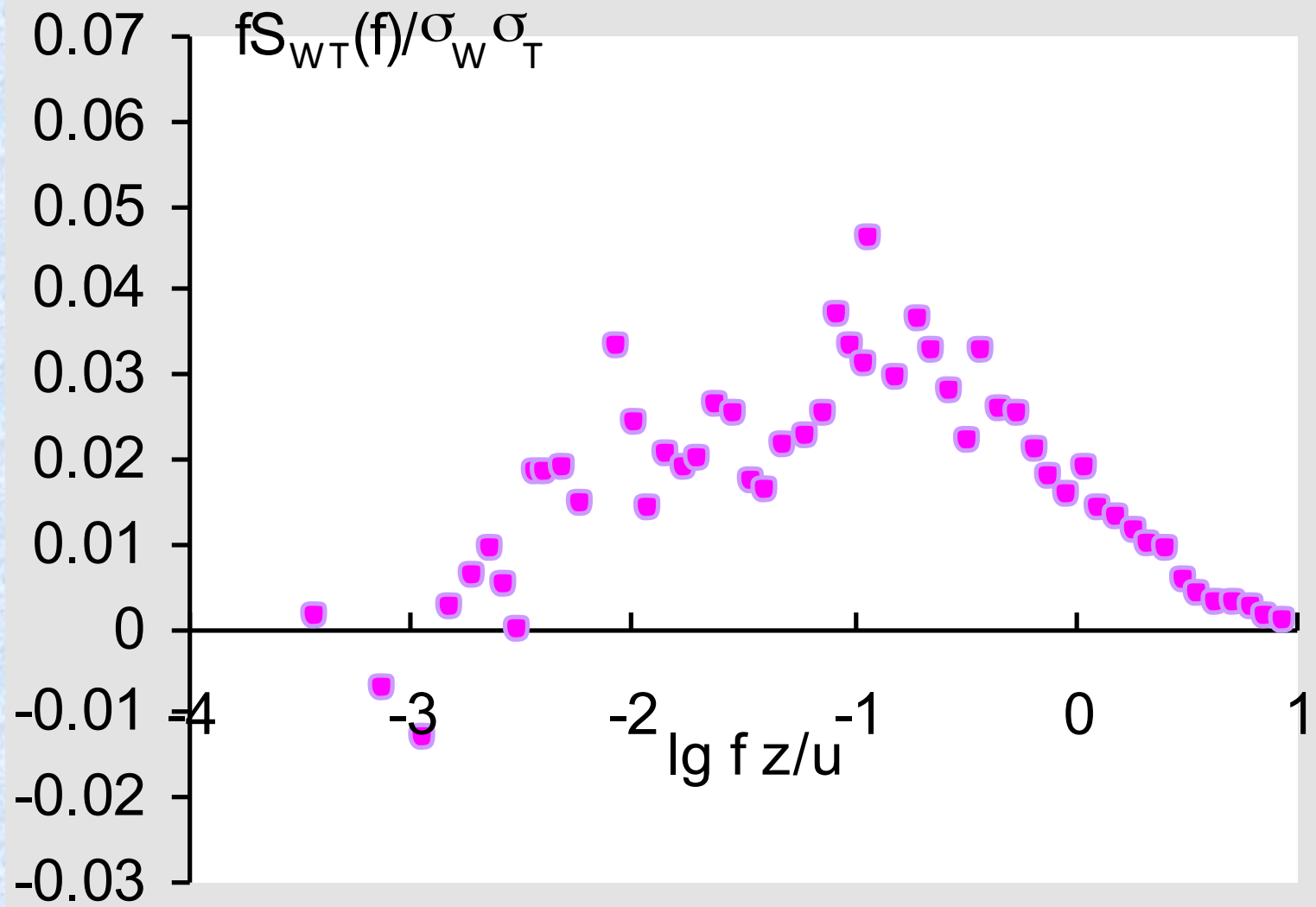
Уравнение баланса турбулентной энергии

С использованием:

$$S(k) = \alpha \varepsilon^{2/3} k^{-5/3}$$

$$kS(k) = fS(f)$$

$$u_* = \left(\frac{2\pi\lambda z}{\langle u \rangle} \right)^{2/3} \frac{S_{u,w}(f) f^{5/3}}{\alpha_{u,w} (2\pi)^{2/3}} \left(\Phi_m \left(\frac{z}{L} \right) - \left(\frac{z}{L} \right) \right)$$



Градиентные метод (Теория подобия Монина-Обухова)

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

$$u_* = \left(-\overline{u'w'} \right)^{1/2} \quad \frac{Q}{c_p \rho} = \overline{w'T'} \quad \frac{g}{T_0}$$
$$L = -\frac{u_*^3}{\kappa \frac{g}{T_0} \frac{Q}{c_p \rho}} \quad V = \frac{u_*}{\kappa} \quad T_* = -\frac{1}{\kappa u_*} \frac{Q}{c_p \rho}$$

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

$$\Delta u = u_z - u_s = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln \frac{z}{z_o} - \Psi_u(\xi) \right] \quad \Delta T = T_z - T_s = T_* \left[\ln \frac{z}{z_o} - \Psi_T(\xi) \right] \quad \Delta q = q_z - q_s = q_* \left[\ln \frac{z}{z_o} - \Psi_q(\xi) \right]$$

Измерения метеоэлементов проводятся на нескольких уровнях, по известным формулам теории подобия находятся характеристики турбулентного режима u_* , θ_* , q_* и L , а затем и потоки скрытого и явного тепла:

$$\tau = \rho u_*^2$$

$$H = -k c_p \rho u_* \theta_*$$

$$LE = k u_* q_*$$

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 $0,5 — 1$ °С, 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.

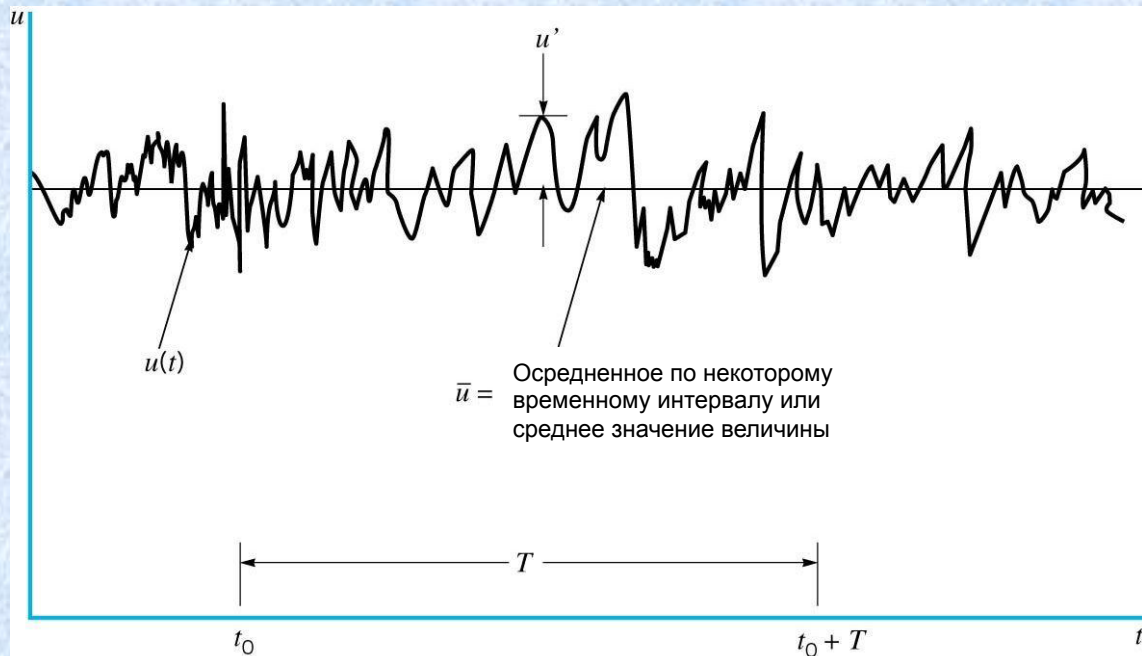
Эта связь обусловлена существующим в приводном и пограничном слоях воздуха механизмом турбулентного перемешивания тепла и влаги (которое в атмосфере намного более развито и интенсивно по сравнению с океаном) и проявляется более отчетливо для их среднемесячных (или декадных) значений, свободных от влияния 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.

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 Монино-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.



$$\bar{u} = \frac{1}{T} \int_{t_0}^{t_0+T} u(x, y, z, t) dt$$

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

Среднее значение

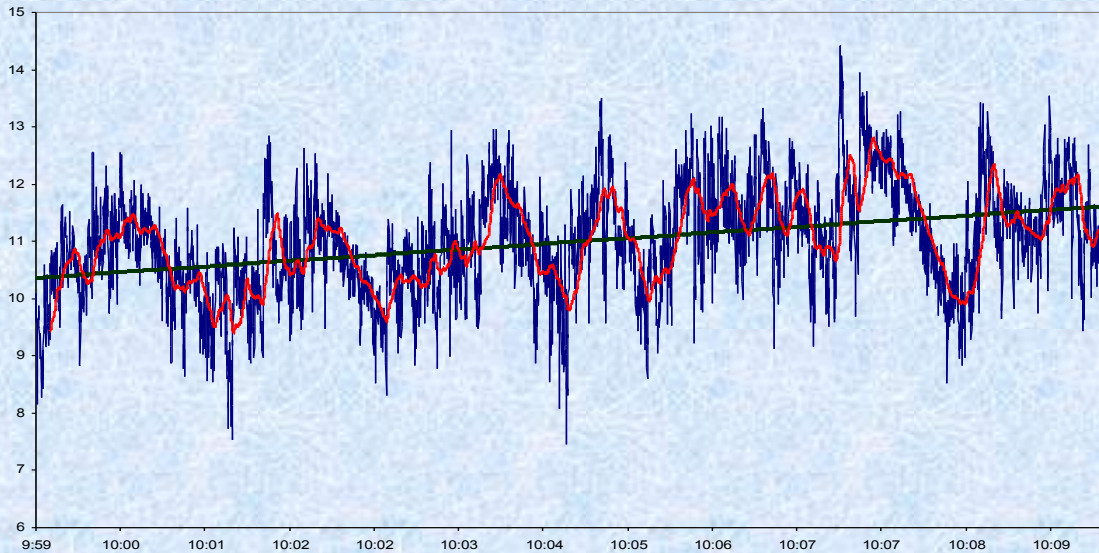
Пульсации

Представление Рейнольдса: описание турбулентного потока как композиции средней и пульсационной составляющей

Время осреднения должно быть значительно больше, чем период флуктуаций.

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

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



$$\overline{e} = \frac{1}{2} \overline{u'_i u'_i} \quad \text{- Интенсивность турбулентности}$$

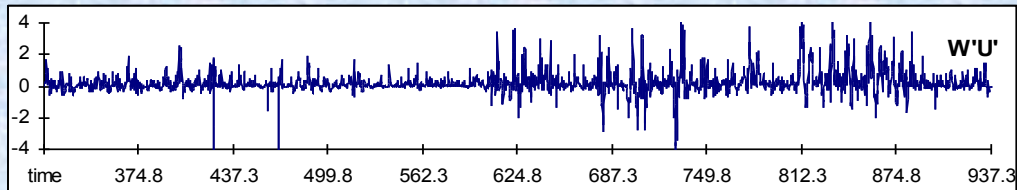
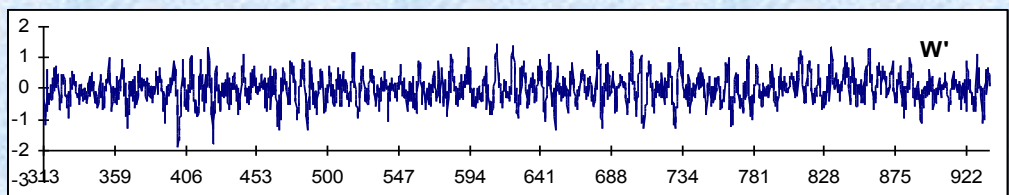
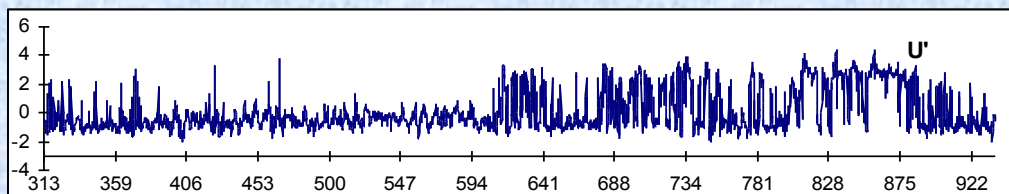
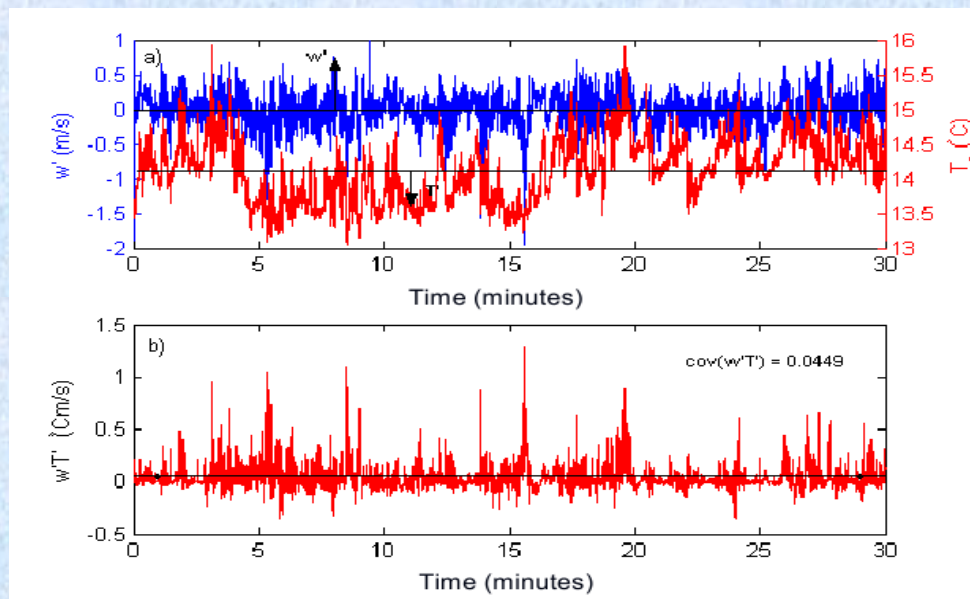
$$\overline{x' y'} \quad \text{- Ковариации двух процессов}$$

$$r_{uw} = \frac{\overline{u' w'}}{\sigma_u \sigma_w} = - \left(\frac{\sigma_u \cdot \sigma_w}{u_* \quad u_*} \right)^{-1}$$

Вторые моменты или коэффициенты корреляции

$$r_{wT} = \frac{\overline{w' T'}}{\sigma_w \sigma_T} = - \left(\frac{\sigma_w \cdot \sigma_T}{u_* \quad \frac{1}{u_*} \frac{Q}{c_p \rho}} \right)^{-1}$$

Мгновенные значения скорости ветра и температуры и их ковариации.



Пульсации двух компонент скорости ветра и их ковариации.

Пульсационный метод определения турбулентных потоков

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

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



$\tau = -\rho_0 [\overline{i u' w'} + \overline{j v' w'}] = \rho_0 u_*^2$ - Поток импульса
 $H = c_p \rho_0 \overline{w' T'}$ - Поток тепла
 $L_E = \rho_0 \overline{w' q' L_s}$ - 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
 $L = -\frac{u_*^3 \rho c_p}{\kappa \beta H} \quad \beta = \frac{g}{T}$

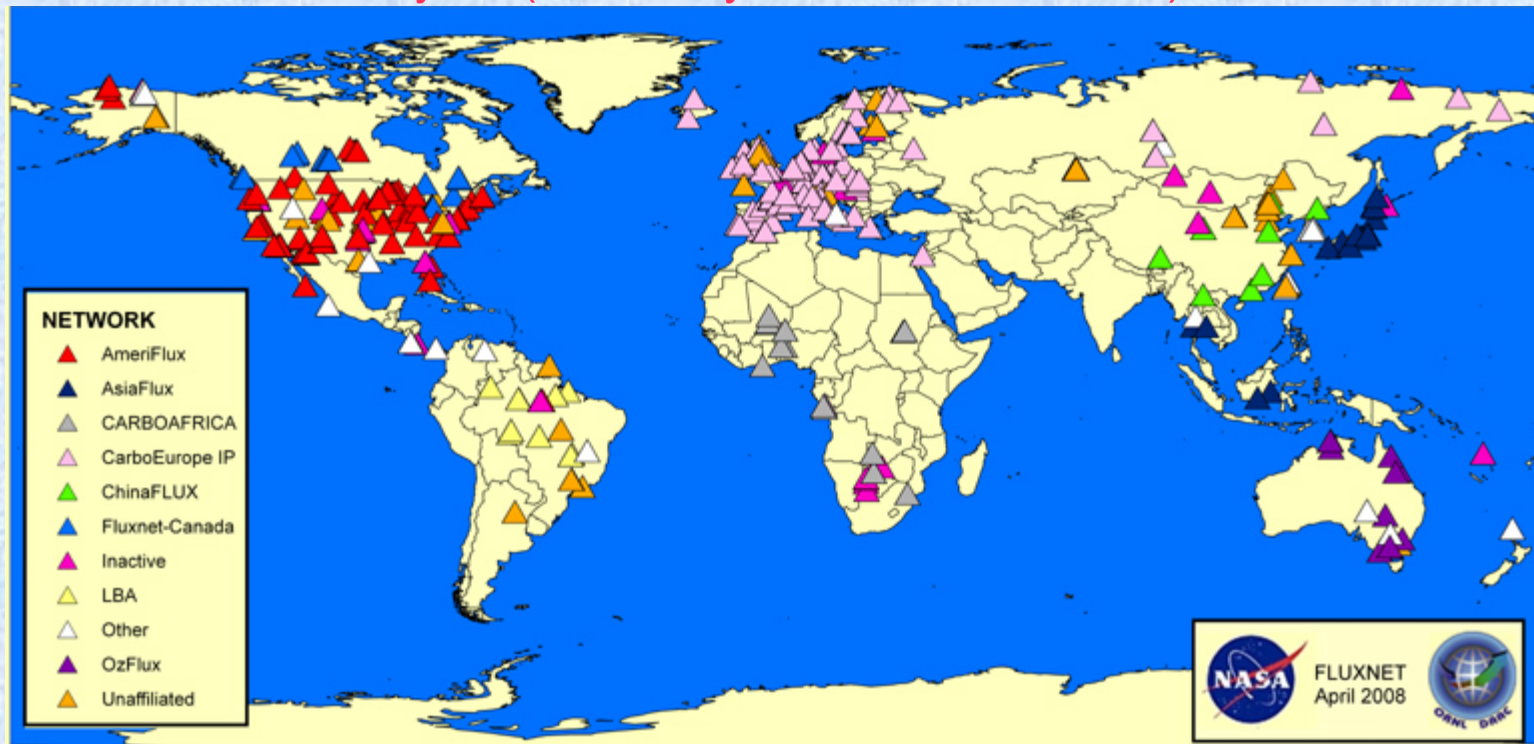


Пульсационный метод определения потоков

- Турбулентные потоки рассчитываются как ковариации между двумя высокочастотными временными сериями записи вертикальной скорости ветра и скаляра, которым может быть температура, влага или любой другой газ, измеренные в той же точке в пространстве и во времени.
- Выражения для определения потоков являются модификацией основной формулы Рейнольдса для добавочных турбулентных напряжений, относящихся к уравнению для концентрации примеси, т.е. представляют собой прямое определение потоков [*Монин, Яглом, 1965*]
- Т.е. само определение турбулентного потока показывает, что поток этот может быть приравнен односточечному смешанному моменту пульсаций скорости ветра в вертикальном (по отношению к поверхности Земли) направлении и пульсаций примеси(температуры).

Программное обеспечение для реализации пульсационного метода

- EDIRE (University of Edinburg, UK)
- ALTEDDY (Alterra)
- ECPack (University of Wageningen)
- TK3 (University of Bayreuth, Germany)
- EddySoft (Max-Plank-Institute Jena, Germany)
- Eth-flux (Technical University Zurich, Swiss)
- ECO2S (IMMECC-EU Univ. of Tuscia, Italy)
- EddyPro (Licor, USA)
- EddyUH (University of Helsinki, Finland)



Summit, Greenland
50 m

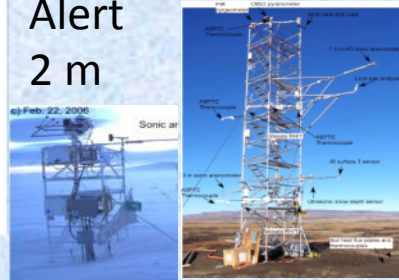
An Observational Arctic Flux Network Supporting the International Arctic Systems for Observing the Atmosphere (IASOA) and Global Cryosphere Watch (GCW)

Ny-Alesund
30 m

Tiksi
20 m

Eureka
10 m

Alert
2 m



Инструменты для измерения потоков: акустический анемометр+ Высокочастотный газовый анализатор

Измерения с частотой 10-20 Гц трех компонент скоростей ветра,
Температуры, концентраций CO_2 , H_2O , NO_2 и т.д.



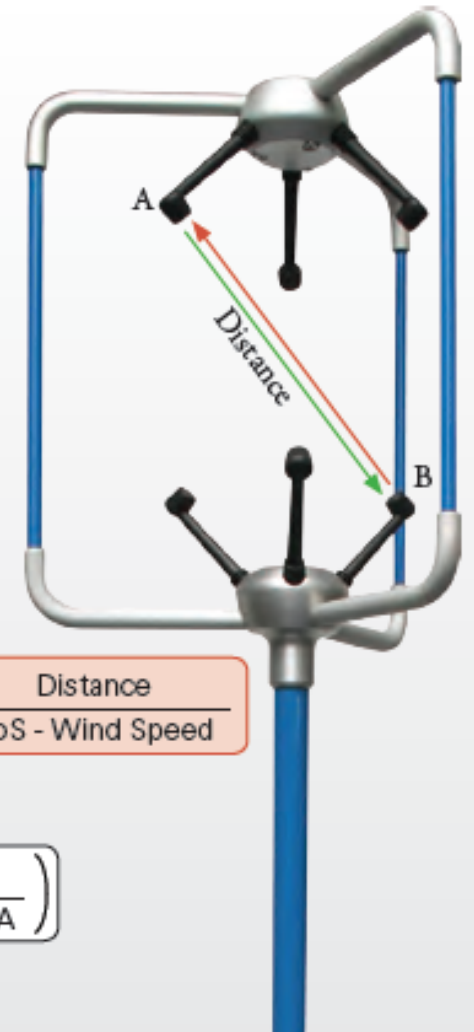
Газоанализатор открытого типа



Газоанализатор закрытого типа

Акустический анемометр измеряет скорость звука по времени его прохождения и расстояния между микрофоном и излучателем .

Скорость ветра рассчитывается из скорости звука по трем направлениям.



$$\text{Travel time A to B} = \frac{\text{Distance}}{\text{SoS} + \text{Wind Speed}}$$

$$\text{Travel time B to A} = \frac{\text{Distance}}{\text{SoS} - \text{Wind Speed}}$$

$$\text{Wind Speed} = \frac{\text{Distance}}{2} \left(\frac{1}{\text{Time A to B}} - \frac{1}{\text{Time B to A}} \right)$$

Акустическая температура

$$\theta_s = \frac{m_d}{\gamma R} \frac{(c_1^2 + c_2^2 + c_3^2)}{3} = \frac{1}{403} \frac{(c_1^2 + c_2^2 + c_3^2)}{3}$$

Open-path gas analyzers



Advantages:

- Low power consumption ($\sim 8\text{-}10\text{ W}$)
- Small high frequency flux loss

Disadvantages:

- Flux correction for H_2O and T fluctuations (Webb et al., 1980)
- Sensor self heating (Burba et al., 2008)
- Separation distance from the sonic anemometer
- Not working with adverse weather (rain, fog, snow)

Closed-path gas analyzers

Licor 6262, 7000, 7200 (CO₂ and H₂O)



Advantages:

- Working with adverse weather (rain, fog, snow)
- Temperature fluctuations are damped.
- On-line calculation of mixing ratio (no need for WPL)

Disadvantages:

- Need high power (~10 + 40 W for the pump)
- Except for Licor 7200, potentially large flux attenuation at high frequency (depending on EC system set-up)
- Time lag and flux attenuation of H₂O due to the sampling line and filters affected also by ambient condition (relative humidity)



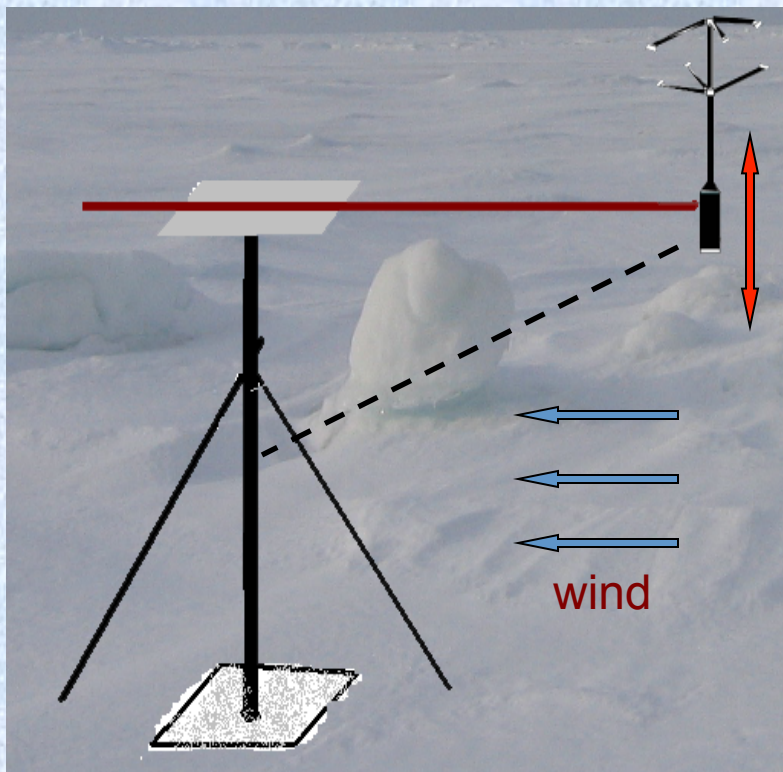
Photos by LICOR Inc

Коррекции метеорологических данных, используемые для расчета турбулентных потоков.

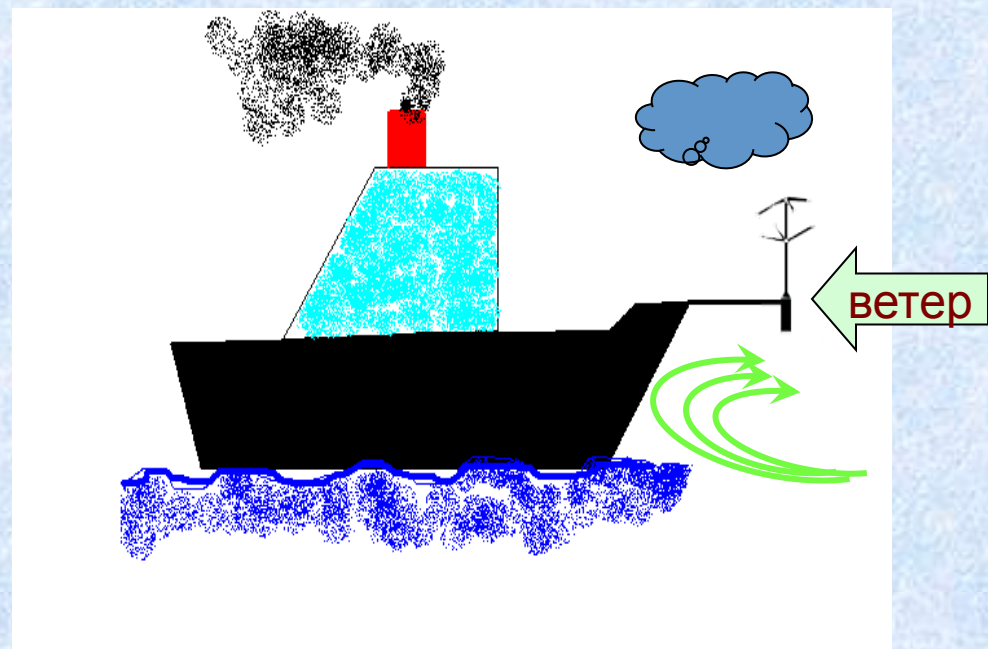
Коррекция	Ошибка в вычислении потоков
Удаление всплесков	0-15 %
Выбор интервала осреднения	5-10 %
удаление тренда	0-30%
Tild-коррекция (поворот анемометра)	0-25%
Коррекция временного сдвига между сигналами	5-15%
Коррекция частотных характеристик	5-30%
Коррекция акустической температуры	0-10%
WPL-коррекция (учет влияния флуктуаций плотности воздуха)	0-50%
Контроль качества данных	0-20%

Прямые (Eddy-covariance) измерения

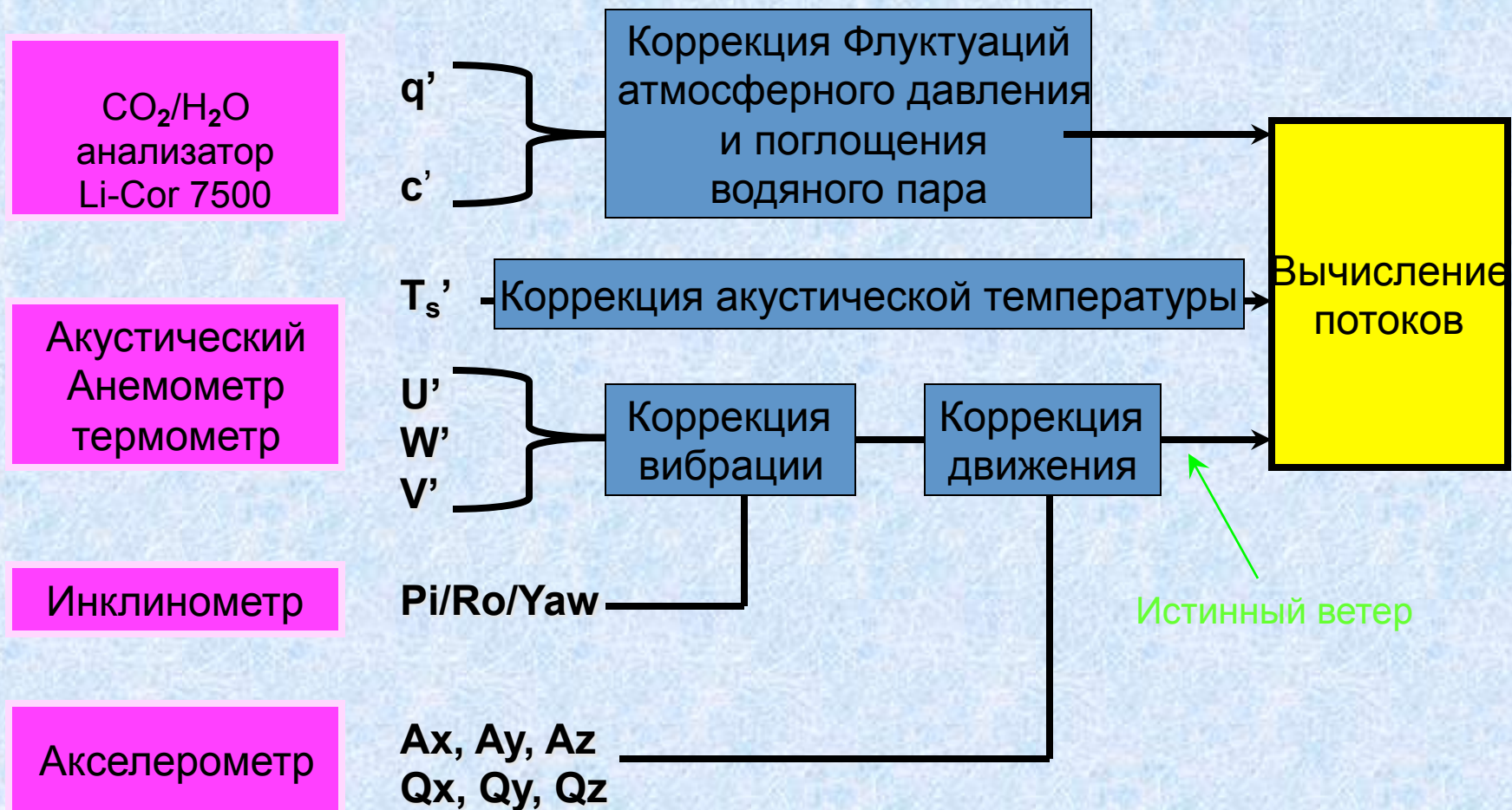
С фиксированной мачты



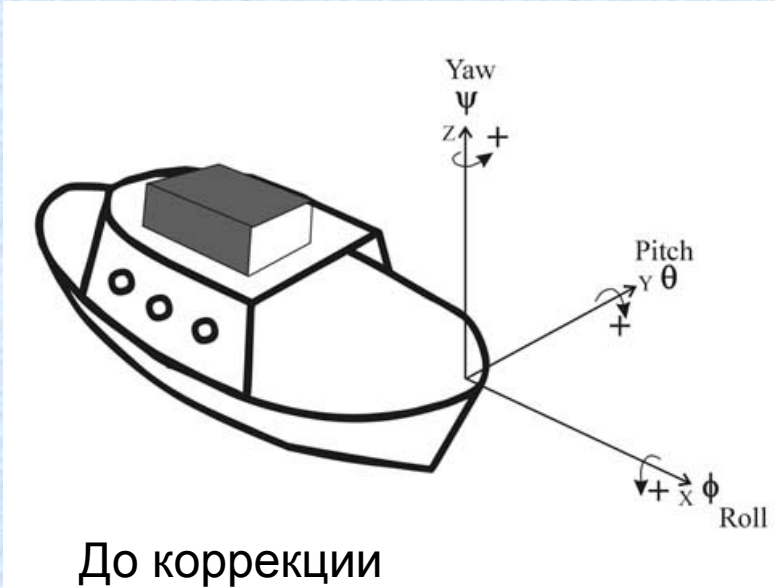
С борта судна



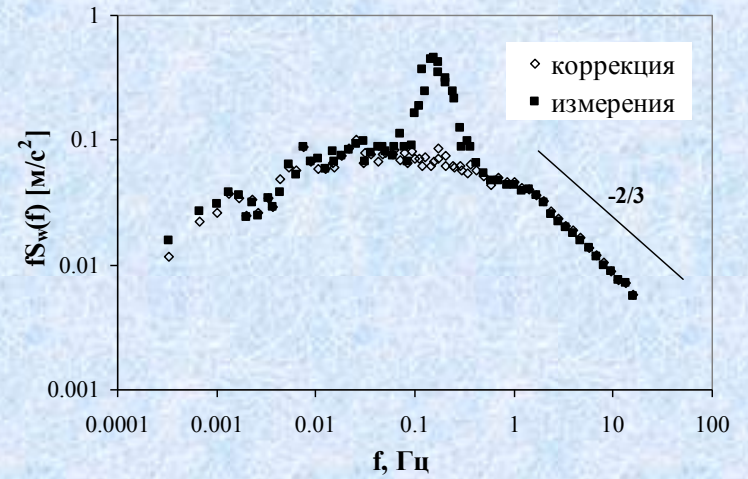
Измерения со льда



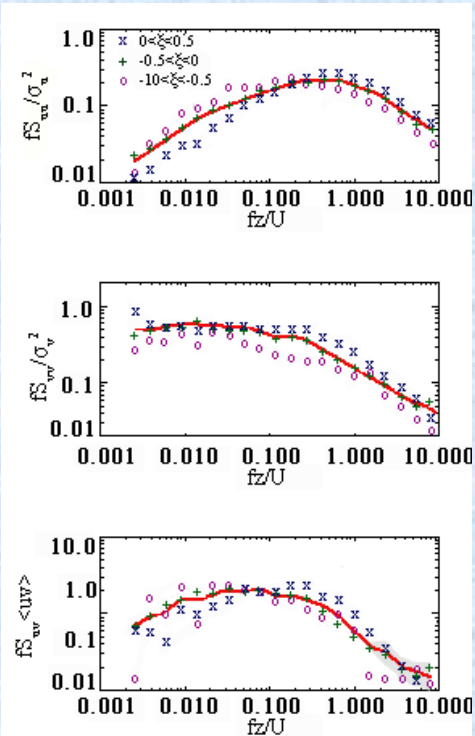
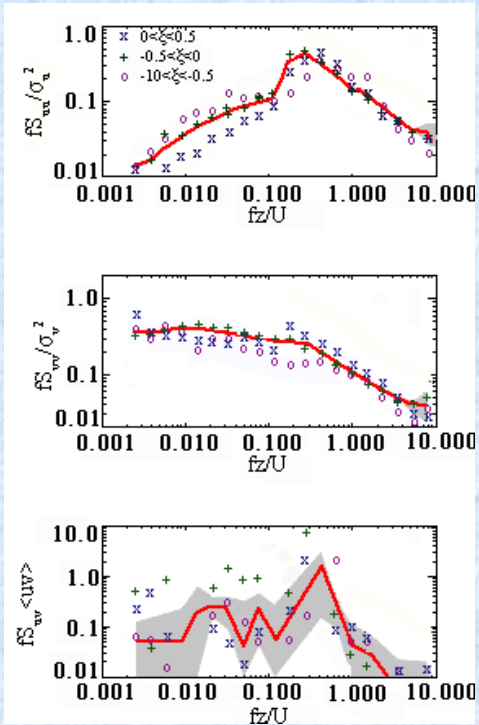
Координатная система для коррекции качки



До коррекции



После коррекции

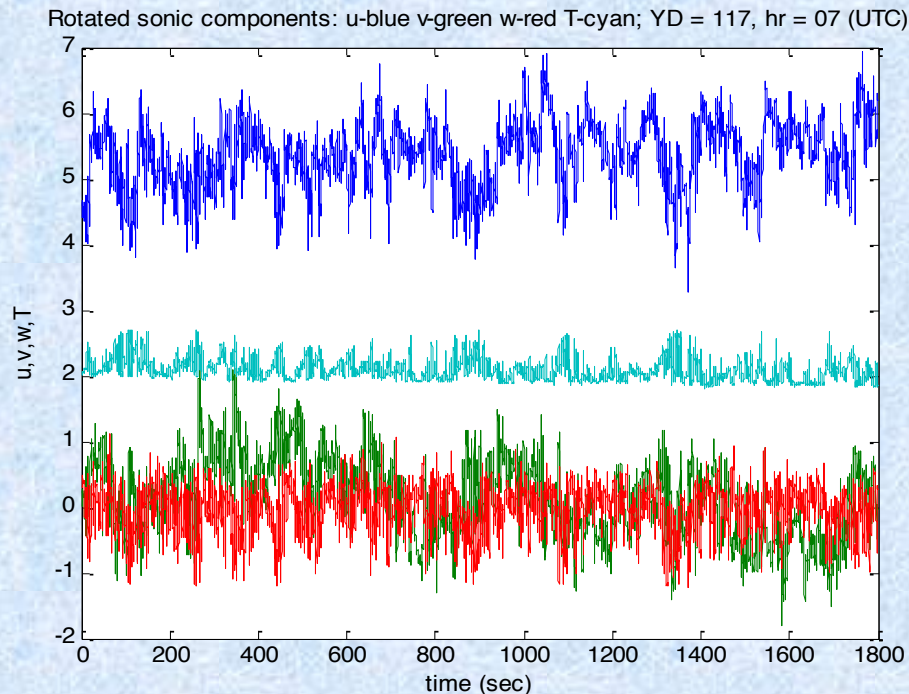


Удаление пиков

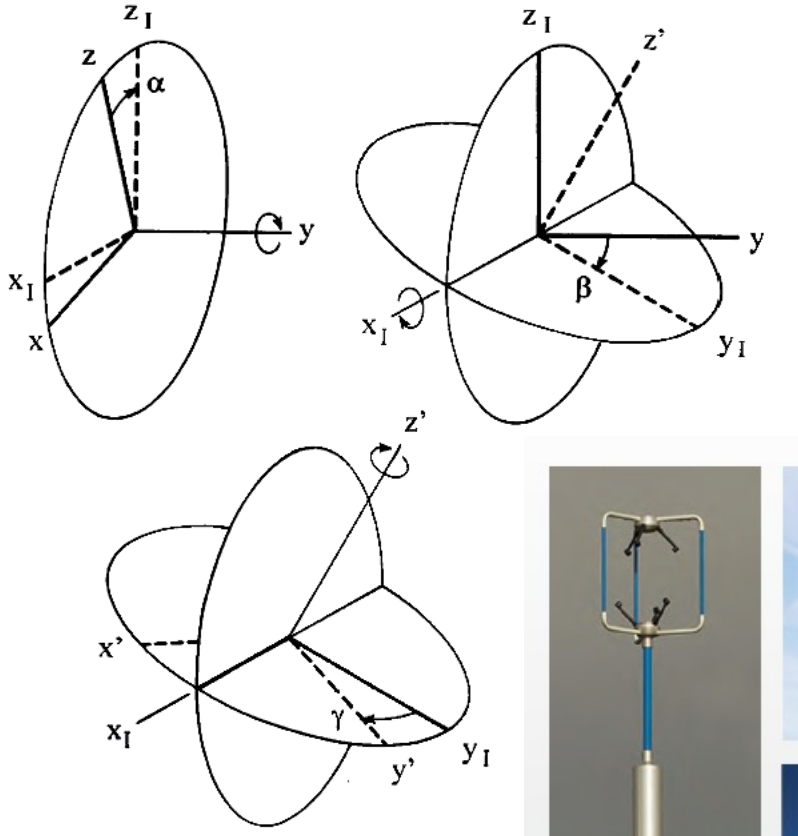
1. $(\text{mean}(z) - \sigma(z) \cdot a) < z_i < (\text{mean}(z) + \sigma(z) \cdot a)$

2. Как ограничители используются максимально и минимально возможные физические величины

3. Все величины, которые превосходят в 5.5 раз стандартное отклонение в окне из 10 величин, отмечаются как выбросы. Но если этот критерий отбраковывает 4 и более величины в строке, они не отбрасываются и считаются «реальными».



Коррекция наклона анемометра



Угол первого наклона

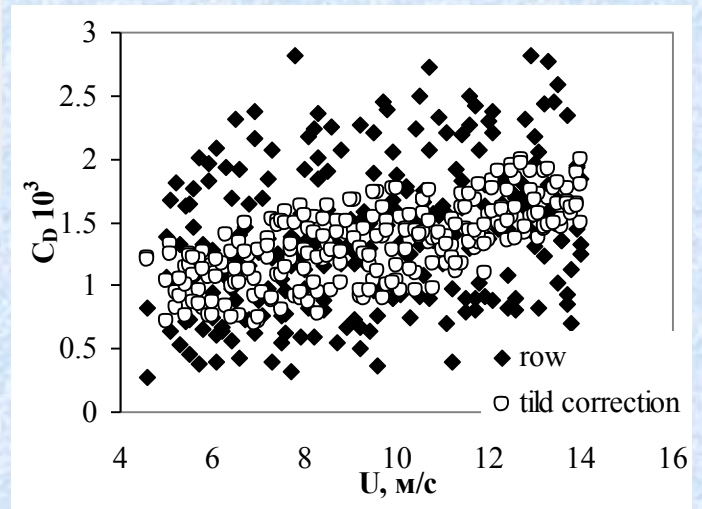
$$\gamma = \tan^{-1}\left(\frac{\overline{v_m}}{u_m}\right)$$

Угол второго наклона

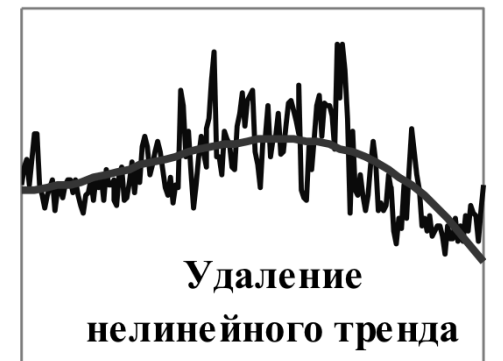
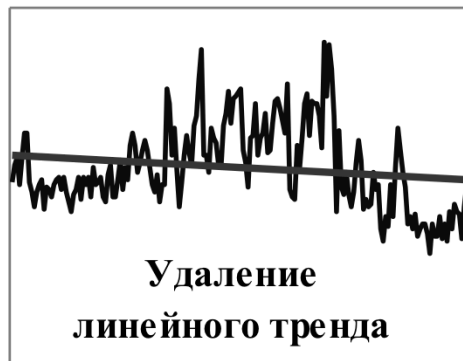
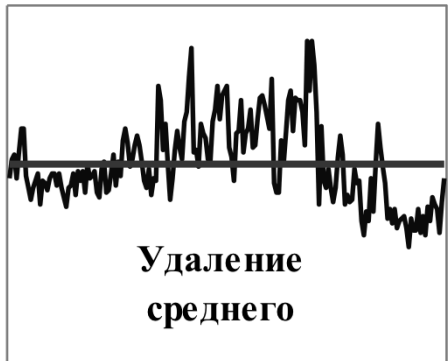
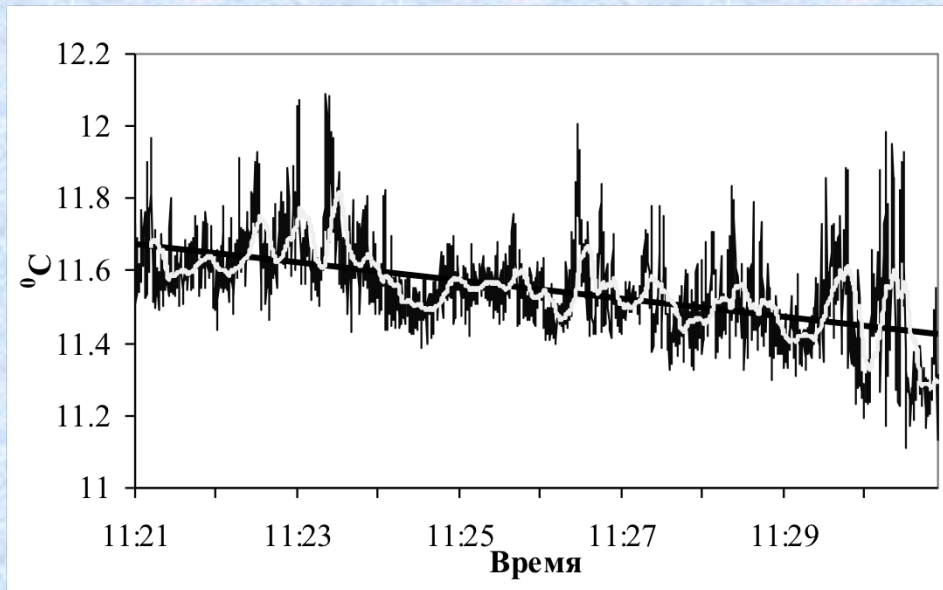
$$\beta = \tan^{-1}\left(\frac{\overline{w_1}}{u_1}\right)$$

Угол третьего наклона

$$\alpha = \frac{1}{2} \tan^{-1}\left(\frac{\overline{2v_2w_2}}{v_2^2 - w_2^2}\right)$$



Удаление тренда



Коррекция акустической температуры

$$T_s = T_a \left(1 + 0.32 \cdot 10^3 R_v \frac{\rho_v T_a}{p_a} \right)$$

Здесь R_v – газовая постоянная для водяного пара, ($=0.46148 \text{ J}/(\text{г} \cdot \text{К})$),
 ρ_v – плотность водяного пара, измеренная с помощью $\text{Li}-7500$, ($\text{г}/\text{м}^3$),
 p_a – атмосферное давление, измеренное с помощью $\text{Li}-7500$, (кПа).

В некоторых случаях уравнение не имеет решения. Тогда реальная температура находится из уравнения:

$$T_s = T_a \left(1 + 0.32 \cdot \frac{p_v}{p_a} \right)$$

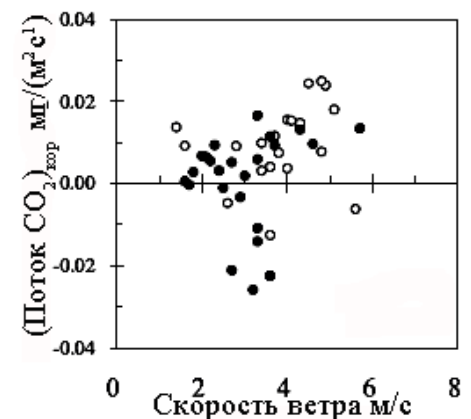
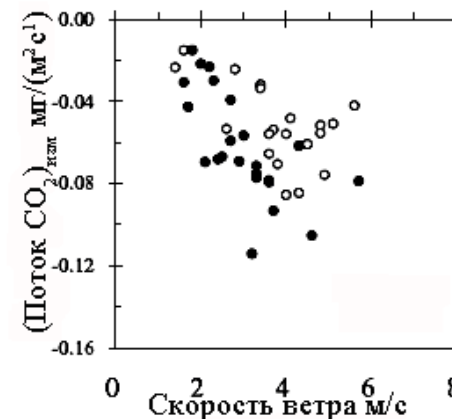
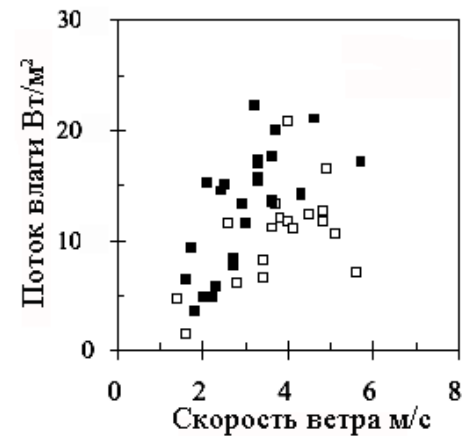
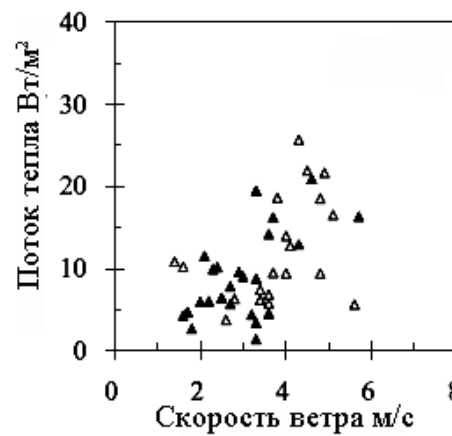
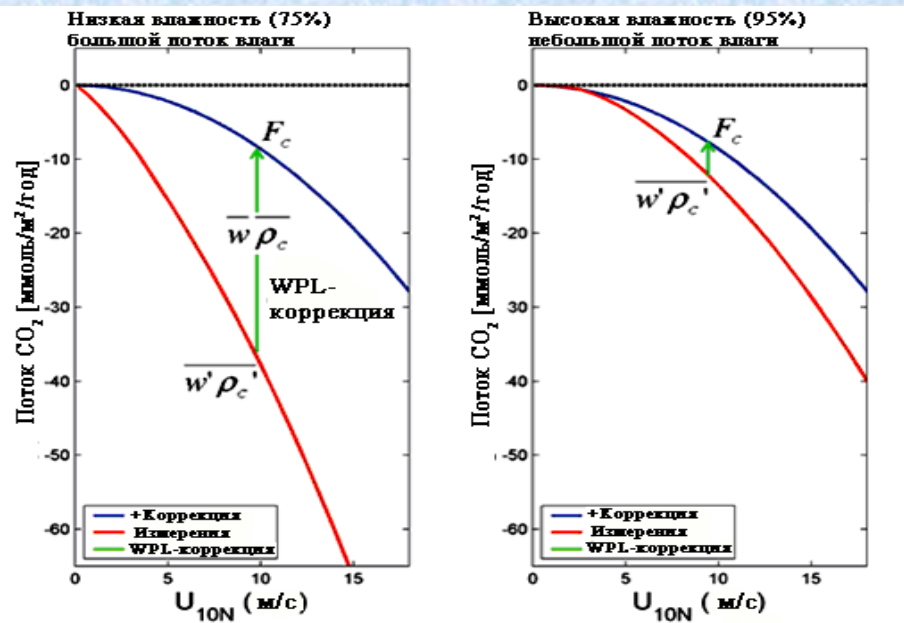
WPL - коррекция

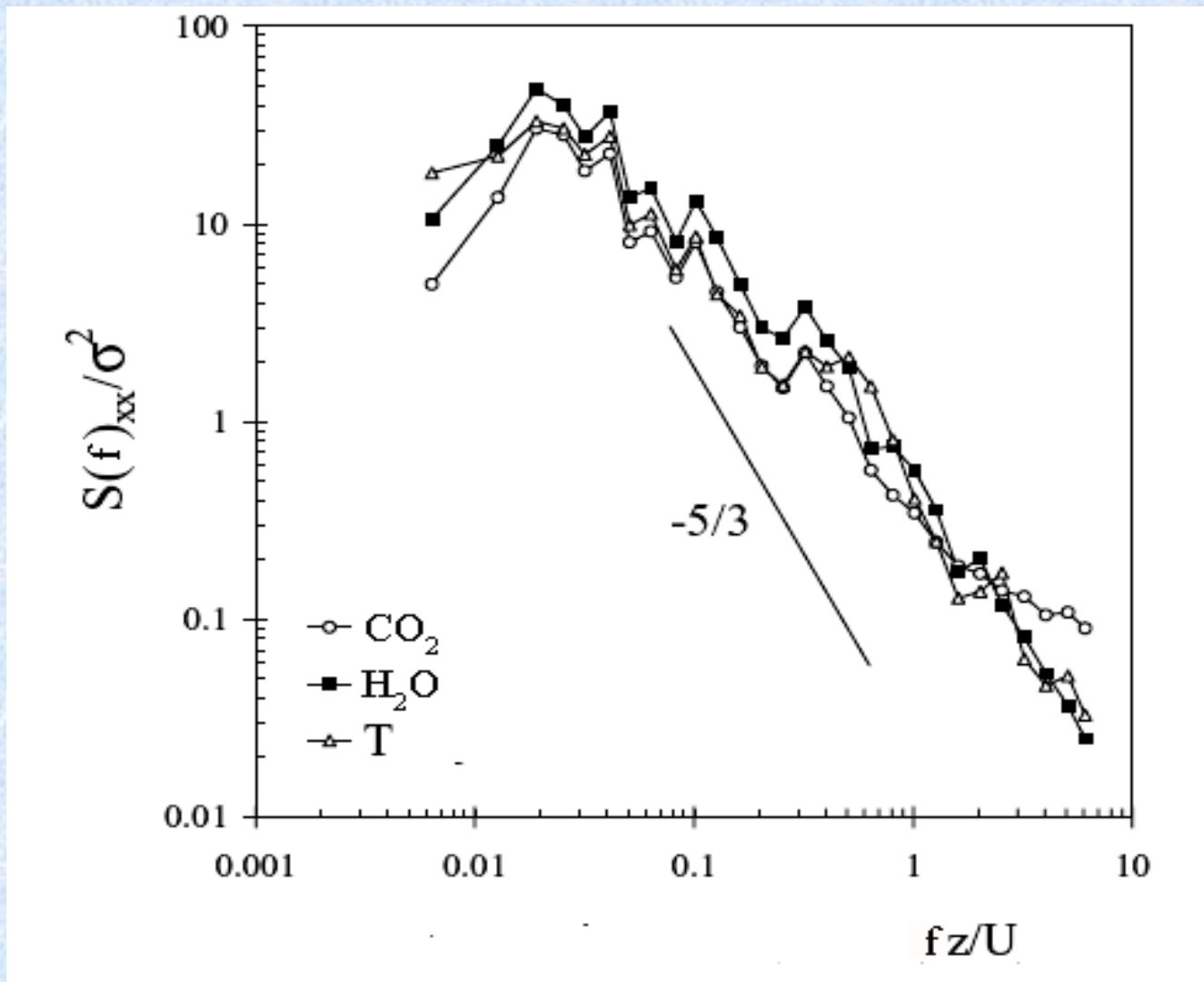
Первое связано с преобразованием измеренного объемного содержания какой-либо скалярной примеси (например, водяного пара) в массовый параметр, такой как удельная влажность или массовая доля водяного пара.

Второе направление – это коррекция вертикальной скорости ветра за счет учета флуктуаций плотности водяного пара.



Вклад WPL-коррекции в расчет потока углекислого газа при различных внешних условиях

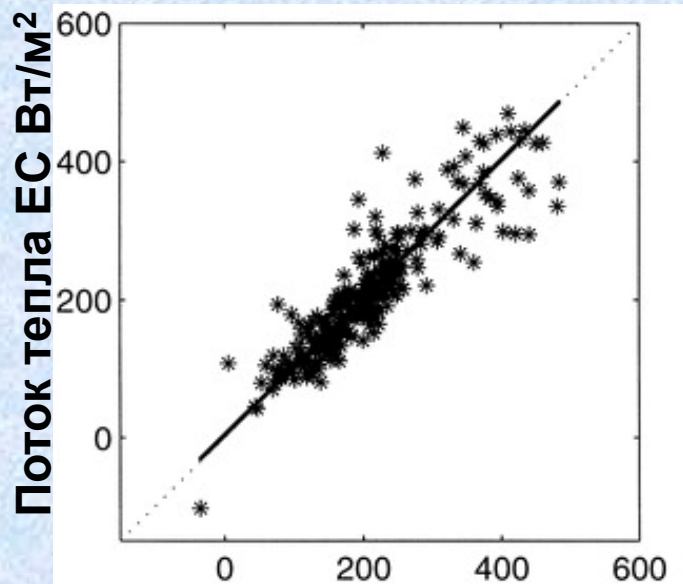




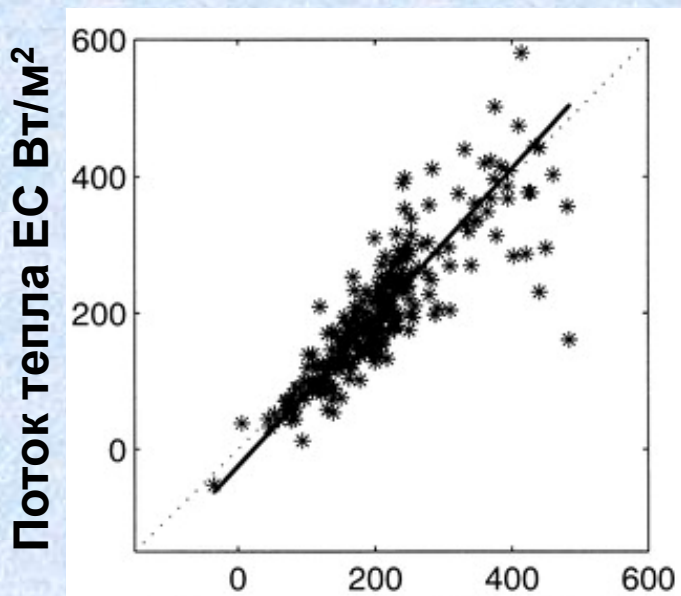
Коэффициент корреляции потоков тепла и импульса, полученных с применением пульсационного метода, с полученными другими методами

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



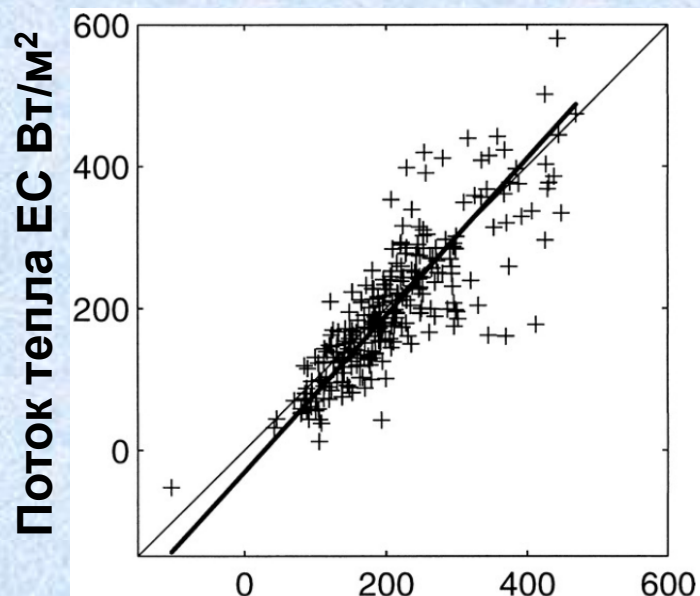
Поток тепла ИД Вт/м²



Поток тепла ПМ Вт/м²

Сравнение измеренных и рассчитанных по различным методам турбулентных потоков тепла.

Район измерений:
Арктика, зона полыней и разводий



Поток тепла COARE Вт/м²

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

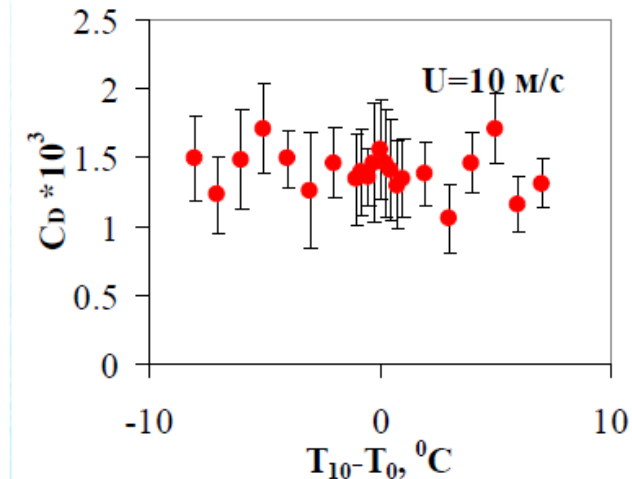
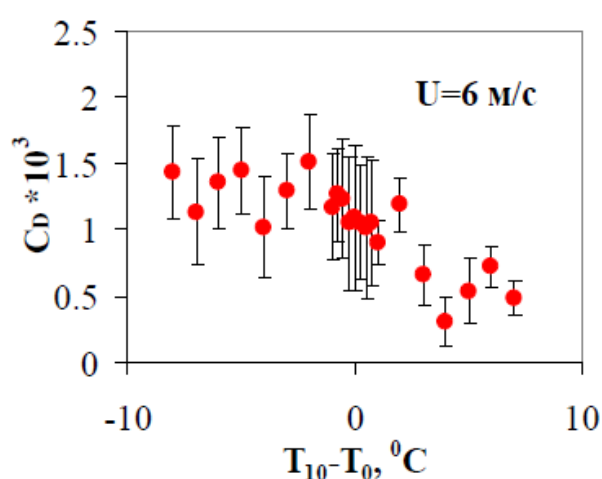
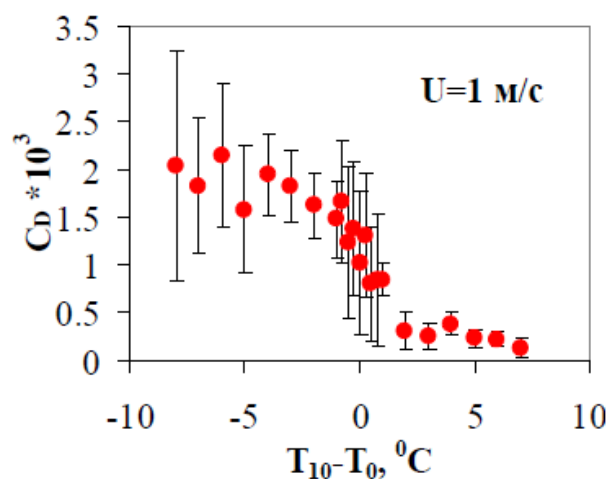
Из выводов теории подобия:

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

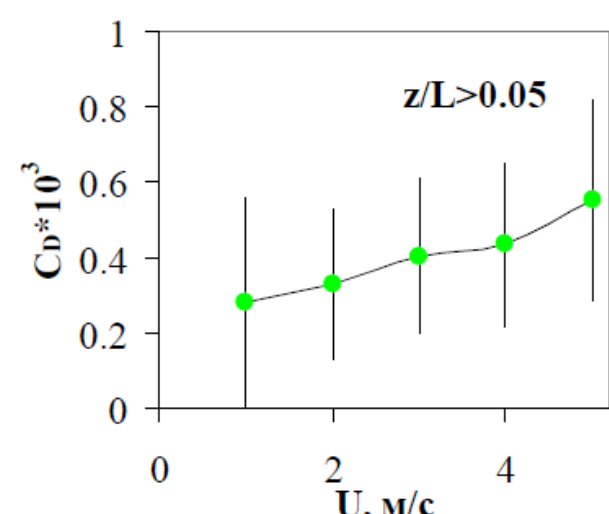
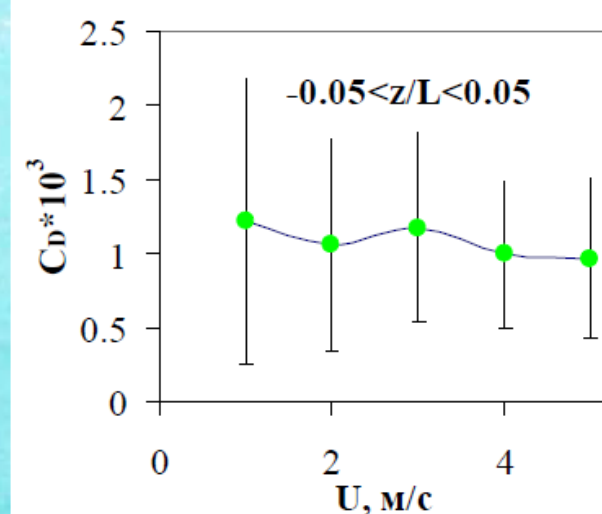
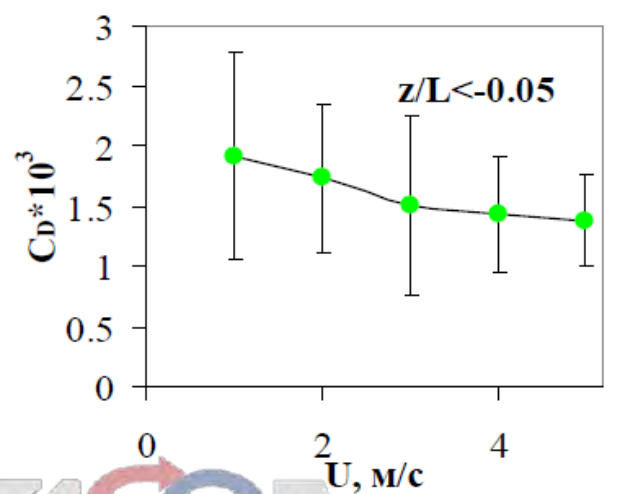
$$C_H = \alpha_T C_D \frac{\left[\ln \frac{z}{z_0} - \Psi_u \left(\frac{z}{L} \right) \right]}{\left[\ln \frac{z}{z_T} - \Psi_T \left(\frac{z}{L} \right) \right]}$$

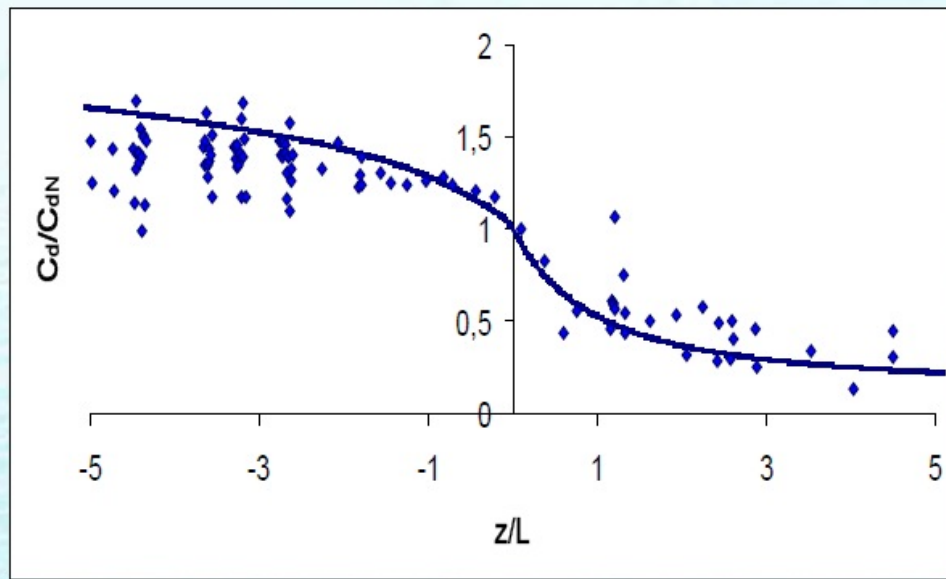
$$C_E = \alpha_q C_D \frac{\left[\ln \frac{z}{z_0} - \Psi_u \left(\frac{z}{L} \right) \right]}{\left[\ln \frac{z}{z_q} - \Psi_q \left(\frac{z}{L} \right) \right]}$$

Зависимость коэффициента сопротивления от температурной стратификации



Зависимость коэффициента сопротивления от скорости ветра при различных режимах стратификации





$$C_{Dn}^{-1/2} = C_D^{-1/2} + \frac{\Psi_u(\zeta)}{\kappa}$$

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

$$\Psi_u = \int_0^{\zeta} \frac{1 - \varphi_u(\xi)}{\xi} d\xi$$

$$\frac{z}{L} < -0.05 \quad [\text{Grachev, Fairall, 1998}]$$

$$\Psi_u(\zeta) = \frac{\Psi_{\text{kansas}} + \zeta^2 \Psi_{\text{convectiv}}}{1 + \zeta^2}$$

$$\Psi_{\text{kansas}} = 2 \ln\left(\frac{1+x}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) - 2 \arctan x + \frac{\pi}{2}$$

$$\Psi_{\text{convectiv}} = \frac{3}{2} \ln \frac{y^2 + y + 1}{3} - \sqrt{3} \arctan \frac{2y+1}{\sqrt{3}} + \frac{\pi}{\sqrt{3}}$$

$$x = (1 - 16\zeta)^{1/4} \quad y = (1 - 13\zeta)^{1/3}$$

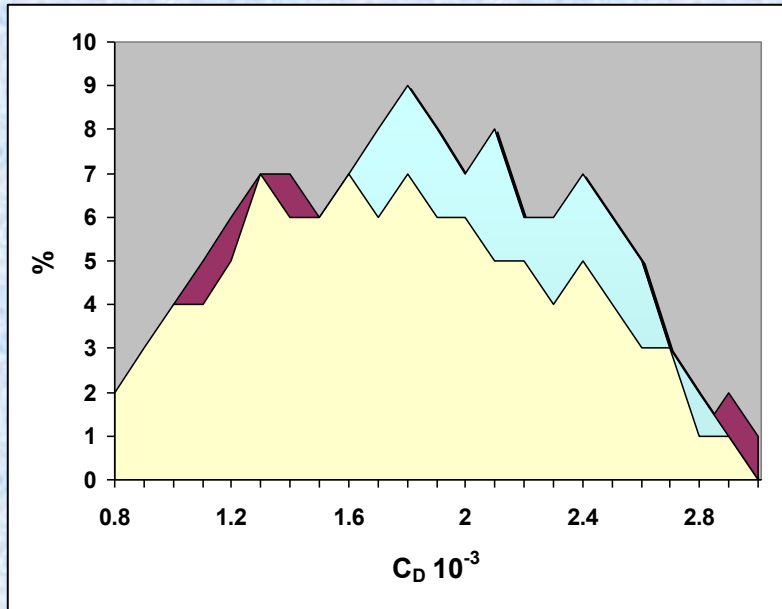
$$\frac{z}{L} > 0.05 \quad [\text{Rutcherson et al., 2001}]$$

$$\varphi_m = 1 + a_1 \zeta + (1 + c_1 - d_1 \zeta) \zeta b_1 \exp(-d_1 \zeta)$$

$$\Psi_m = -b_1 c_1 / d_1 - a_1 \zeta - b_1 (\zeta - c_1 / d_1) \exp(-d_1 \zeta)$$

Коэффициент сопротивления

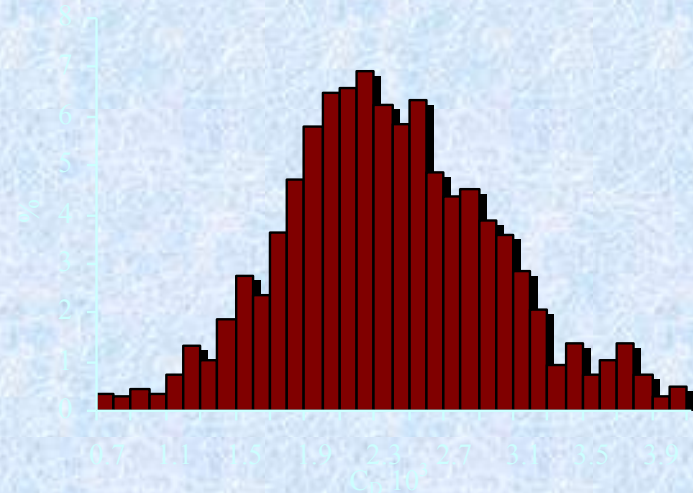
Относительное распределение значений коэффициента сопротивления над различными поверхностями

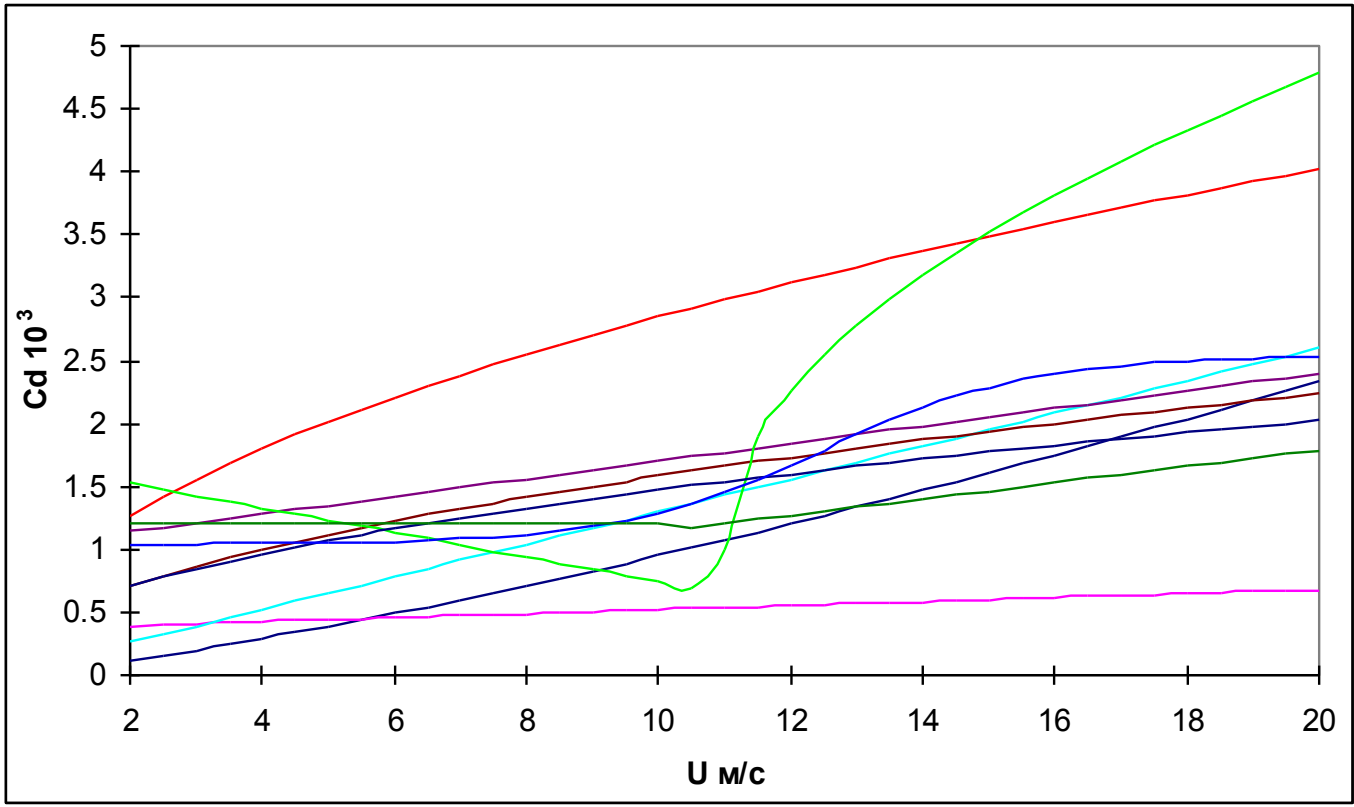


Всторошенная поверхность

Ровная поверхность, покрытая снегом

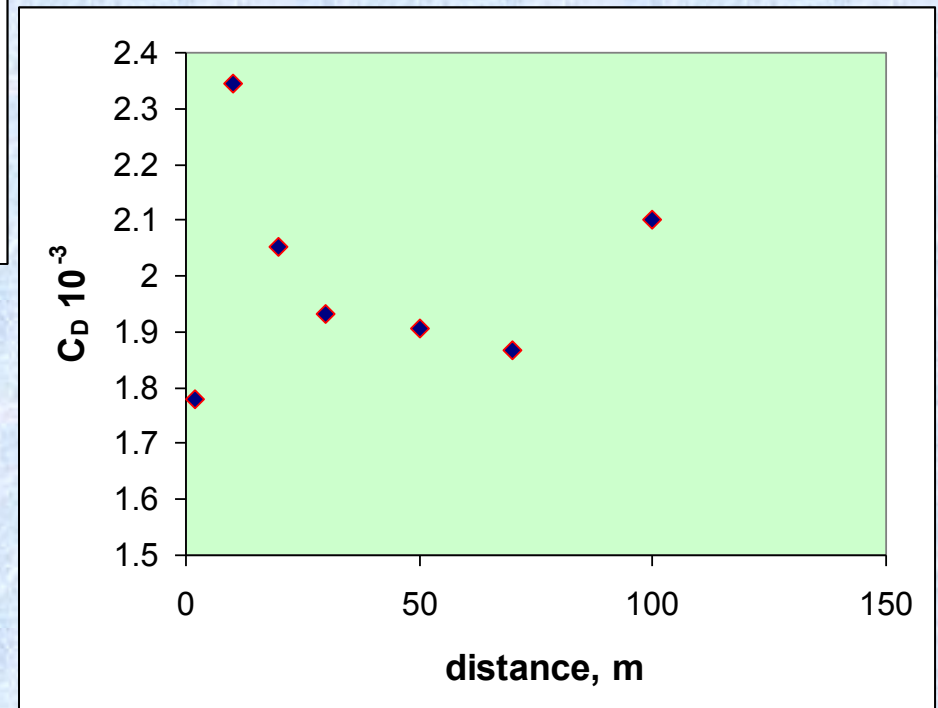
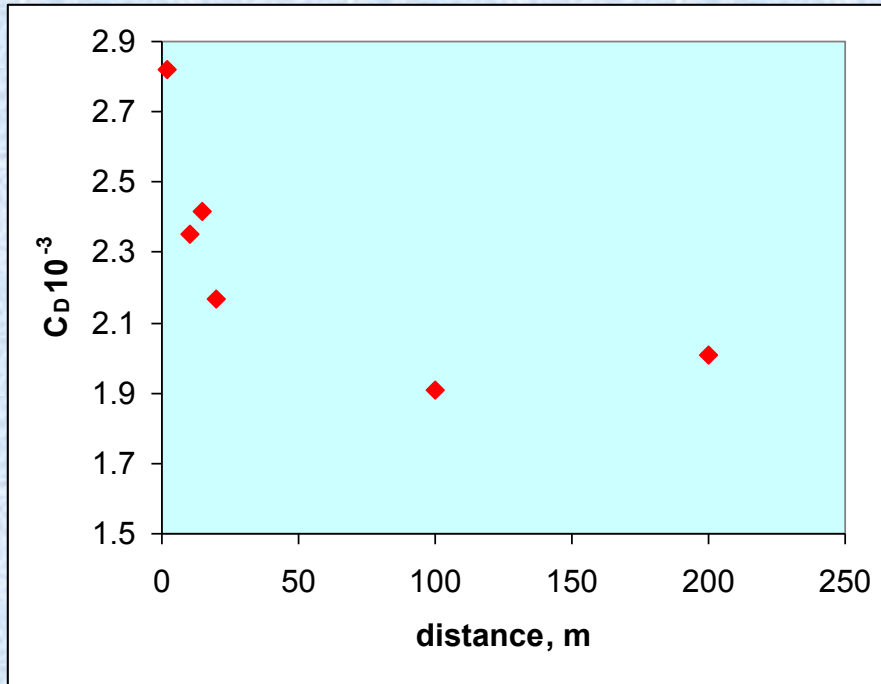
Ровный лед со снежницами

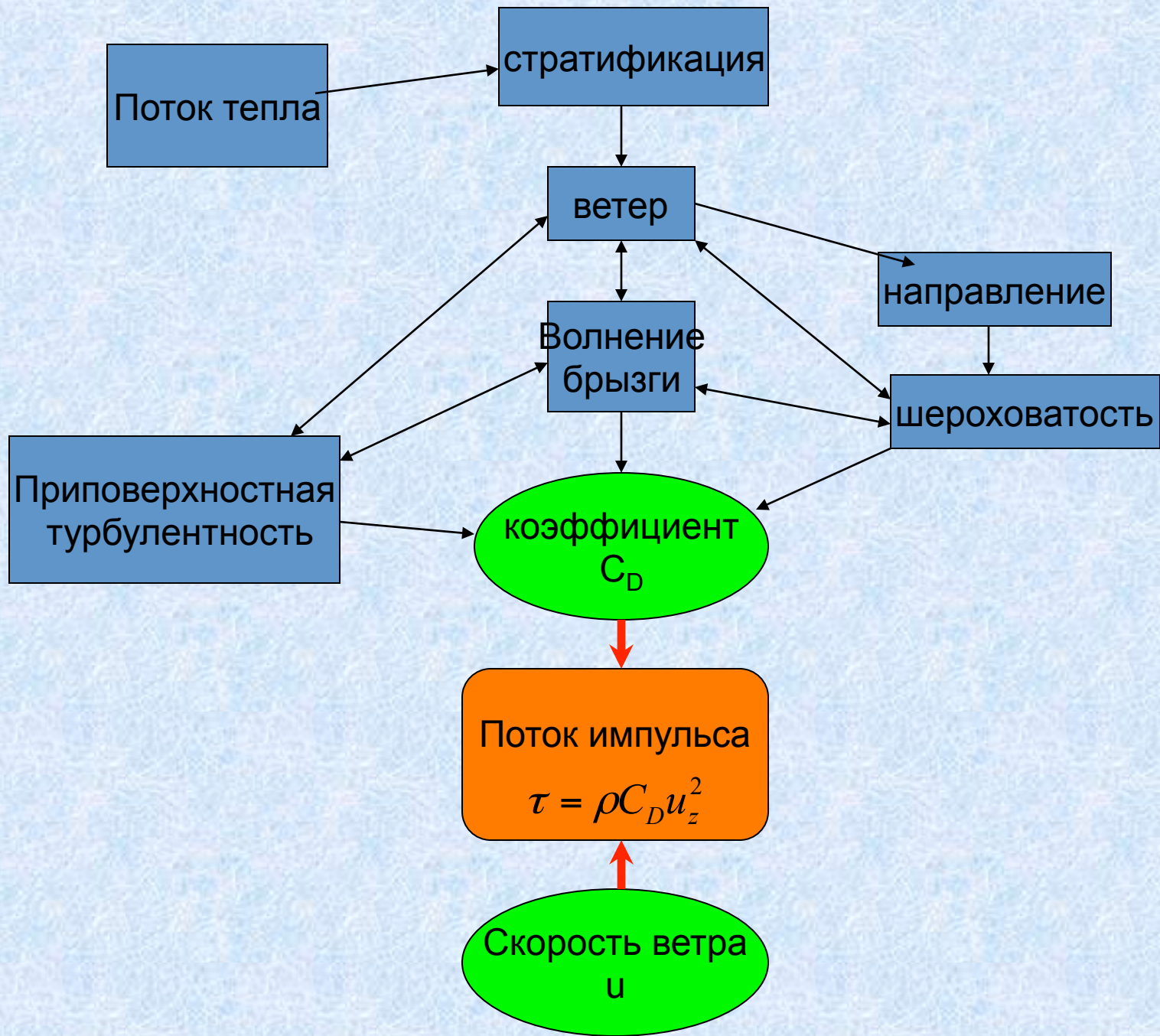


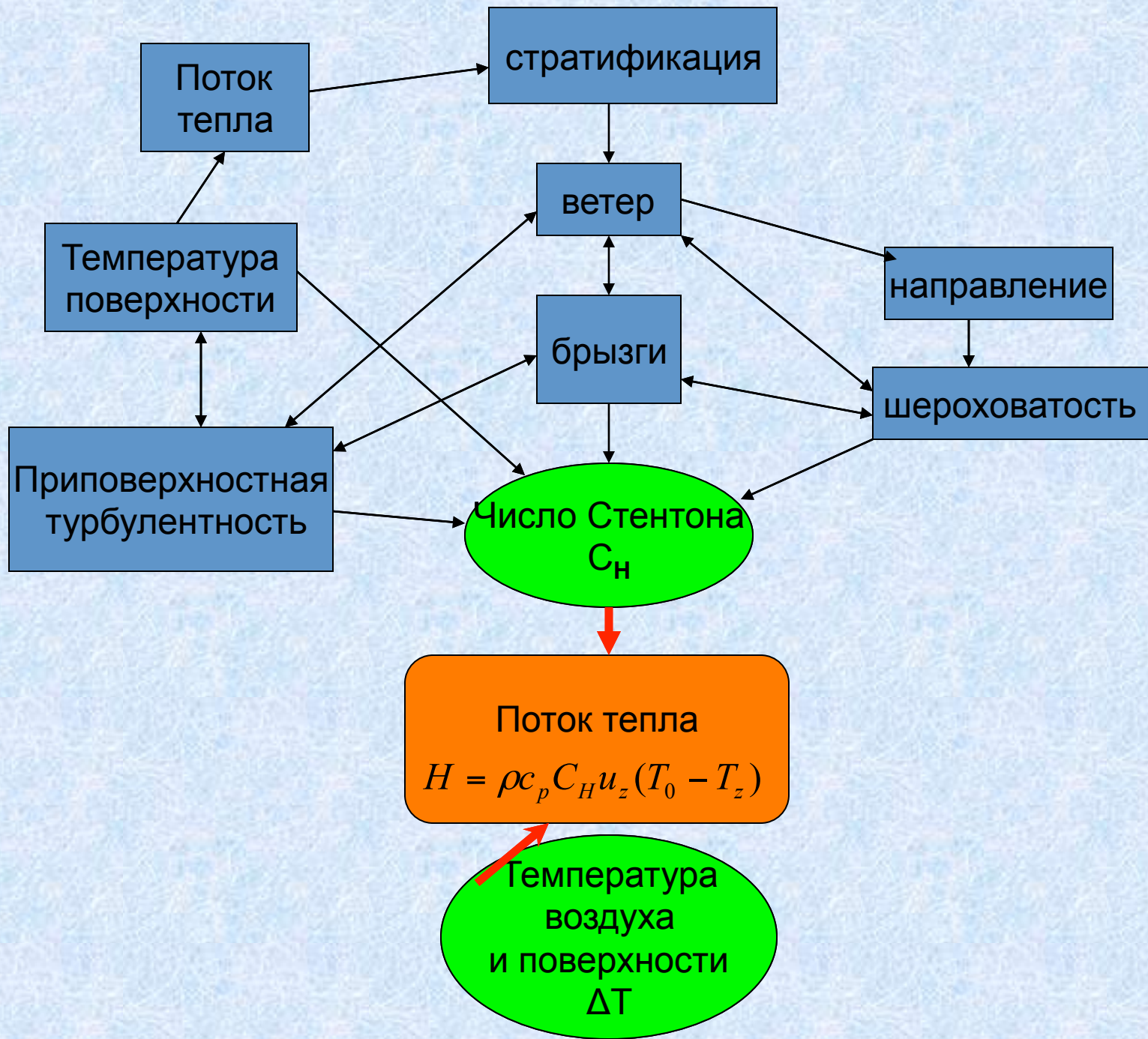


a) Направление ветра от торосов к ровной поверхности

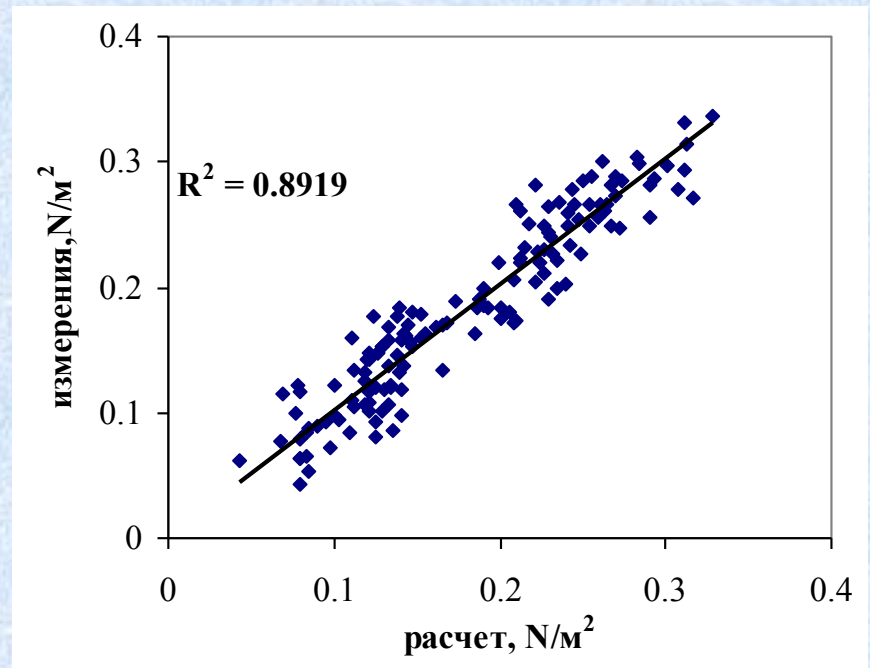
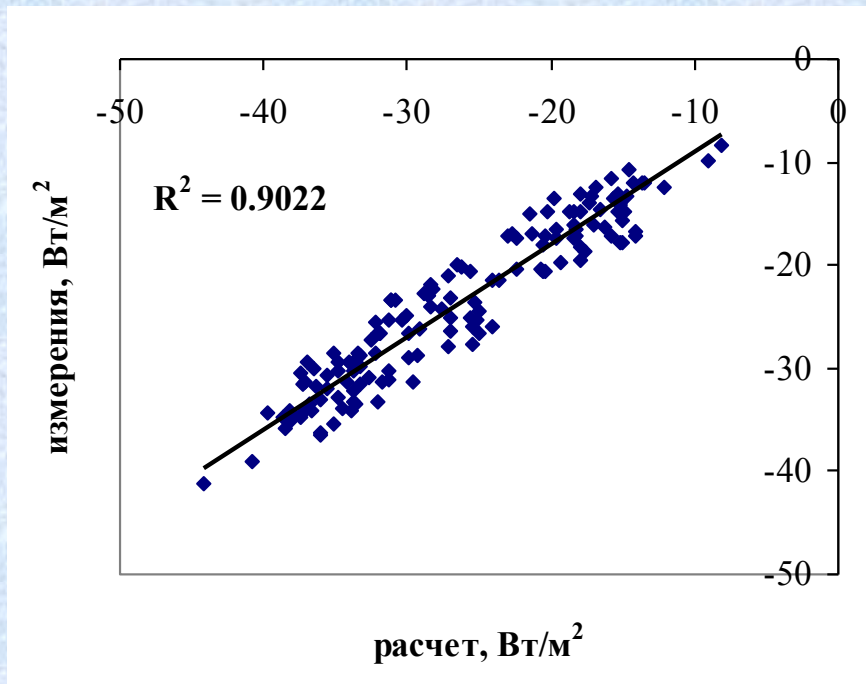
b) Направление ветра от ровной поверхности к торосам







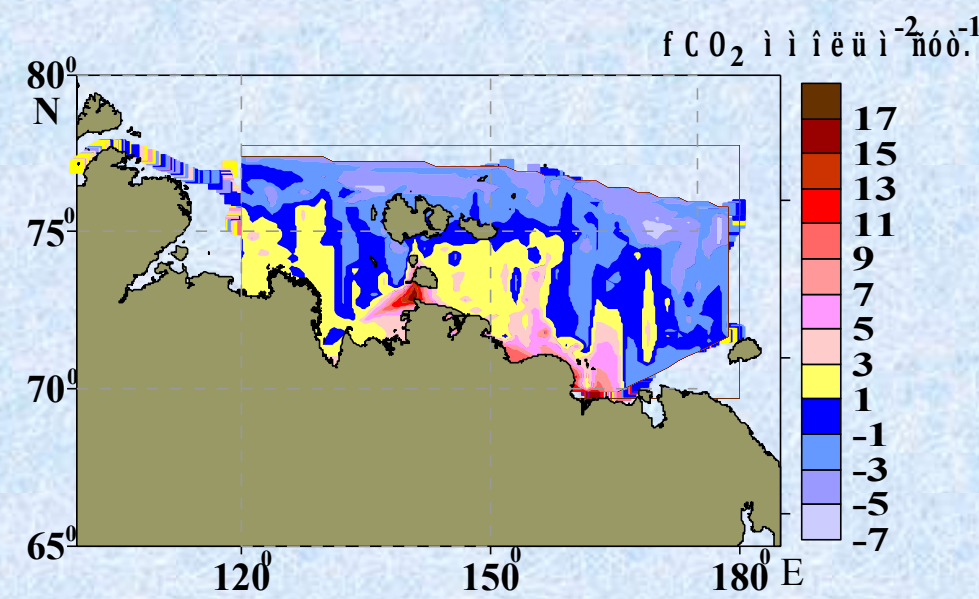
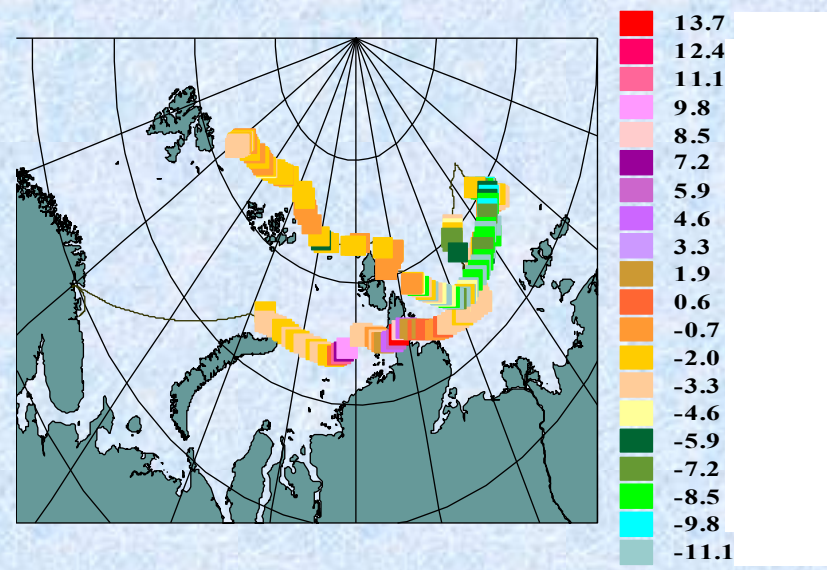
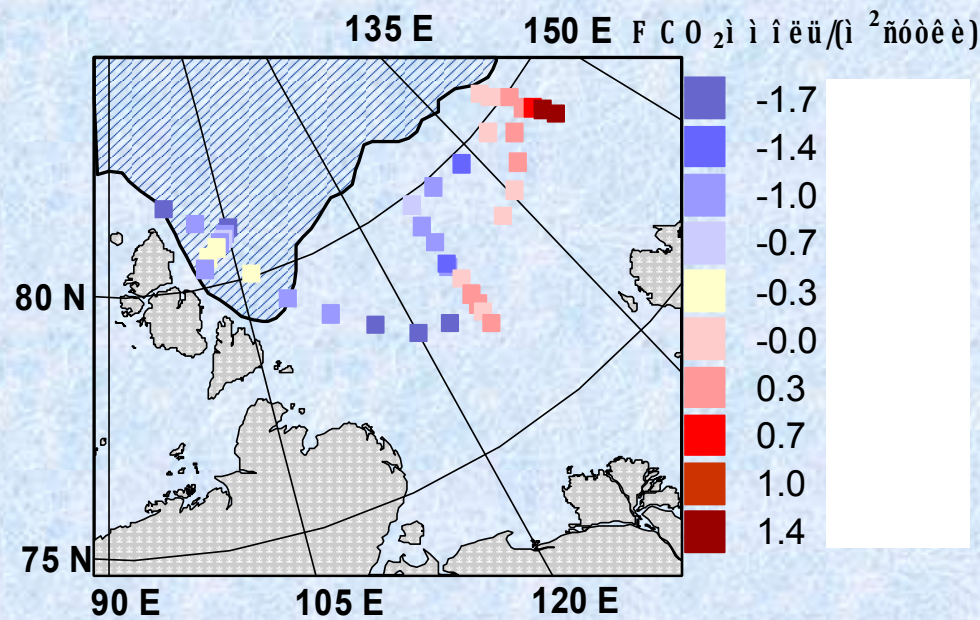
Сравнение рассчитанных профильным методом и измеренных потоков тепла и импульса про действи кататического ветра при слабо-устойчивой стратификации



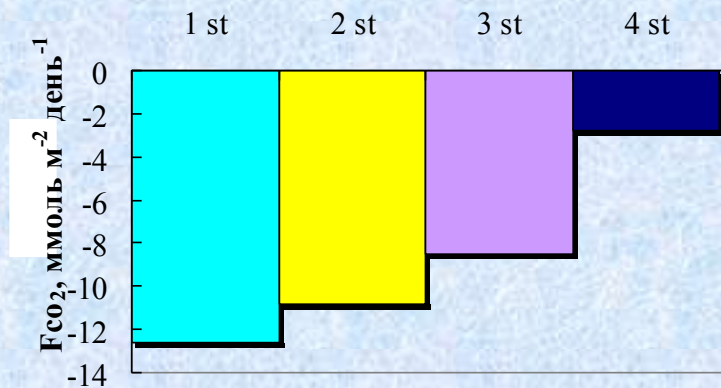
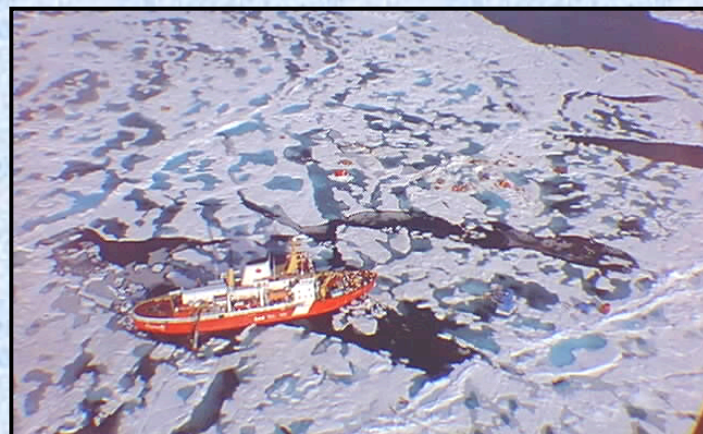
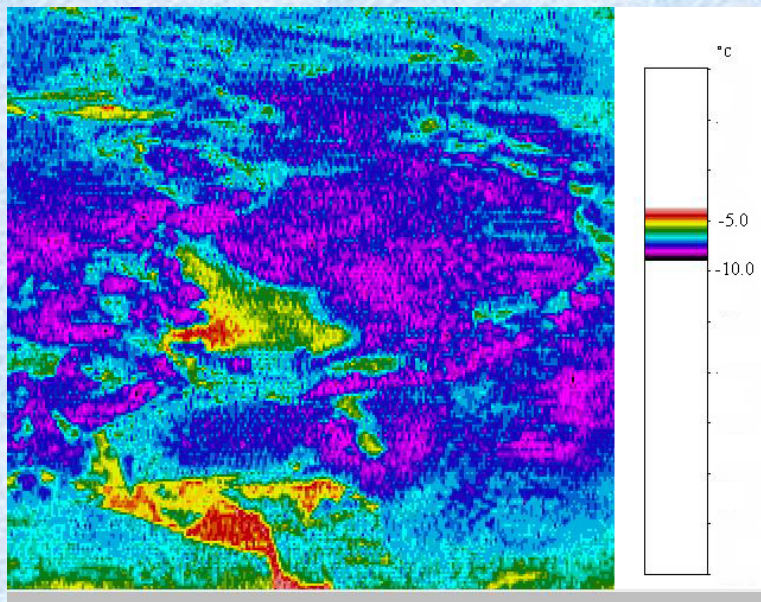
1. Универсальные функции в виде: $\varphi_m = \varphi_H = 1 + a_1 \frac{z}{L} + \left(1 + c_1 - d_1 \frac{z}{L}\right) \frac{z}{L} b_1 \exp\left(-d_1 \frac{z}{L}\right)$
2. Замена параметра устойчивости на число Ричардсона:

$$\frac{z}{L} = \left(1.89 \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) + 44.2\right) \cdot Ri^2 + \left(1.18 \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - 1.5 \ln\left(\frac{z}{z_H}\right) - 1.37\right) Ri$$

Распределение потоков CO₂ ммол*м⁻²*сут.⁻¹ (а) море Лаптевых 2005 г. (б) Арктика 2006 г., (в) море Лаптевых, Восточно-Сибирское море 2008 г.

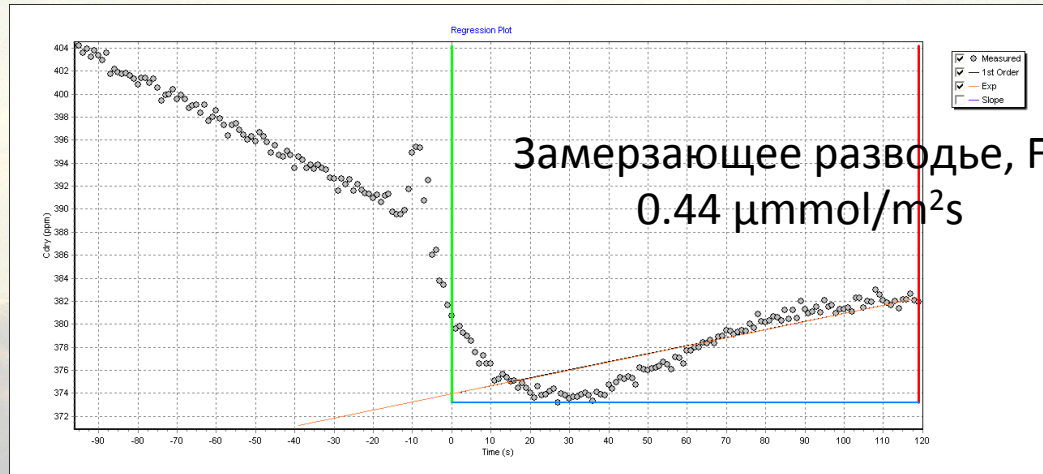


Снежицы на поверхности льда

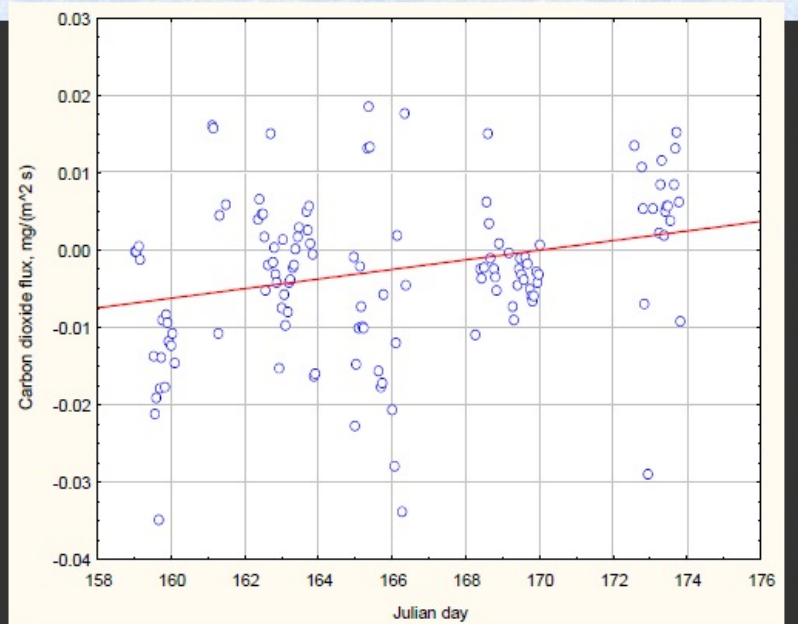
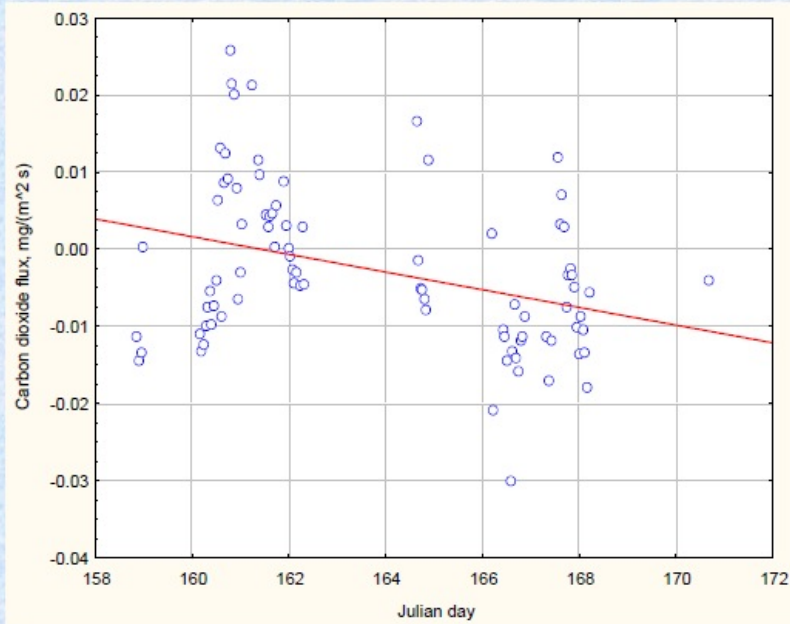


Зависимость потока углекислого газа от концентрации снежиц

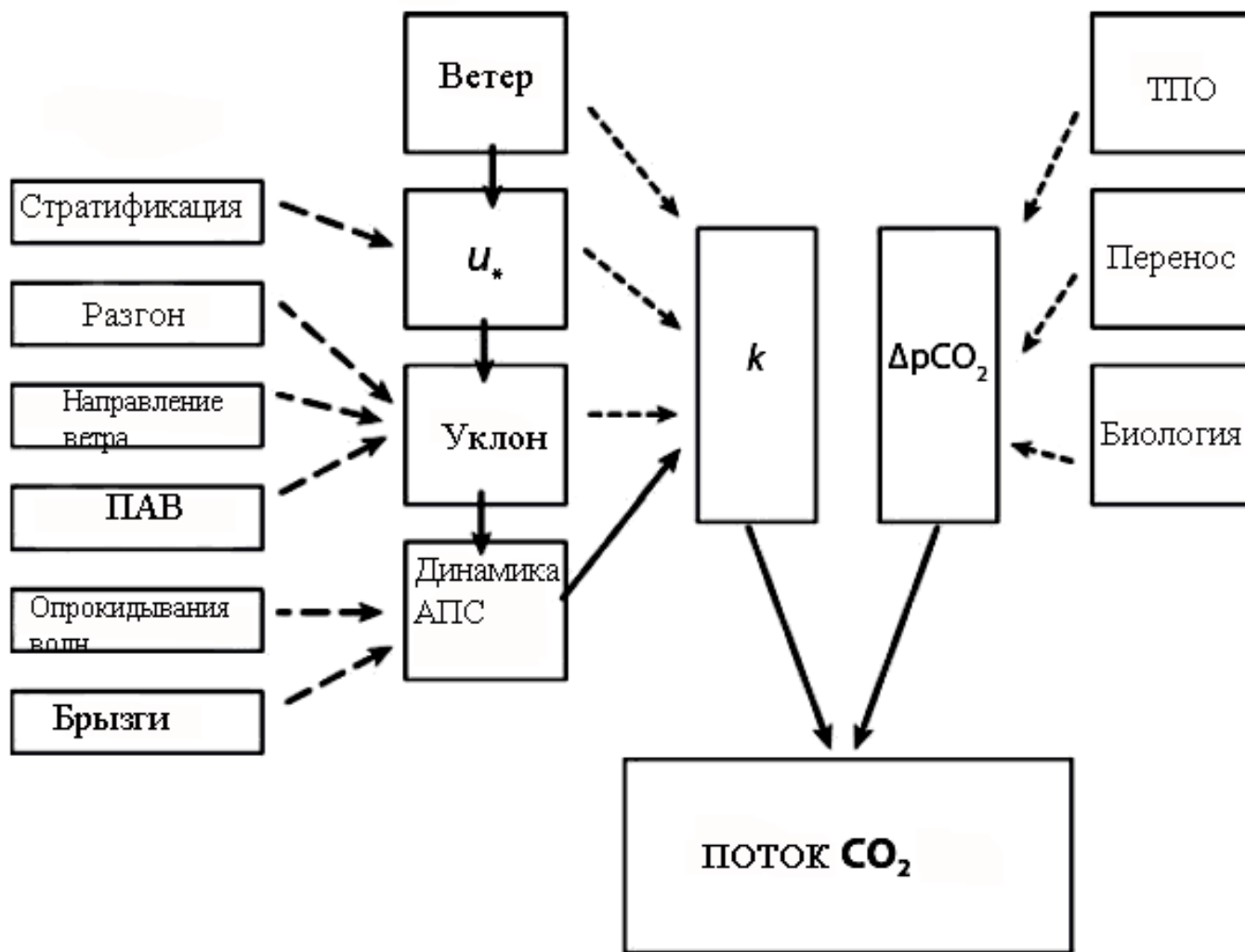
Прямые измерения потока CO_2

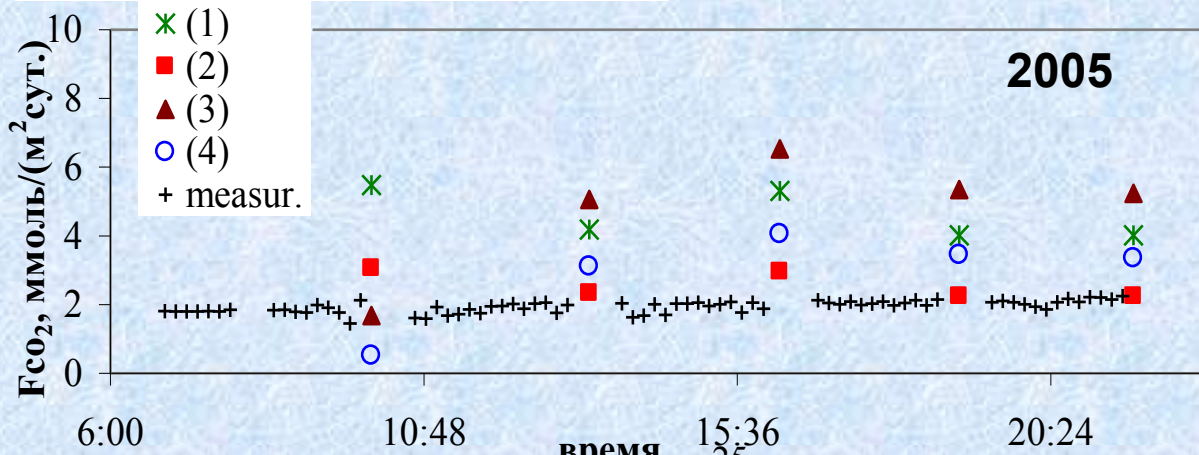
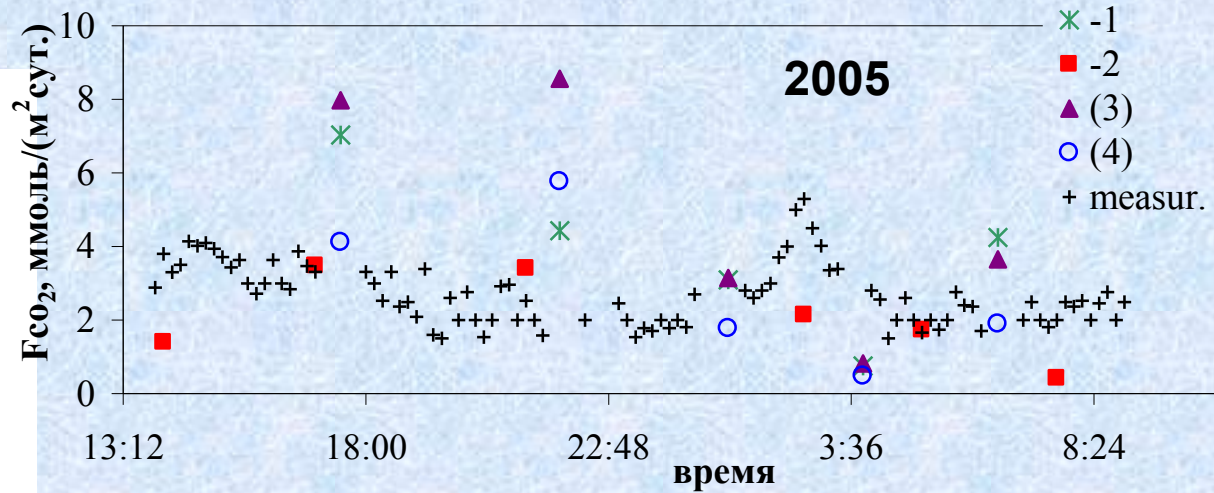
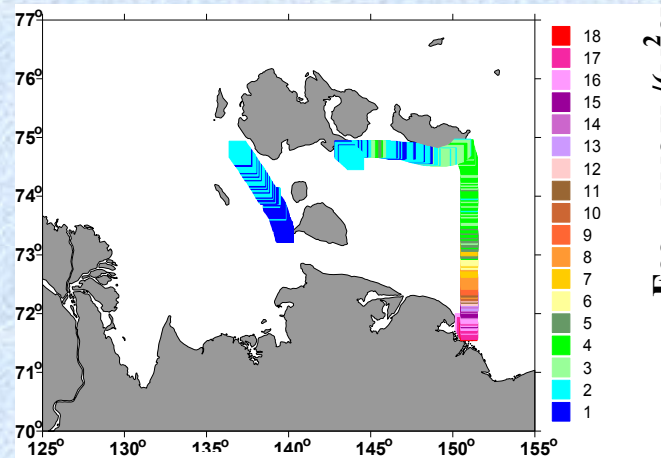


Турбулентный поток CO_2 над тающим льдом (припай)



поток CO_2 при ветре на берег (слева) и away от берега (справа)

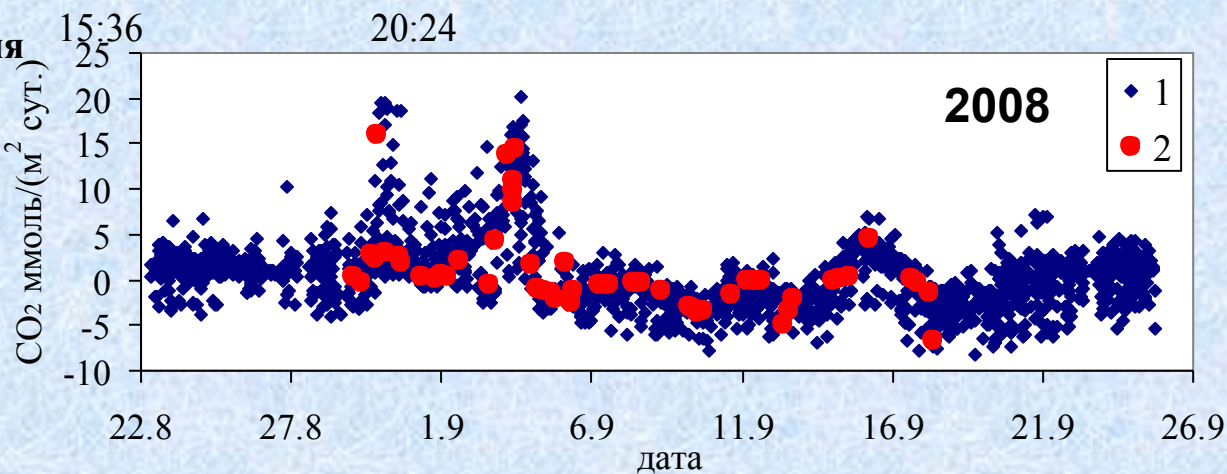




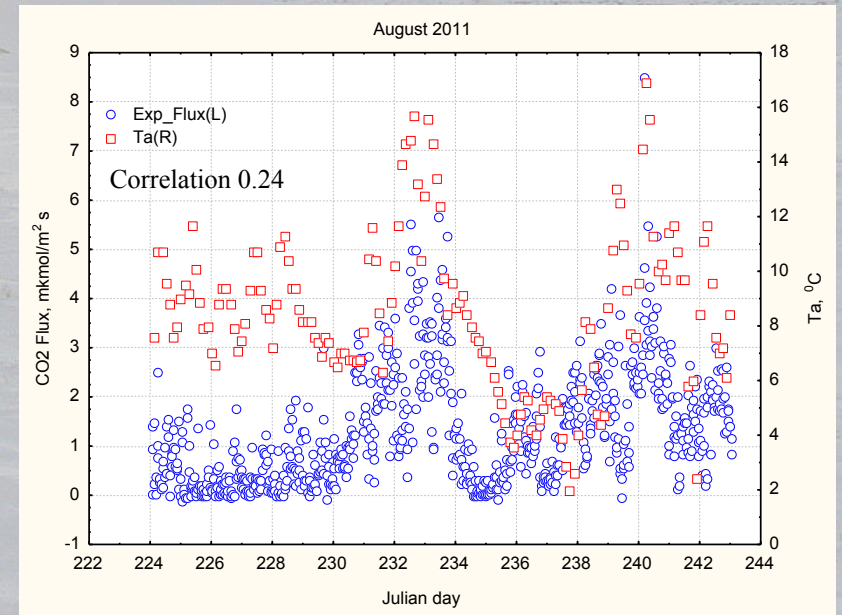
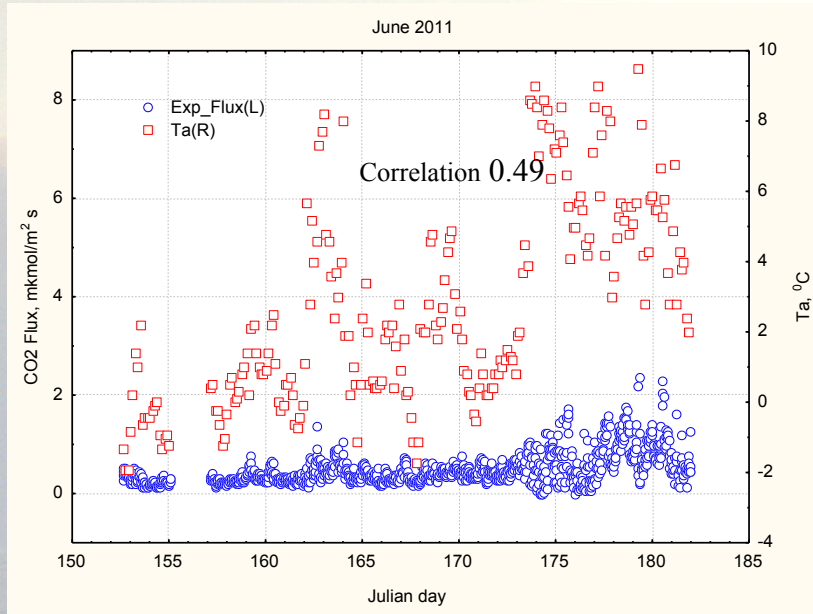
$$F_{CO_2} = K_0 \cdot k \cdot \Delta pCO_2$$

$$k = 0.31u^2 (660 / Sc_x)^{0.5}$$

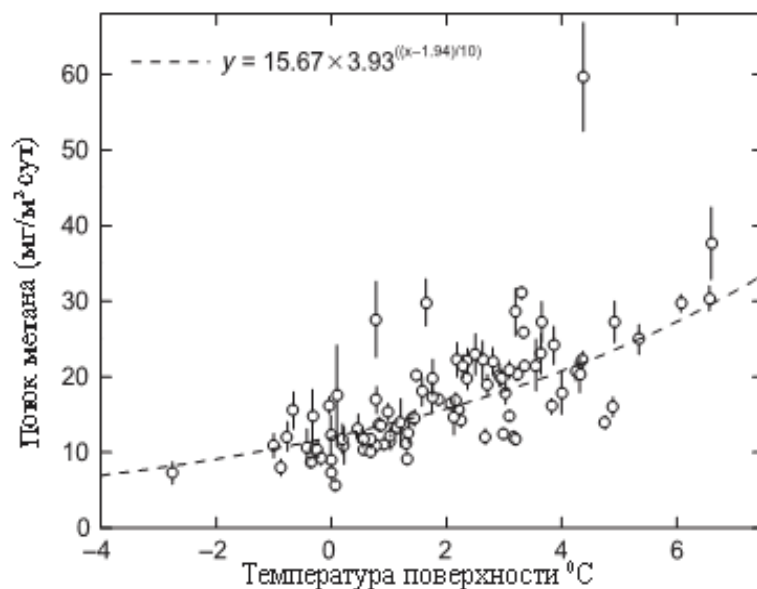
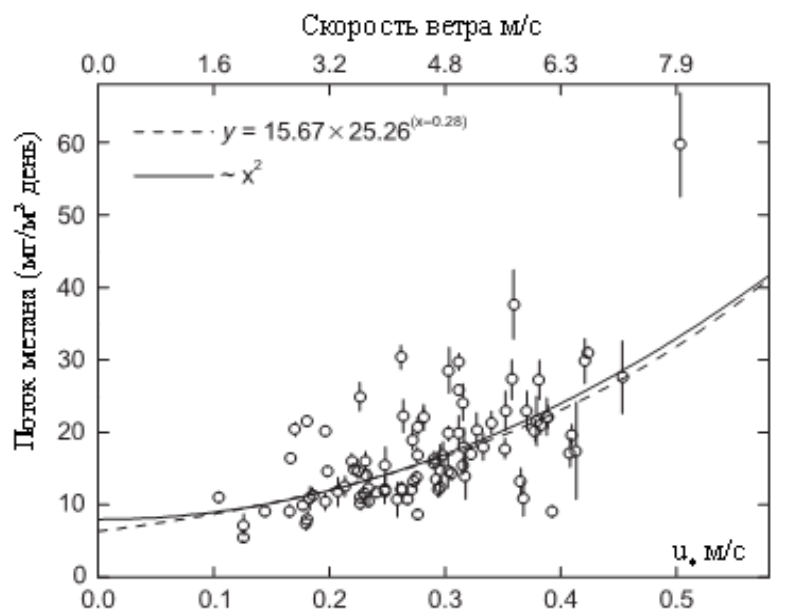
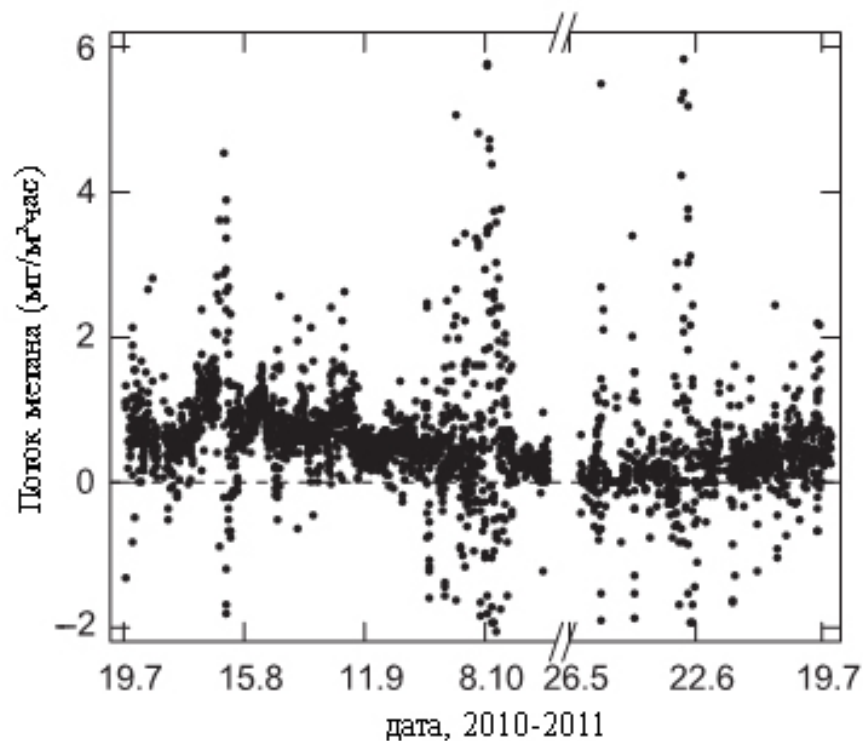
$$k = 0.0283u^3 (660 / Sc_x)^{0.5}$$



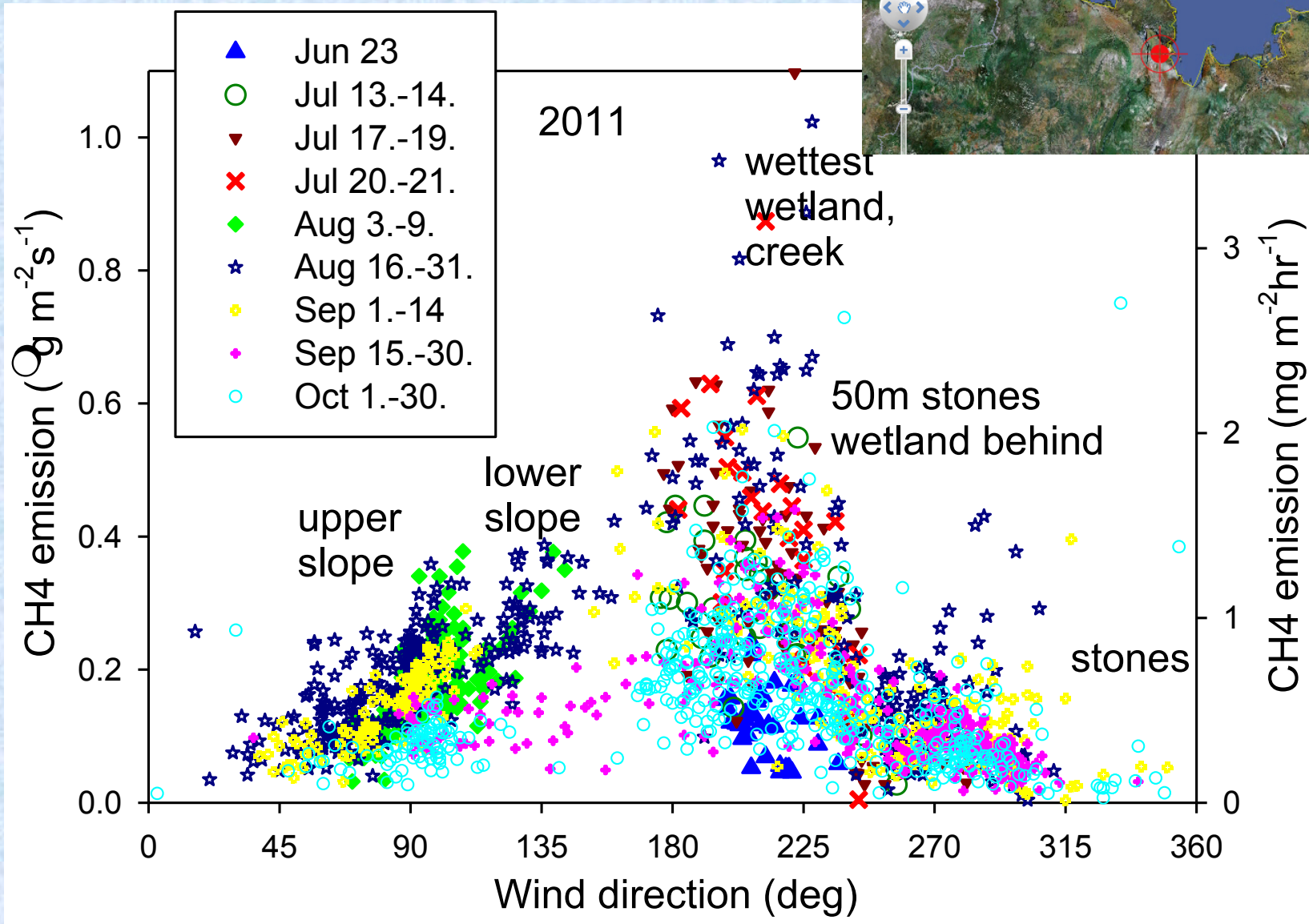
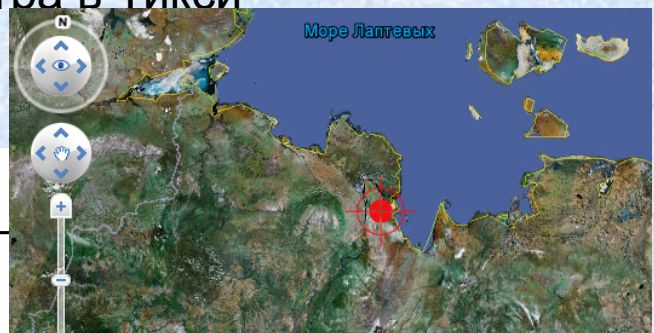
Потоки CO₂ в тундре



Поток метана в тундре



Зависимость потока метана от направления ветра в Тикси



1. Традиционные параметризации атмосферного пограничного слоя основаны на теории подобия и коэффициентах турбулентного переноса, описывающих взаимодействие атмосферы с земной поверхностью и диффузию примесей в оперативных моделях загрязнения воздуха, прогноза погоды и изменений климата.

Основные недостатки:

1. Неприменимость к экстремальным условиям стратификации
2. Неприменимость к течениям над сложными поверхностями

~~Решения в рамках классической теории:~~

- ~~1. Уточнение функций подобия~~
- ~~2. Введение дальнейших поправок в традиционные турбулентные замыкания~~

Недостаточное знание структуры приводного слоя атмосферы и обмена его количеством движения, теплом и влагой с волнующейся водной поверхностью при различных стратификациях атмосферы и над неоднородной поверхностью является в настоящее время основным препятствием для правильного функционирования оперативных, глобальных и региональных моделей прогноза погоды и экспертных моделей для климата и его изменений.