

**Проявление цунами
26 декабря 2004 г. в
Индийском океане
по вариациям
радиолокационного
сечения рассеяния**

Ю.И.Троицкая,

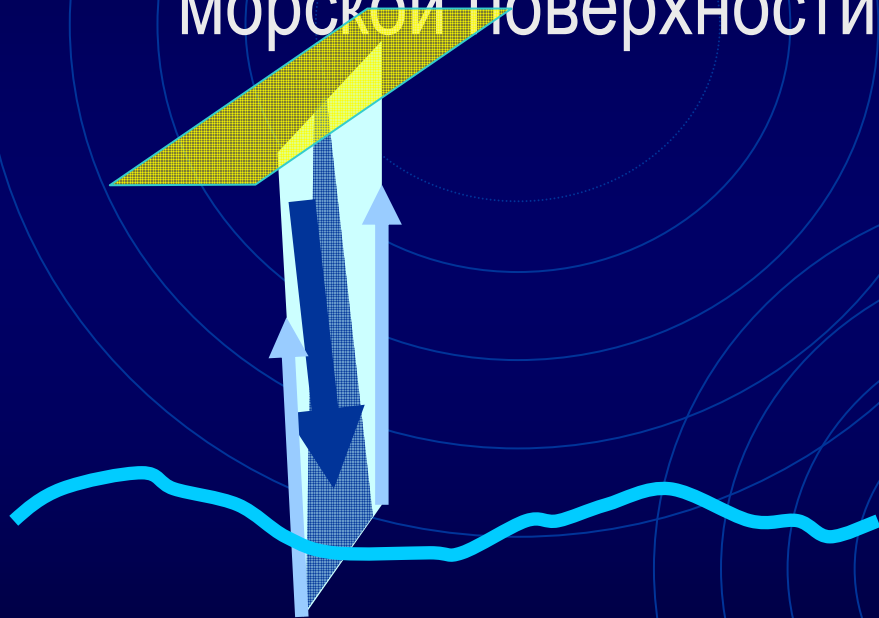
С.А.Ермаков

ИПФ РАН

Нижний Новгород

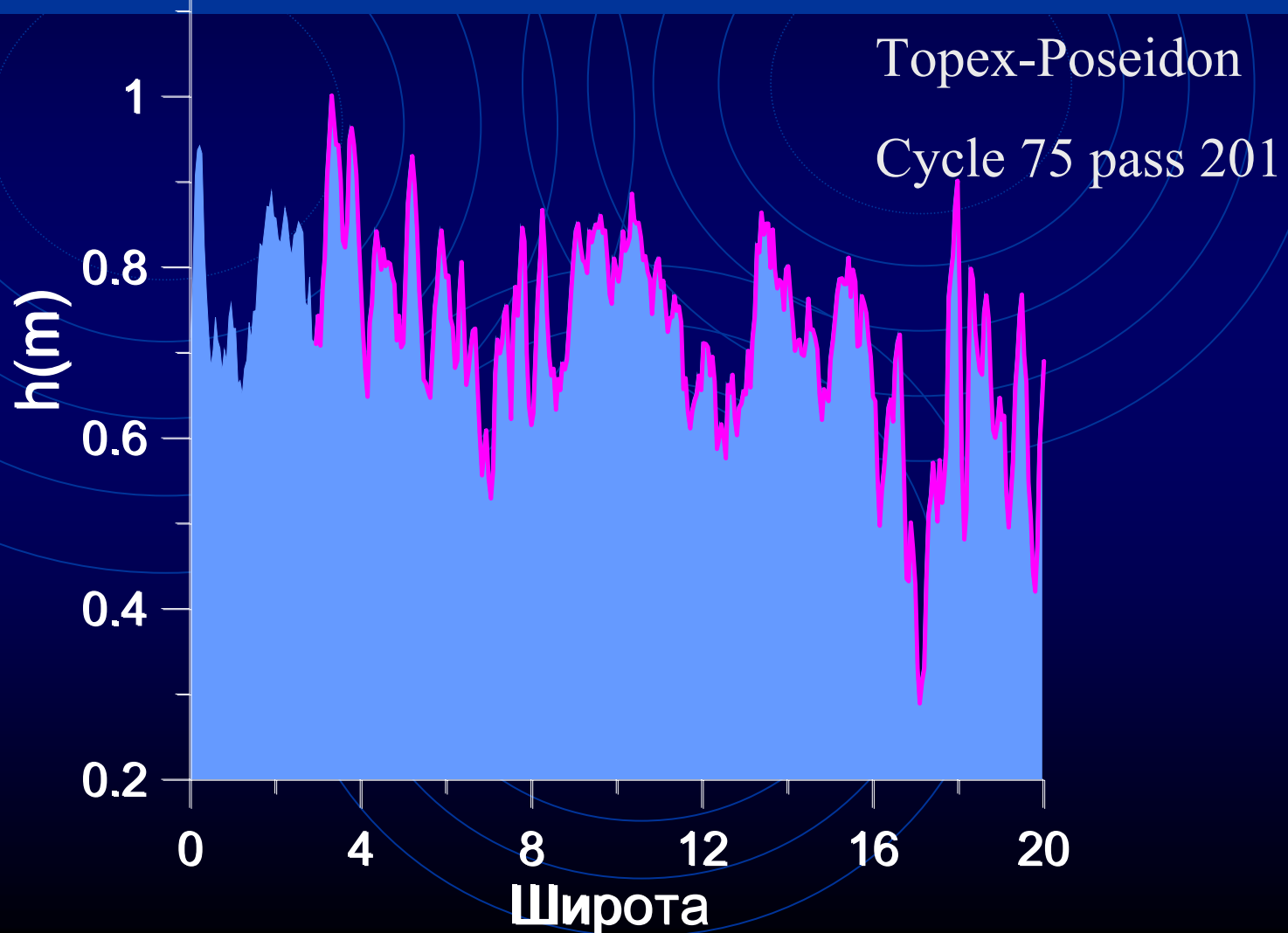
Спутниковая альтиметрия

Альтиметр – радиолокатор, в котором сигнал формируется за счет зеркального отражения от морской поверхности



1. Точность определения высоты – единицы см
2. Ширина полосы ~1 км

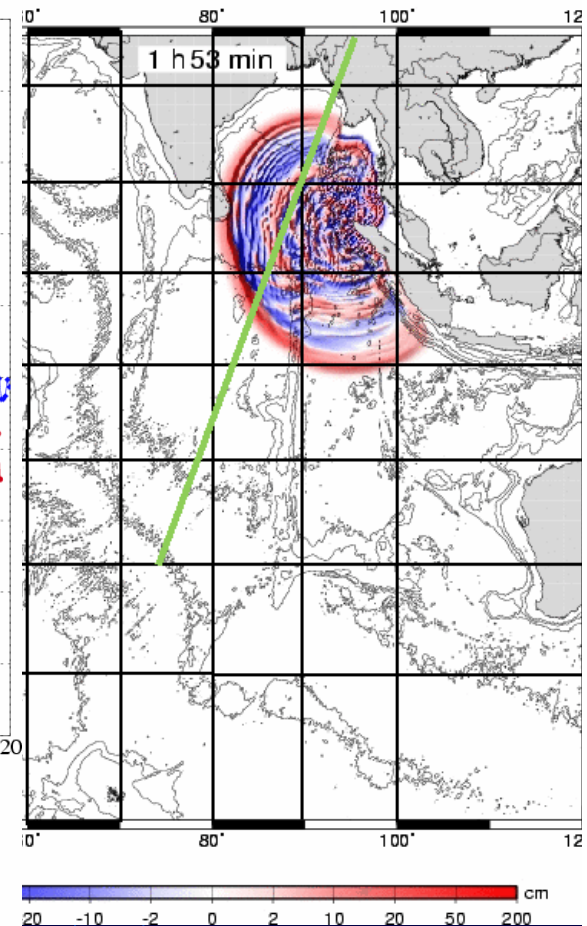
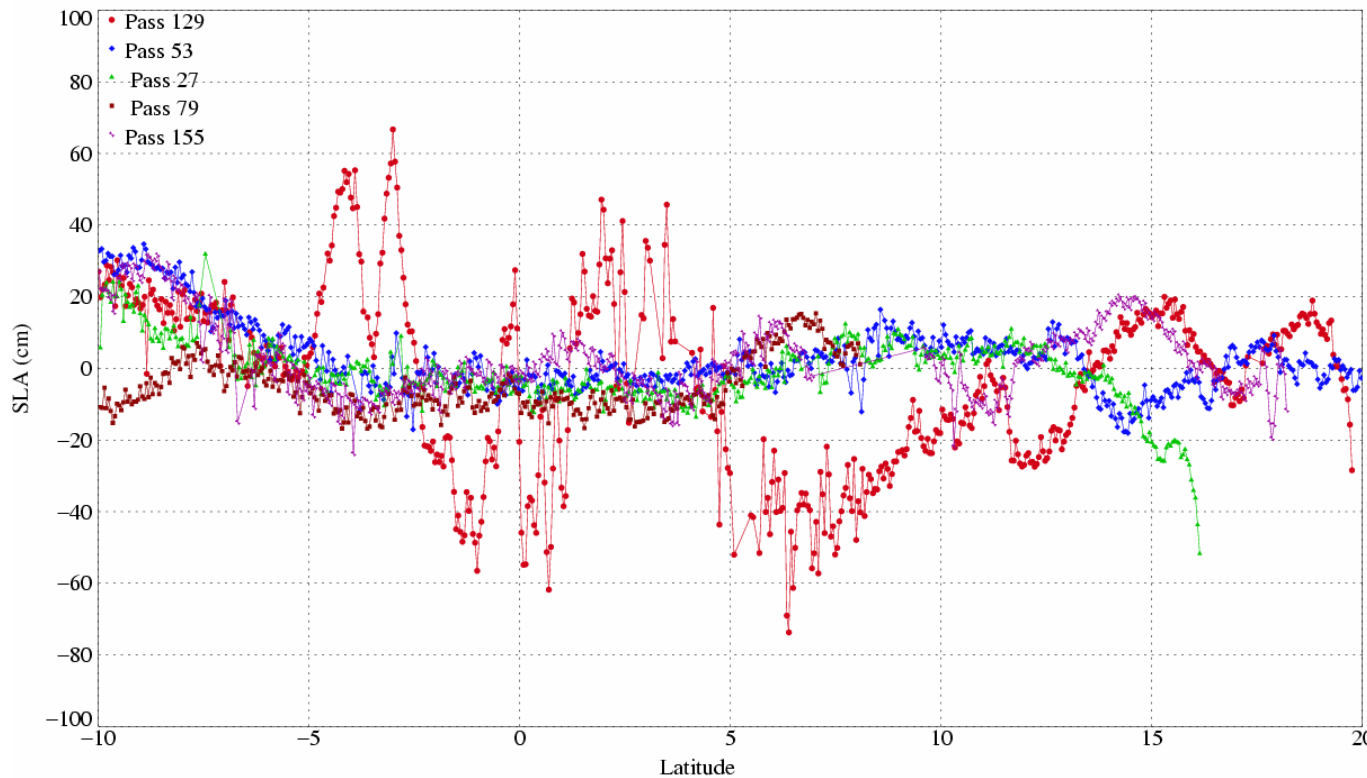
Запись уровня океана, содержащая цунами
(через 5 часов после землетрясения
4¹ октября 1994 г., о. Шикотан)



Jason-1 IGRD (pass 129 cycle 109)

Tsunami (26/12/2004) – Jason-1 IGDR (Pass 129)

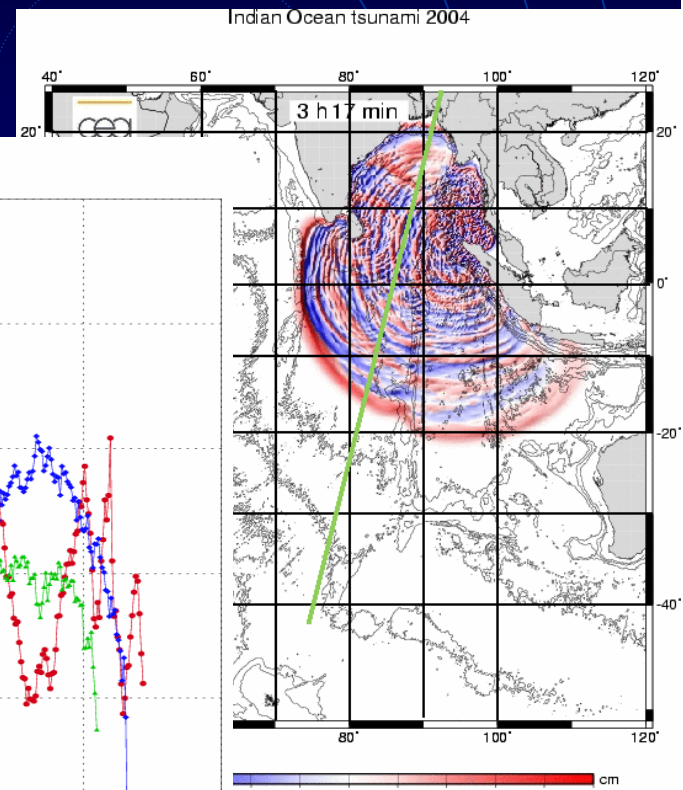
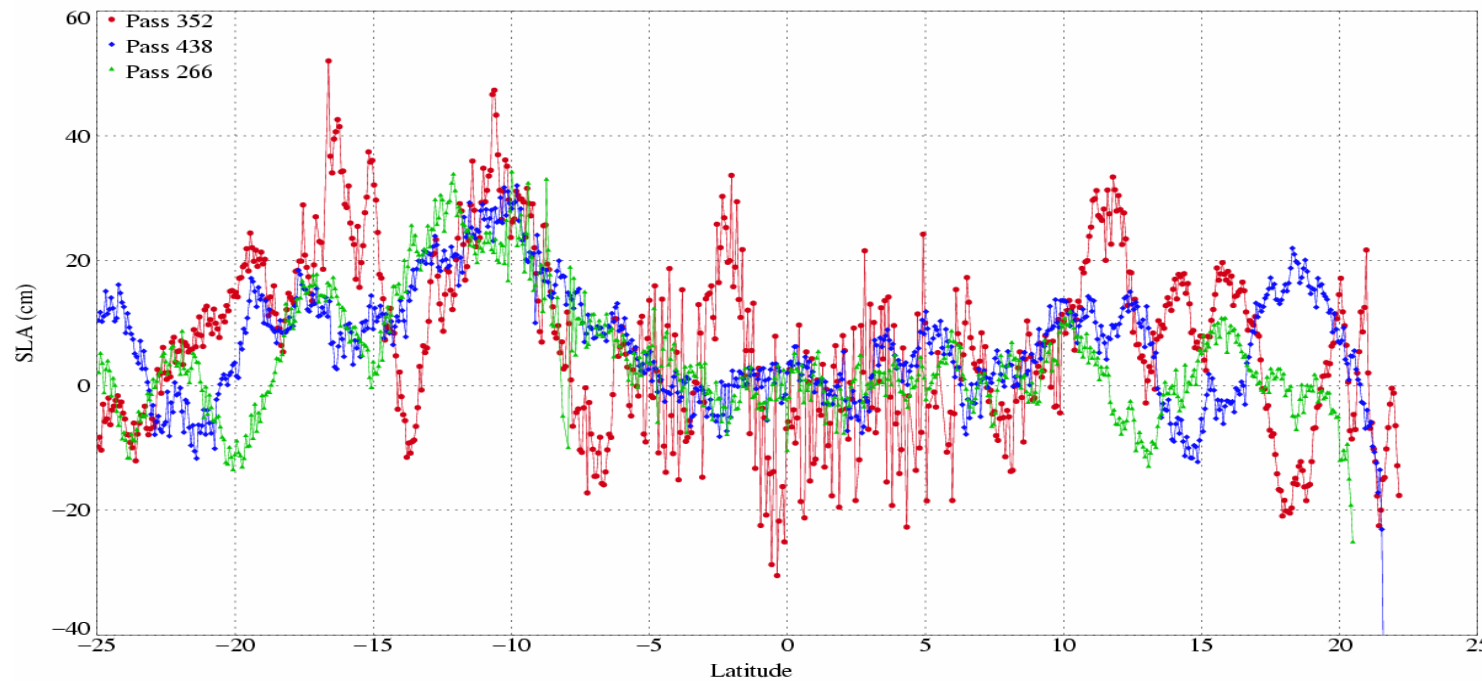
Indian Ocean tsunami 2004



The altimetry satellite Jason-1 appeared to be right above the head tsunami wave in 1h 55 m after the earthquake and registered the water level displacements, which was in very good agreement with the numerical simulations.

Запись уровня океана, содержащая цунами (через 3 часа 17 мин после землетрясения 26 декабря 2004 г.)

Tsunami (26/12/2004) – Envisat IGDR

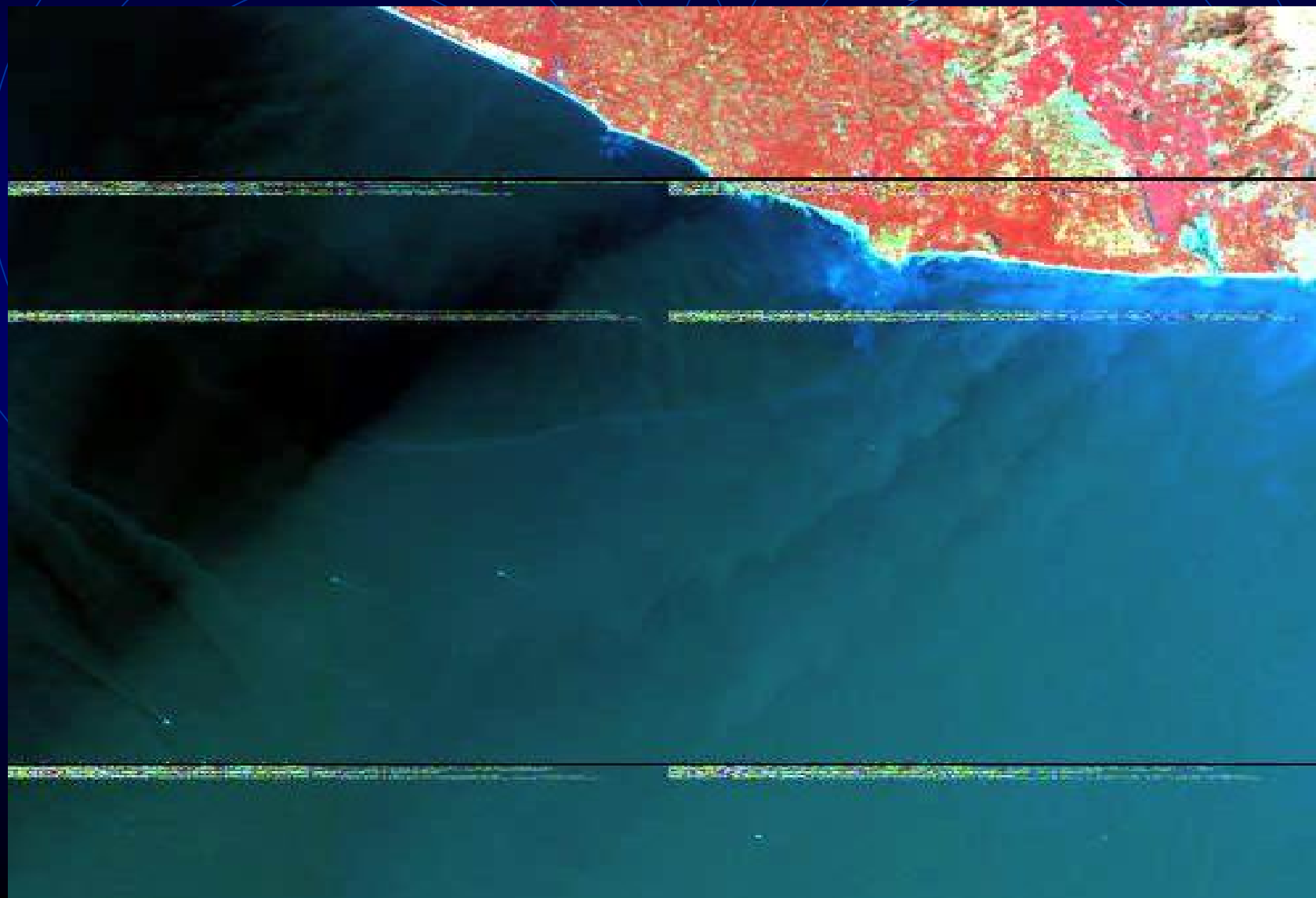


Основной вопрос

Может ли цунами вызвать вариации сантиметровых волн, достаточные для регистрации с помощью радиолокатора бокового обзора?

**Проявление цунами 26
декабря 2004 в
оптических и
инфракрасных
спутниковых
изображениях,
полученных со
спутников SPOT и
Terra**

26 декабря 2004 5ч 42м UTC
Южное побережье Индии (SPOT-4)
<http://sirius.spotimage.fr/>

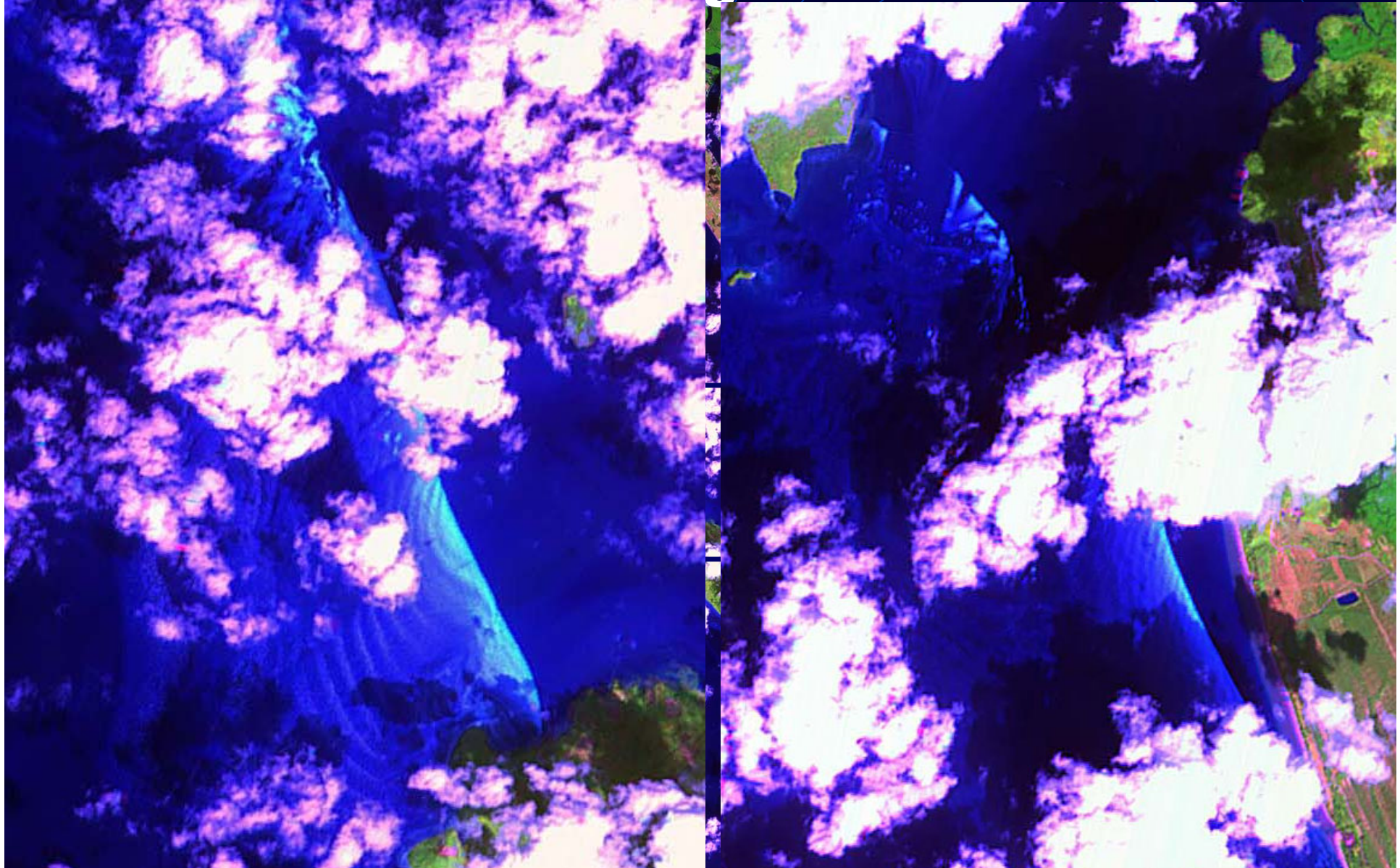


26 декабря 2004 5ч 10м UTC
Восточное побережье Индии

(Terra MISR) [http://www-
misr.jpl.nasa.gov/gallery/galhistory/2005_jan_12.html](http://www-misr.jpl.nasa.gov/gallery/galhistory/2005_jan_12.html)



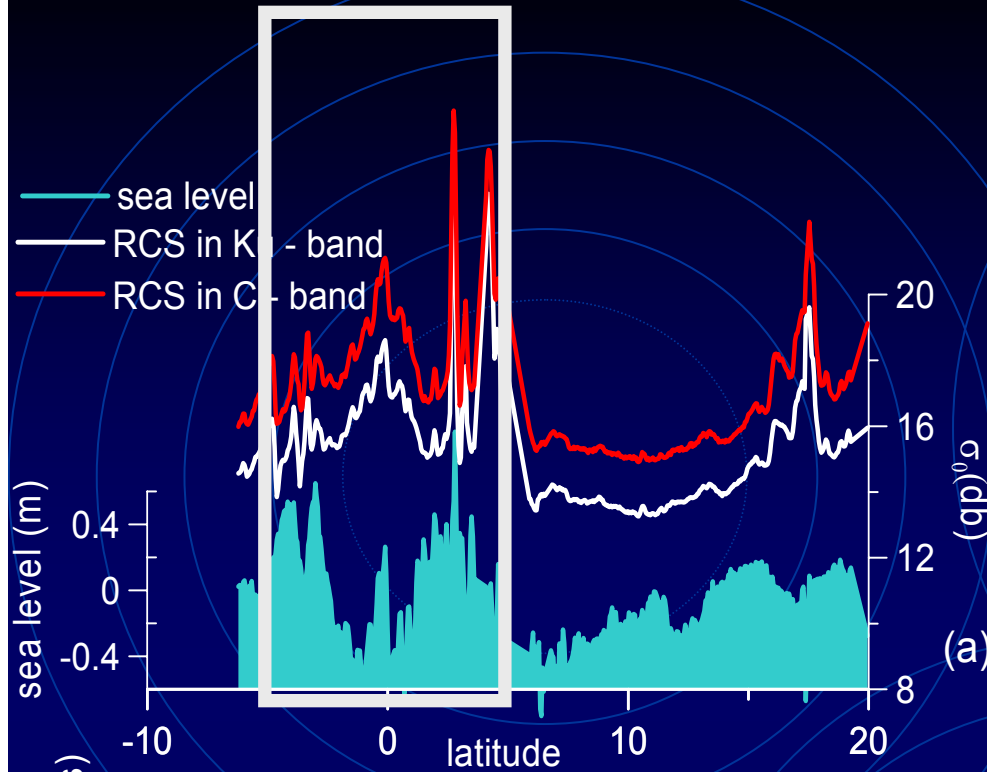
26 декабря 2004 4ч 01м UTC
Западное побережье Таиланда (SPOT-4)
<http://crisp.nus.edu.sg/tsunami/tsunami.htm>



Наша основная идея

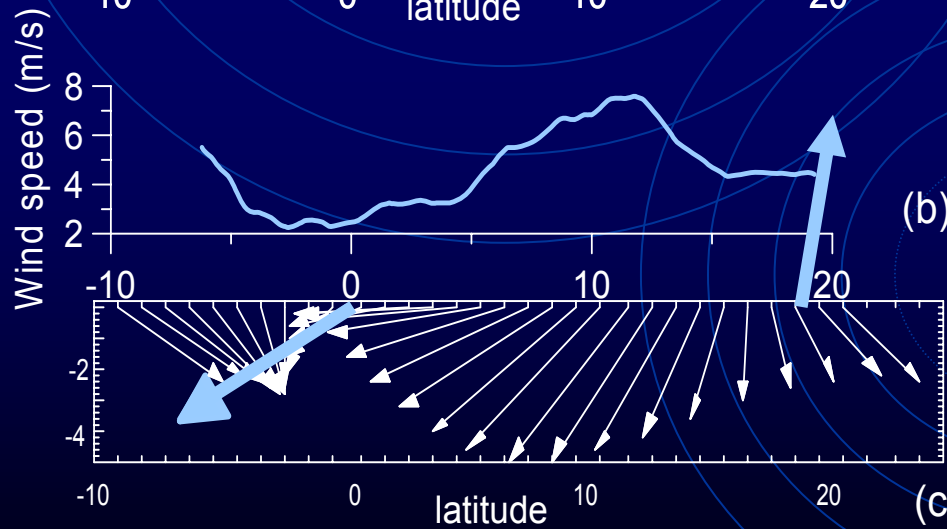
проверить присутствуют ли вариации УЭПР синхронные с волной цунами. Они связаны с вариациями поверхностного волнения.

Зависимости вдоль трека геофизических параметров из GDR альтиметрического спутника Jason-1 26 декабря 2004 (track 129, cycle 109)



(a)

a) Аномалия уровня океана и С- и Ку- УЭПР

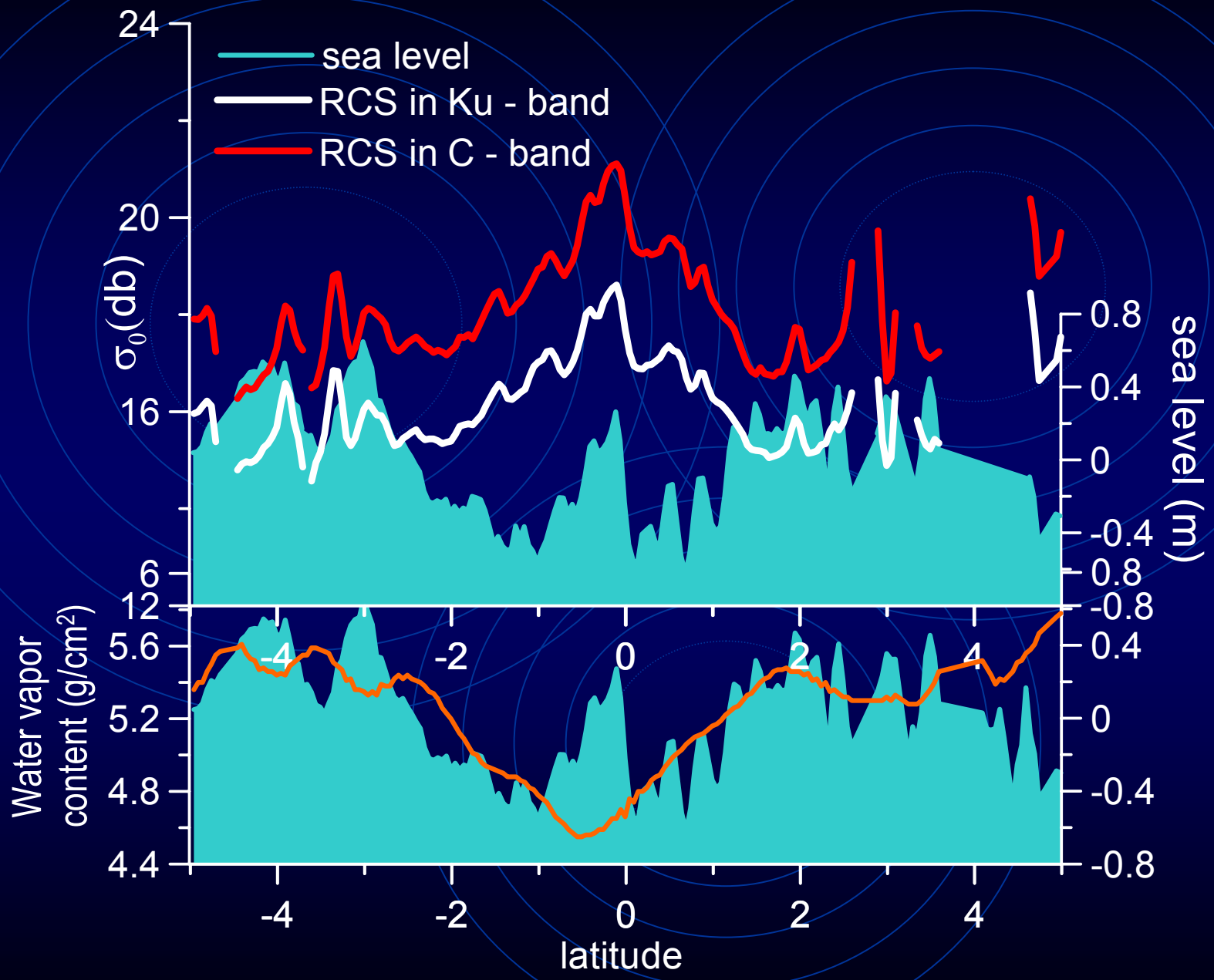


(b)

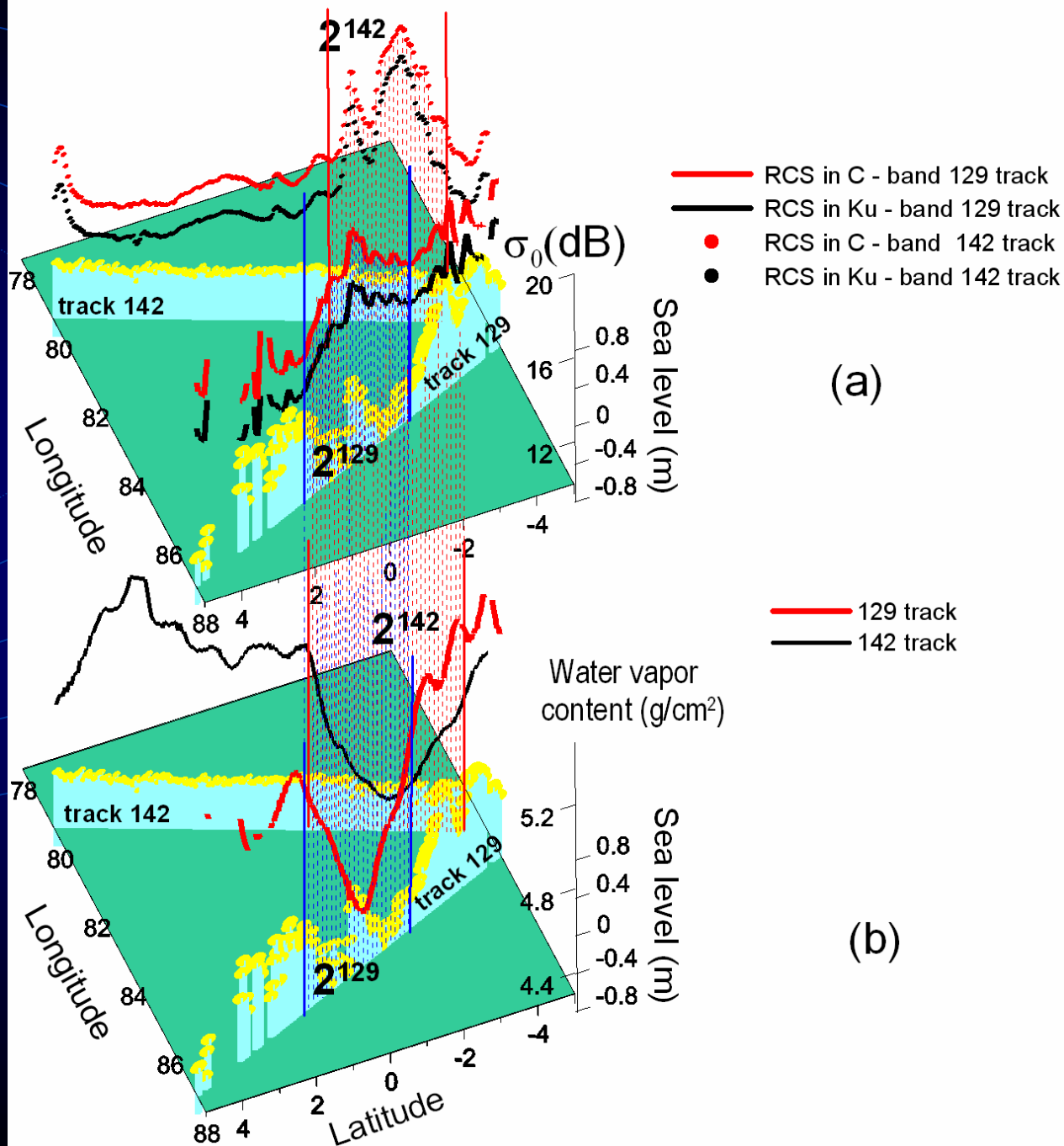
b) Скорость ветра - модель European Center for Medium Range Weather Forecasting

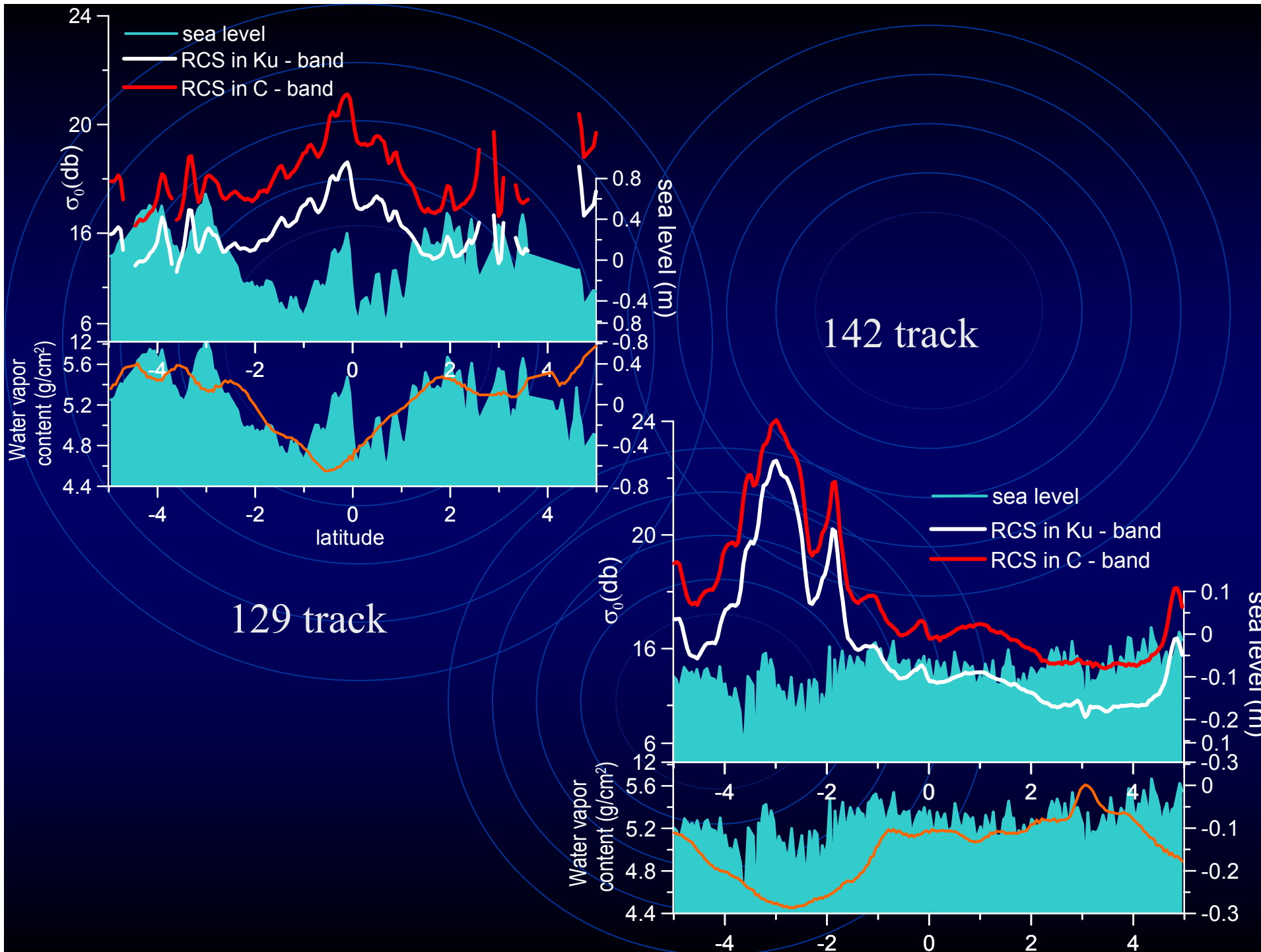
(c)

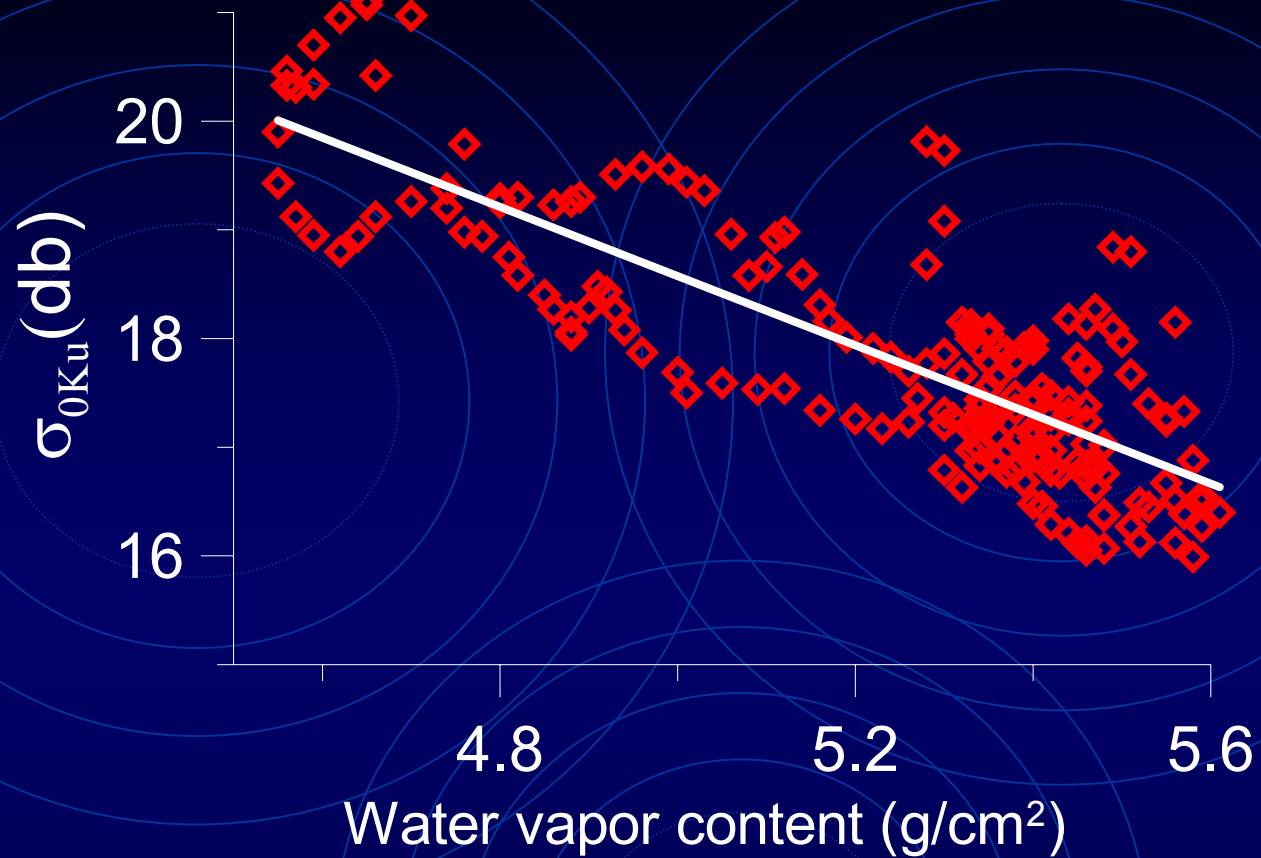
c) Направление ветра - модель European Center for Medium Range Weather Forecasting и направление распространения волны цунами



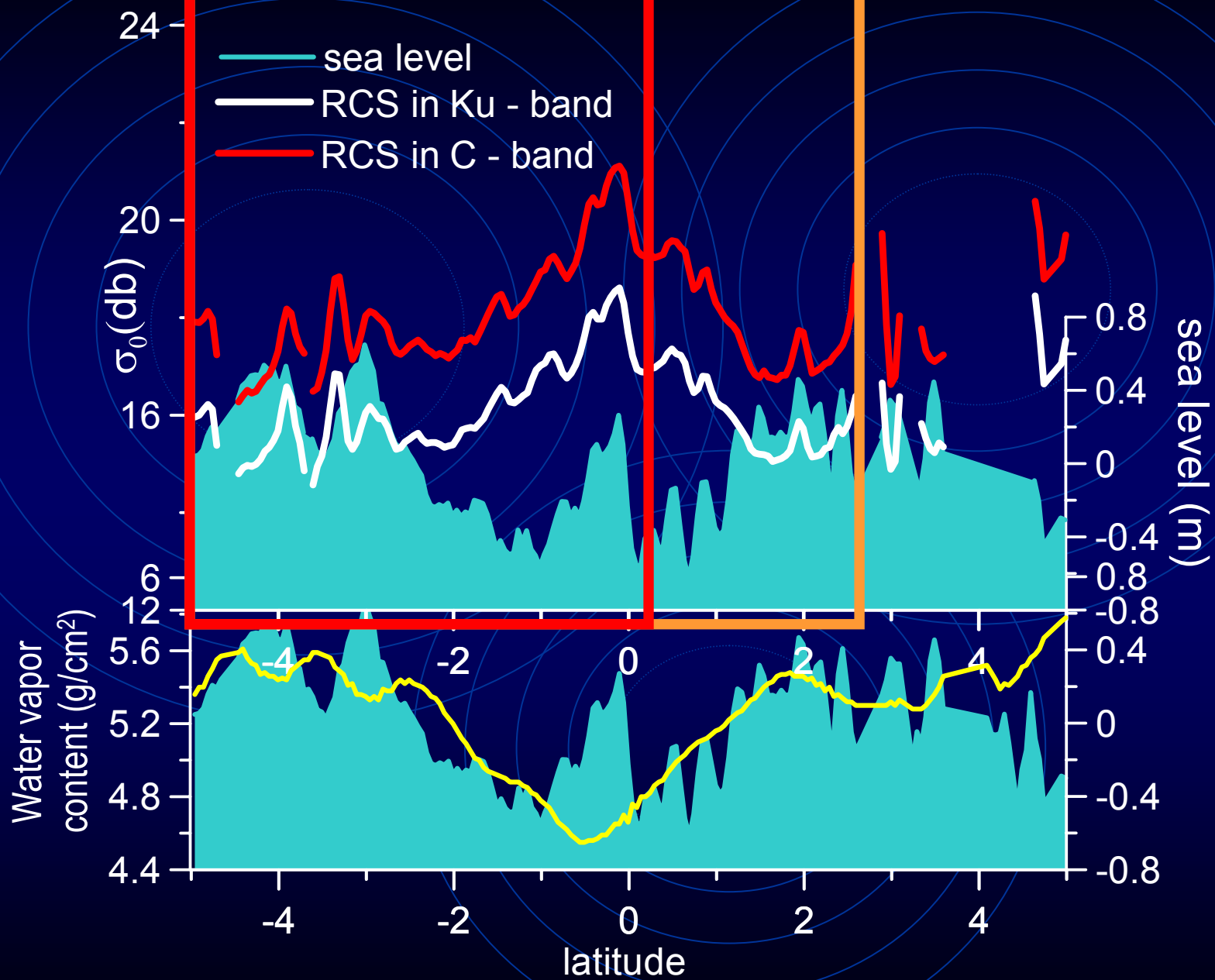
Разрезы величин
УЭПР (а) и
содержания
водяного пара (б)
для треков 129
(26 декабря 2004
г 1ч 53 м UTC) и
142 (26 декабря
2004 г 15ч 06 м
UTC).





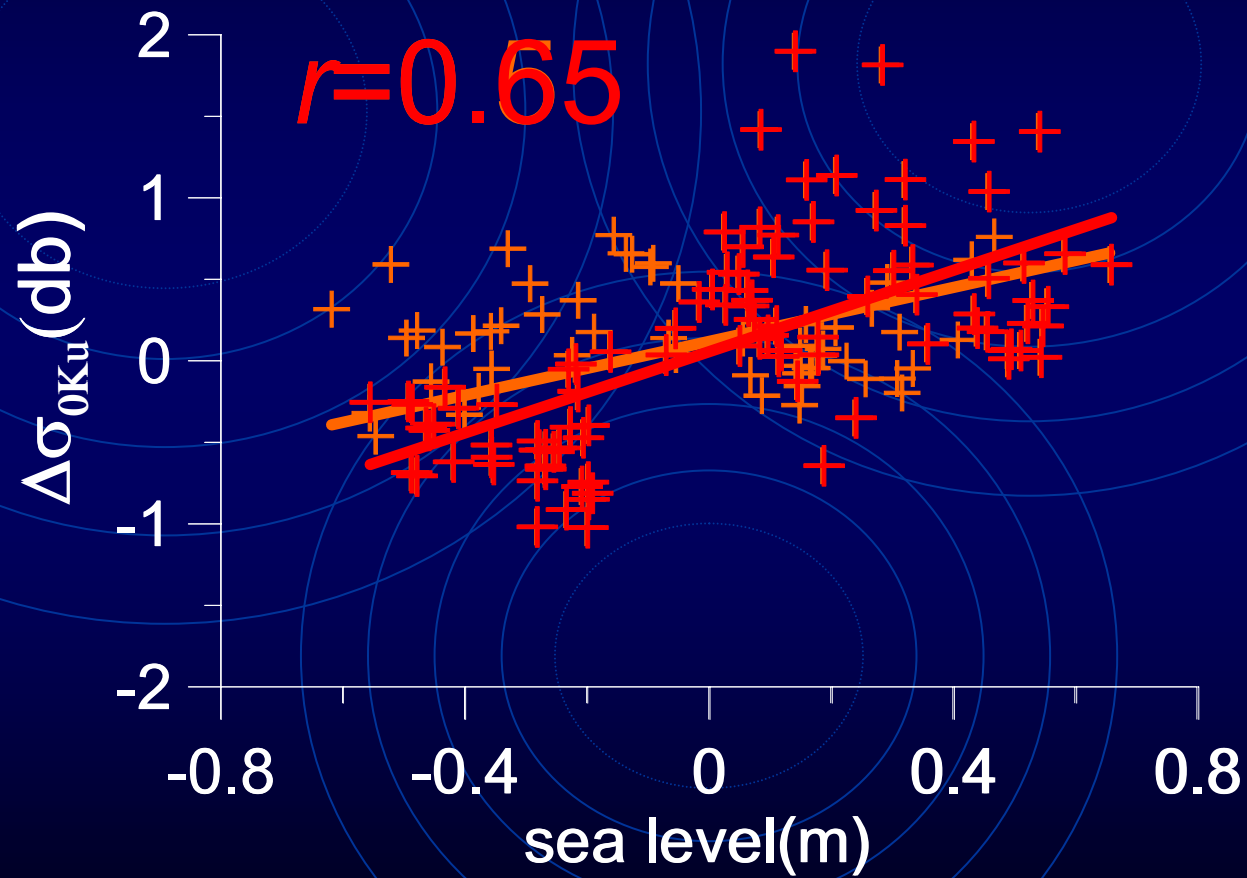


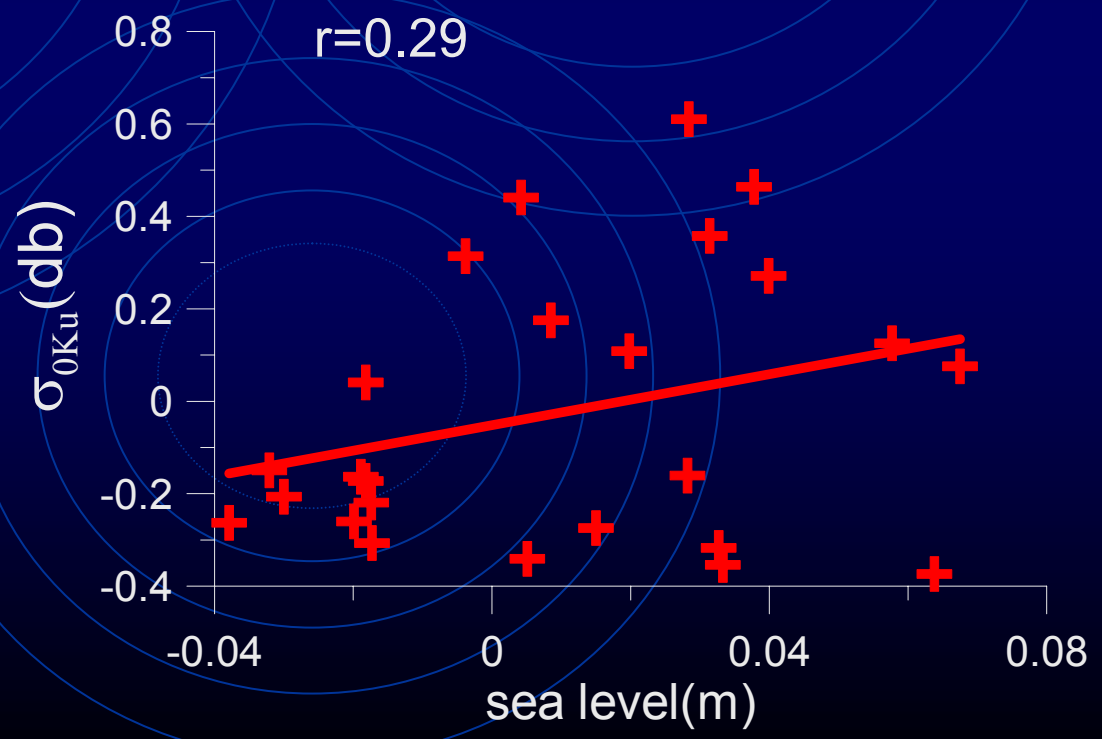
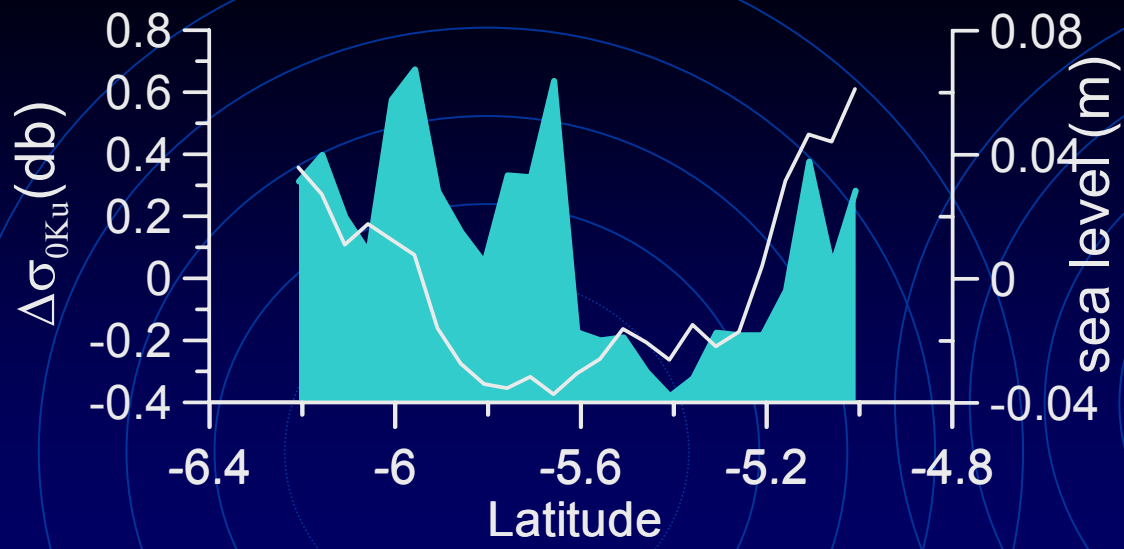
$$\overline{\sigma_{0Ku}}(C_V) = -3.18 C_V + 32.5$$



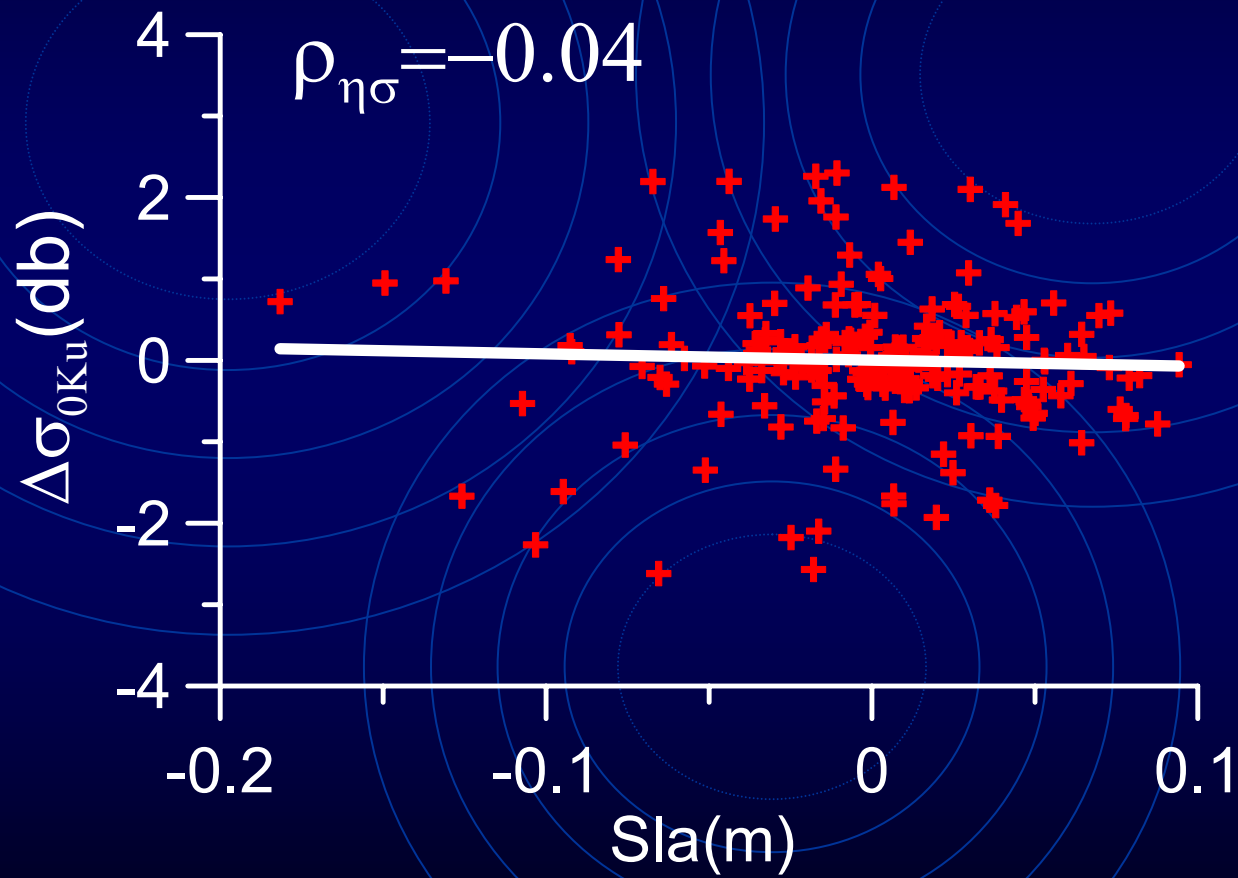
$$\Delta\sigma_{0Ku} = \sigma_{0Ku} - \overline{\sigma_{0Ku}}(C_V)$$

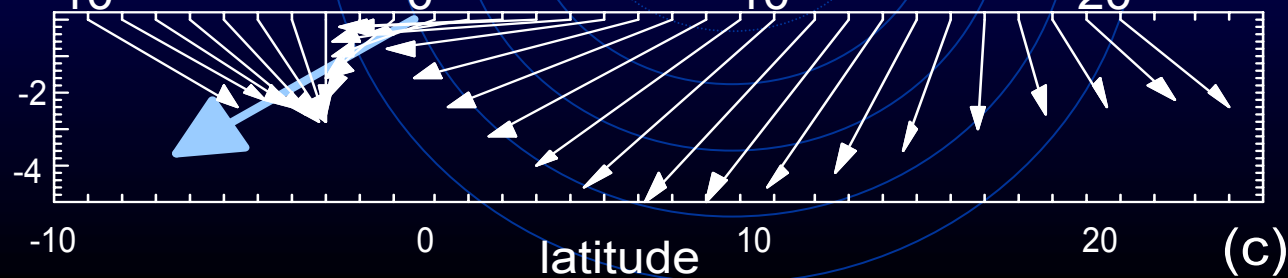
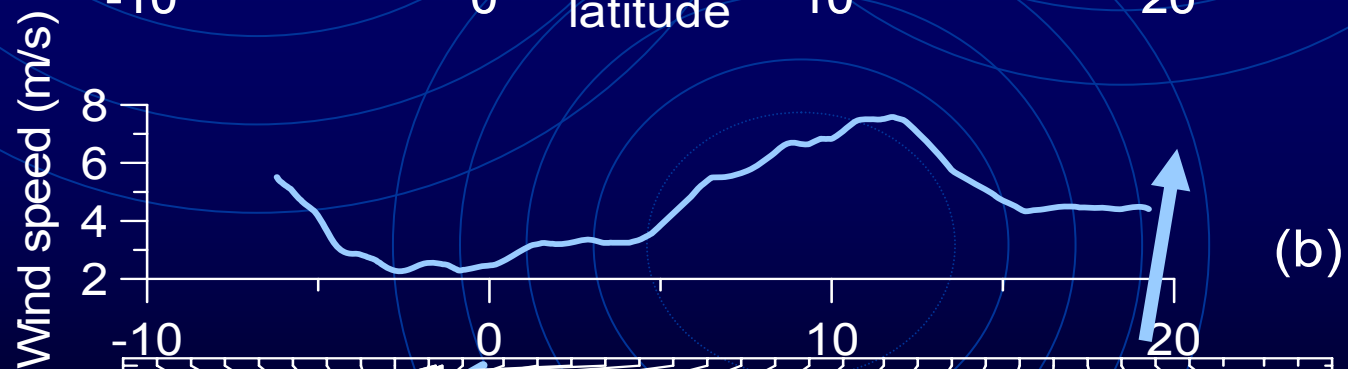
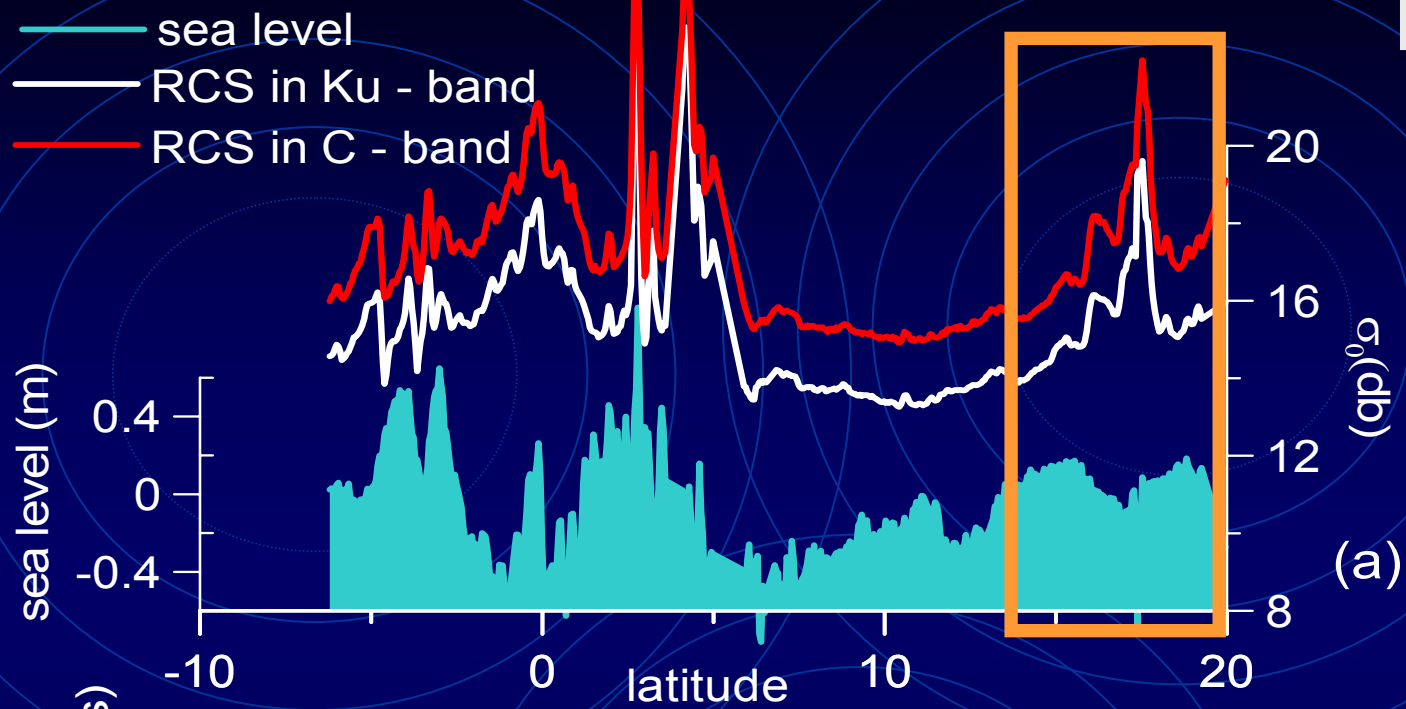
Корреляция $\Delta\sigma_{0Ku}$ и возвышения поверхности моря для 129 трека



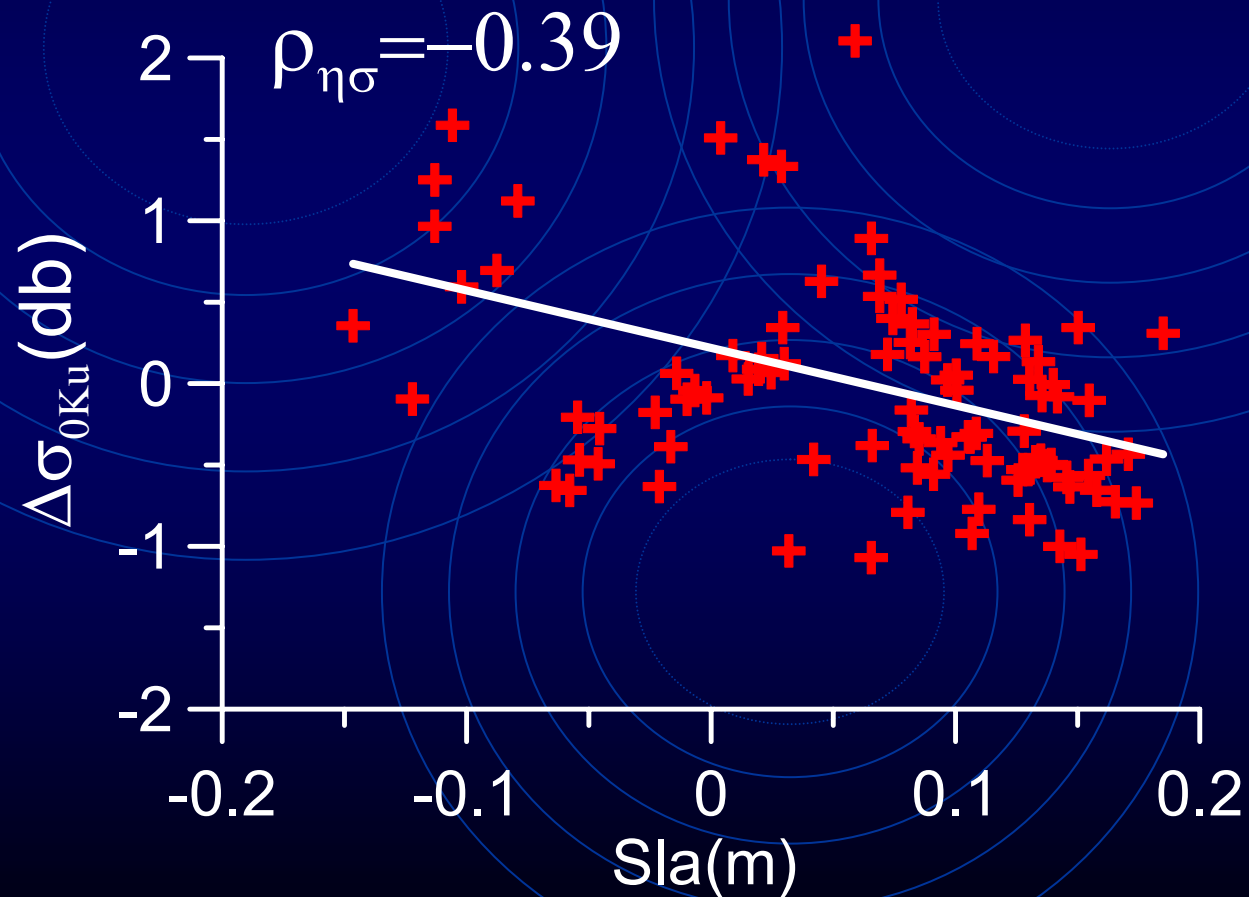


Корреляция $\Delta\sigma_{0Ku}$ и возвышения поверхности моря для 142 трека



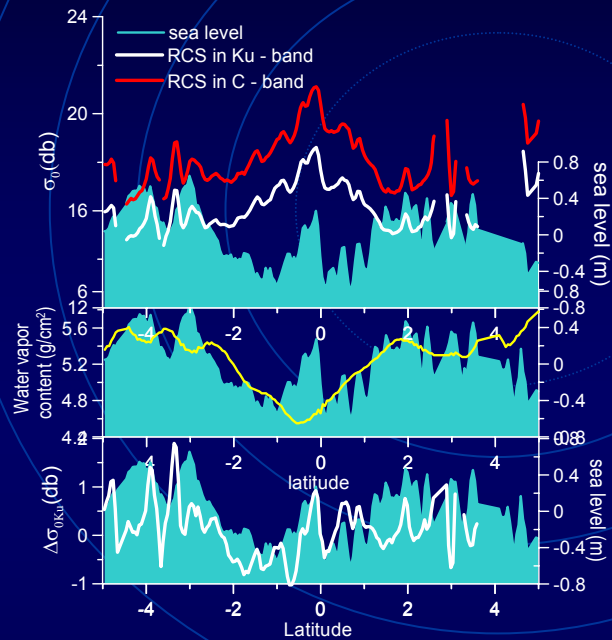


Корреляция $\Delta\sigma_{0Ku}$ и возвышения поверхности моря для 129 трека
в интервале 14-20 градусов широты

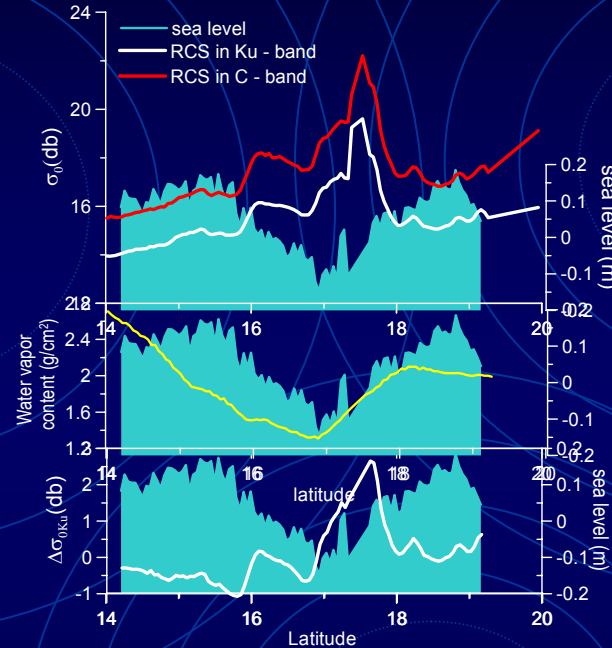


Зависимости вдоль трека уровня моря, УЭПР, содержания водяного пара и флуктуаций УЭПР относительно фонового уровня. Коэффициенты корреляции флуктуаций УЭПР и уровня моря

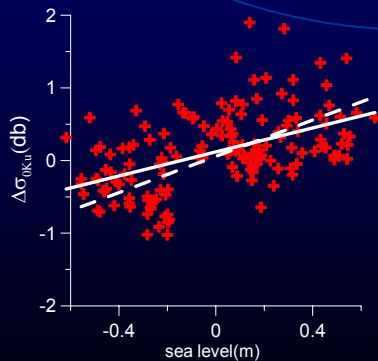
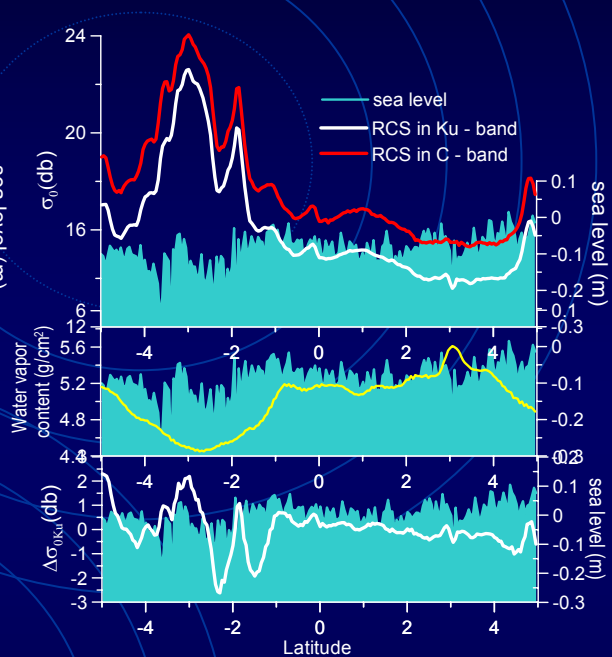
129



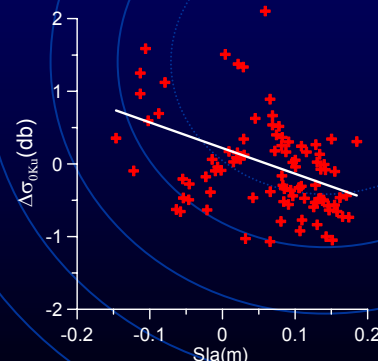
129



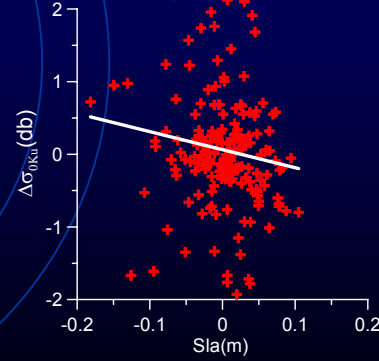
142



$\rho_{\eta\sigma} = 0.49, 0.65$



$\rho_{\eta\sigma} = -0.39$



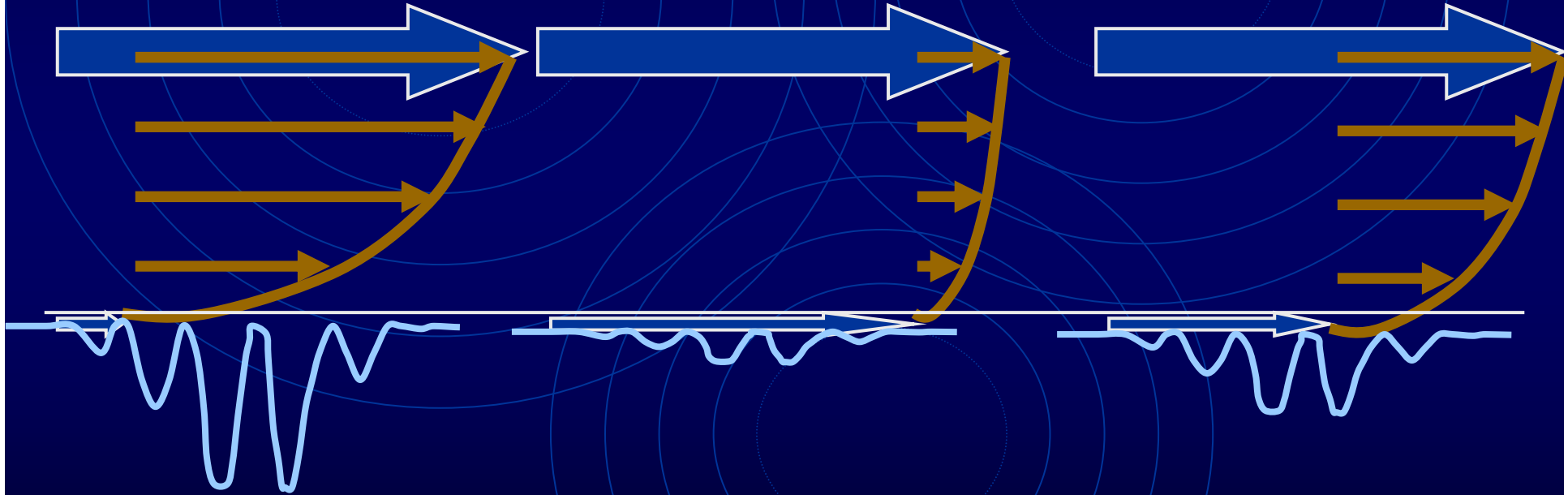
$\rho_{\eta\sigma} = -0.04$

Механизмы модуляции ветровых волн в присутствии неоднородного течения $\vec{U}_w(\vec{r}, t)$

$$\frac{\partial N_1}{\partial t} + \frac{\partial \omega_0}{\partial \vec{k}} \frac{\partial N_1}{\partial \vec{r}} + \beta_r N_1 = k_i \underbrace{\frac{\partial U_{wi}}{\partial x_j} \frac{\partial N_0}{\partial k_j}}_I + 2 \underbrace{\frac{\partial B}{\partial U} U_a N_0}_{II}$$

- I. Трансформация волн на неоднородном течении (кинематический механизм)
- II. Модуляция ветрового инкремента

Модуляция инкремента коротких ветровых волн



Неоднородное течение на поверхности воды вызывает модуляцию скорости приводного ветра, что приводит к модуляции инкремента ветровых волн.

Модель ветрового потока

Ветер \equiv Турбулентный погранслои над поверхностью воды

Полуэмпирическая модель турбулентности первого порядка

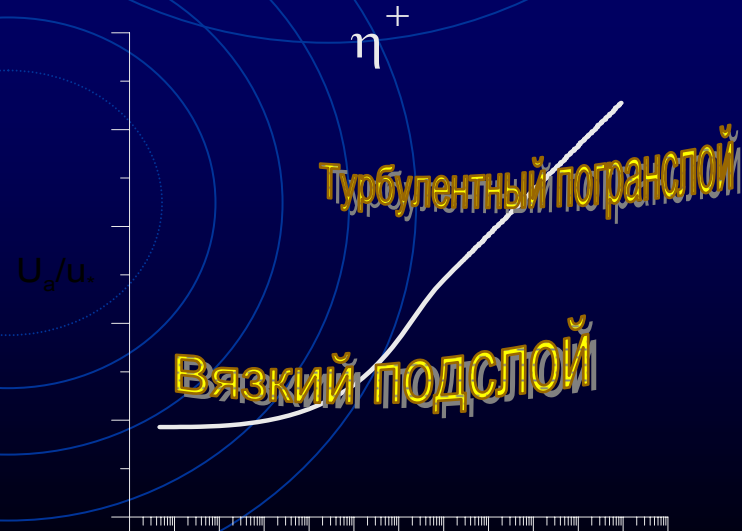
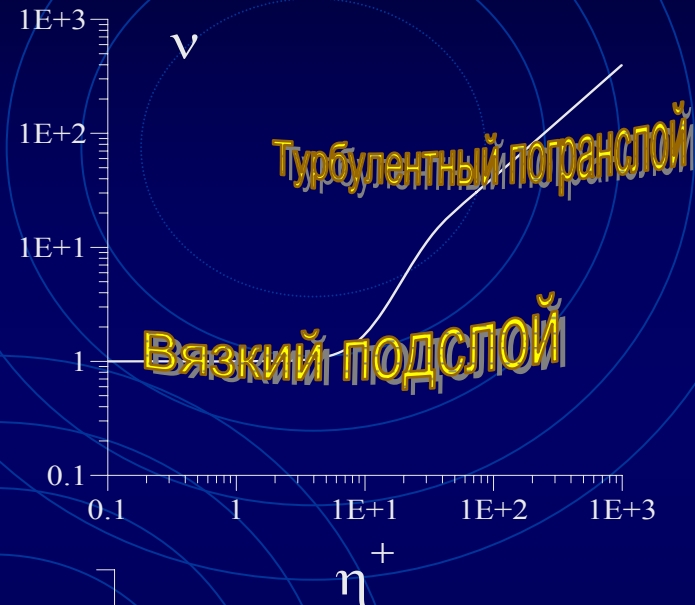
$$\sigma_{ij} = \langle u'_i u'_j \rangle = \nu \left(\frac{\partial \langle u_i \rangle}{\partial x_j} + \frac{\partial \langle u_j \rangle}{\partial x_i} \right)$$

$$\nu(z) = \nu_a \left[1 + 0,4 \eta^+ \left(1 - e^{-\left(\frac{\eta^+}{L}\right)^2} \right) \right], \quad \eta^+ = \frac{z u_*}{\nu_a}$$

Логарифмический профиль скорости ветра с вязким подслоем

$$U(z) = \frac{u_*}{0.4} \ln \frac{z}{z_0} \quad z_0 = 0.11 \frac{\nu_a}{u_*}$$

$$\delta_{vis} = (10 \div 20) \frac{\nu_a}{u_*} \approx 1 \text{ mm}$$

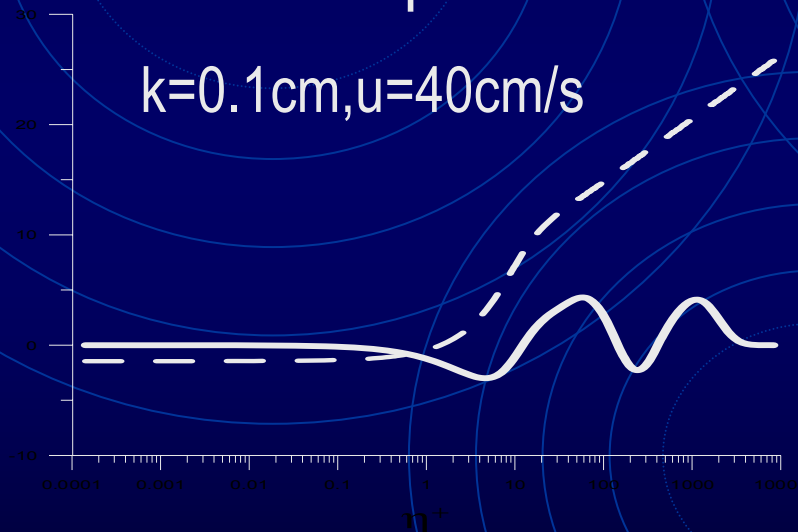


Механизм модуляции инкремента ветровых волн



Энергообмен между ветром и волнами

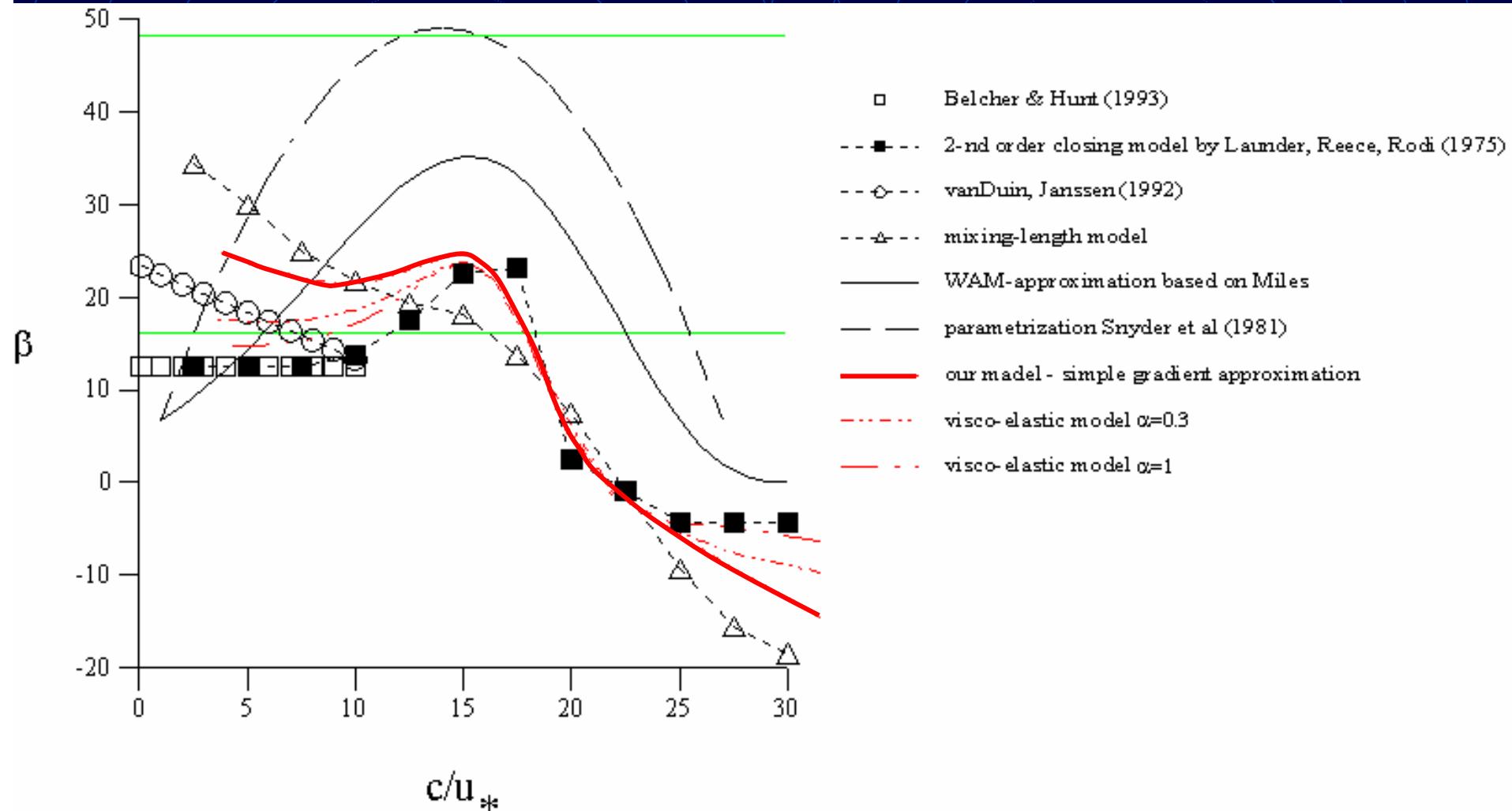
Область энергообмена между ветром и волнами



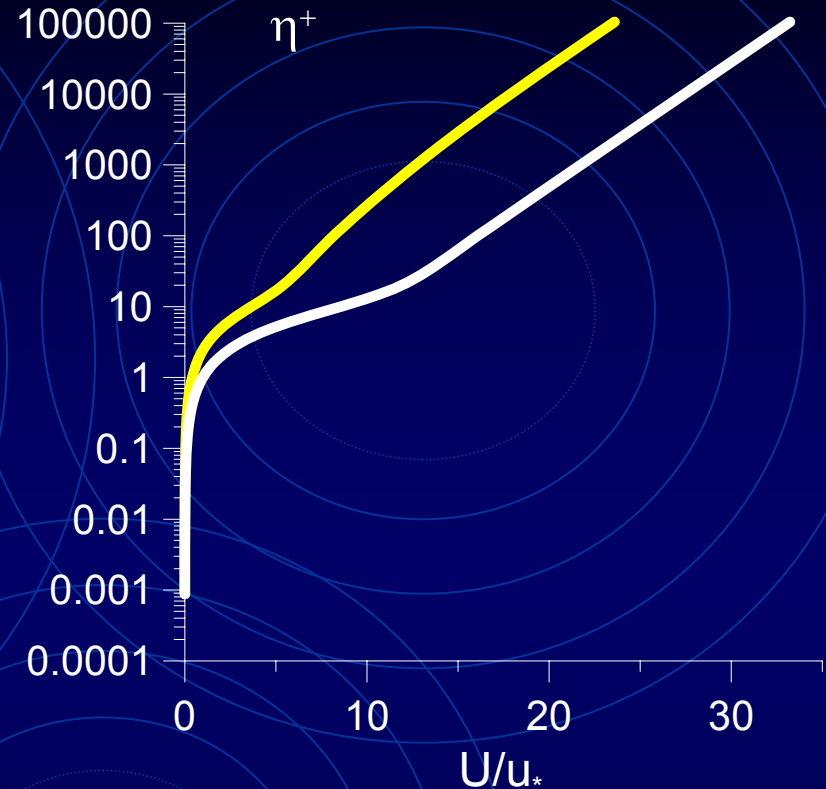
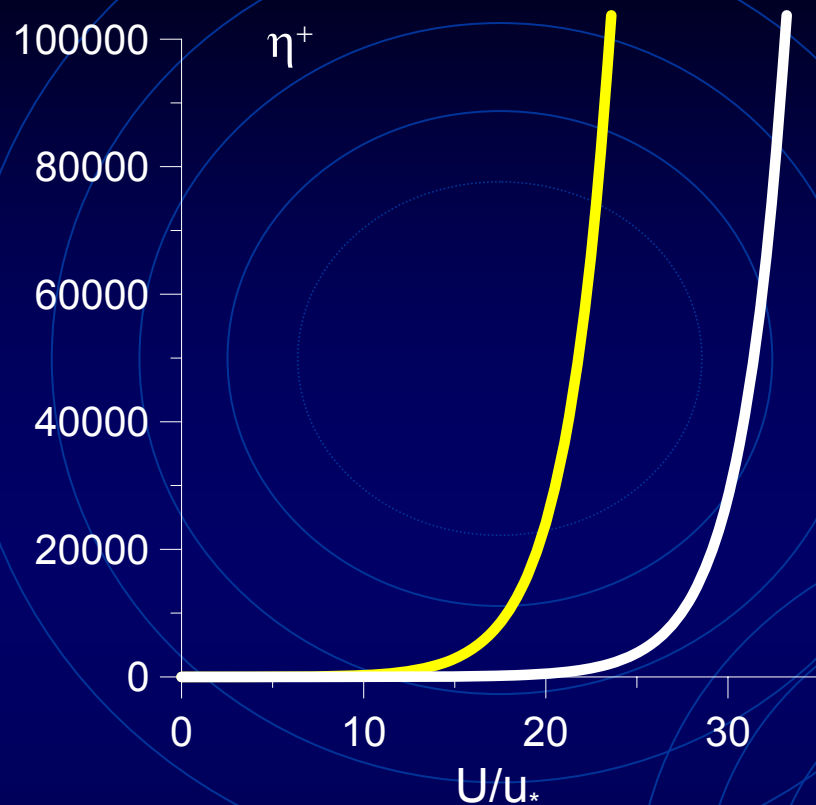
Вязкий подслои!

эффект модуляции скорости роста является существенным именно для сантиметровых и дециметровых волн и умеренных ветров.

Инкремент ветровых волн



Нелинейное взаимодействие волн с ветром



$$U(z) = \frac{u_*}{0.4} \ln \frac{z}{z_0} - \Delta u_0 [N_0] = \frac{u_*}{0.4} \ln \frac{z}{z_{eff}} \quad z_{eff} = z_0 \exp \left(0.4 \frac{\Delta u_0}{u_*} \right)$$

Отрицательная добавка к скорости ветра возникает за счет детектирования волновых возмущений, индуцированных в воздушном потоке волнами на поверхности воды.

Оценки эффективности механизмов модуляции коротких ветровых волн в присутствии неоднородного течения

$$\frac{\text{Модуляция инкремента}}{\text{Кинематический механизм}} = \frac{\text{Масштаб течения}}{\text{Масштаб нарастания волны}} \sim \frac{\text{Im } \omega}{10 q u_*} \sim \beta \frac{u_*}{c} \frac{k}{q}$$

Для волны цунами $q=10^{-2} \div 2 \cdot 10^{-3} \text{ км}^{-1}$, $k=0.1-1 \text{ см}^{-1}$.

Основной механизм – модуляция инкремента

Расчет модуляции скорости воздушного потока, индуцированной волной цунами

Поле скорости ветра U , осредненное по возмущениям, индуцированным ветровыми волнами

$$\frac{\partial U}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial \eta} v_t \frac{\partial U}{\partial \eta} - \frac{\partial}{\partial \eta} \tau_{wave}$$

$$U|_{\eta=0} = U_w(t - x/c)$$

$$U|_{\eta \rightarrow \infty} = \frac{u_{*0}}{K} \ln \frac{\eta}{z_0}$$

Вблизи водной поверхности

$$U(\eta) = \frac{u_*}{K} \ln \frac{\eta}{z_*} + U_{w0} e^{-i\omega(t-x/c)} + \Delta u$$

Нелинейная добавка к скорости ветра,
обусловленная потоком импульса от ветра к волнам

$$\Delta u = \int_0^{\infty} \frac{\tau_{wave}}{v_t} d\eta_1 < 0$$

Далеко от водной поверхности

$$U_w = \int_{-\infty}^{\infty} U_{w0} e^{-i(\omega(t-x/c))} d\omega$$

$$U = BK_0 \left(\frac{\eta i \omega}{K u_{*0}} \right) \longrightarrow U = -2B \left[\ln \left(\frac{3.178 \eta \omega}{K u_{*0}} \right) + \frac{\pi i}{2} \right]$$

Сращивание внешнего и внутреннего решения дает u_* . Для $|u_{*1}| \ll u_{*0}$

$$u_* = u_{*0} + u_{*1}$$

$$u_{1*} = \frac{\kappa U_{w0}}{\ln \left(\frac{3.178 \omega \nu_a 0.11}{\kappa u_{*0}^2} \right) - 1 - \left. \frac{\partial \Delta u}{\partial u_*} \right|_{u_* = u_{*0}} + \frac{\pi i}{2}}$$

Оценки амплитуд поверхностных волн вблизи порога ветровой генерации

Уравнение Гинзбурга-Ландау для уклона
наиболее неустойчивого волнового возмущения

$$\frac{ds}{dt} = r(u_* - u_{*c})s - s|s|^2 \gamma$$

$$\Delta u = -u_* \delta |s|^2$$

Пороговые значения

$$k = k_c \approx 1 \text{ cm}^{-1}$$

$$|s|^2 = r(u_* - u_{*c})/\gamma$$

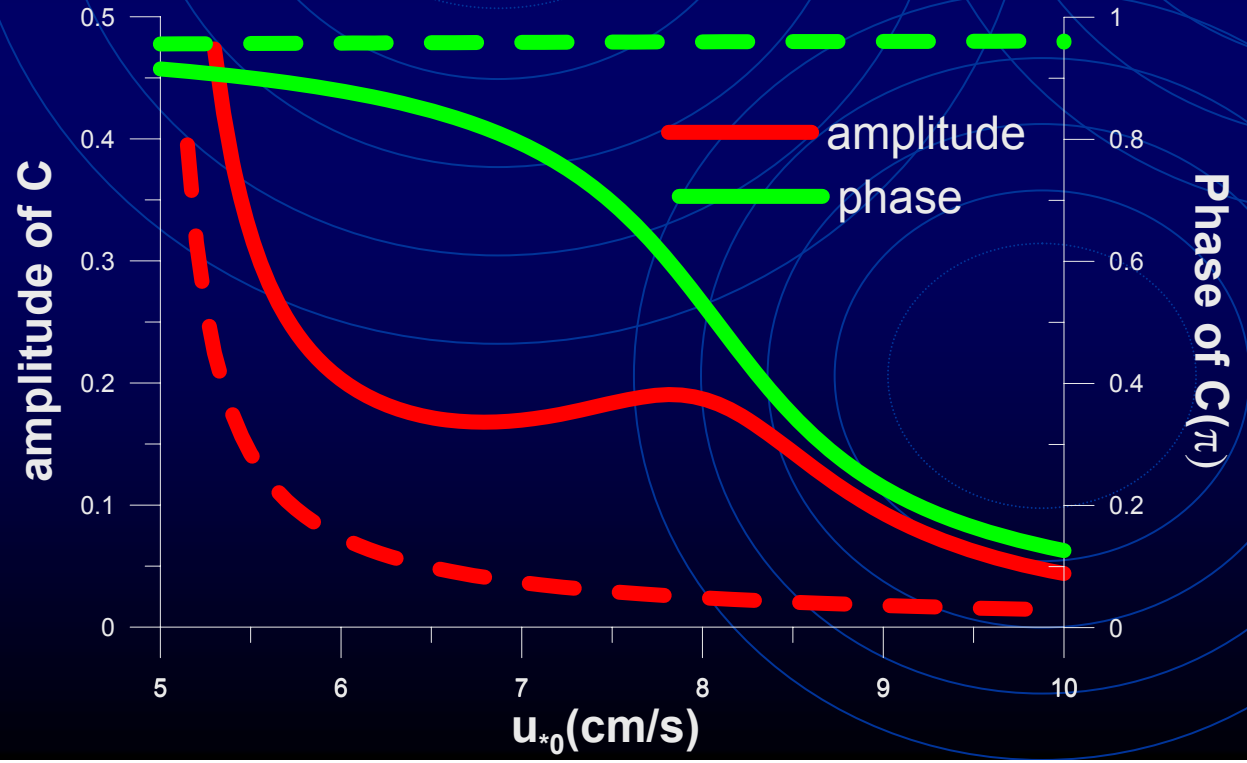
$$u_{*c} = 4.95 \text{ cm/s}$$

Гидродинамический контраст

$$|s|^2 = |s|_0^2 + |s|_1^2$$

$$C = \frac{|s|_1^2}{|s|_0^2} = \frac{u_{*1}}{u_{*0} - u_{*c}}$$

$$C(k_c) = \frac{\kappa U_{w0}}{u_{*0} - u_{*c}} \frac{1}{\ln\left(\frac{3.178 \omega \nu_a 0.11}{\kappa u_{*0}^2}\right) - 1 + 5.38 \frac{2u_{*0} - u_{*c}}{u_{*c}} + \frac{\pi i}{2}}$$



Орбитальная
скорость

2.25 cm/s,

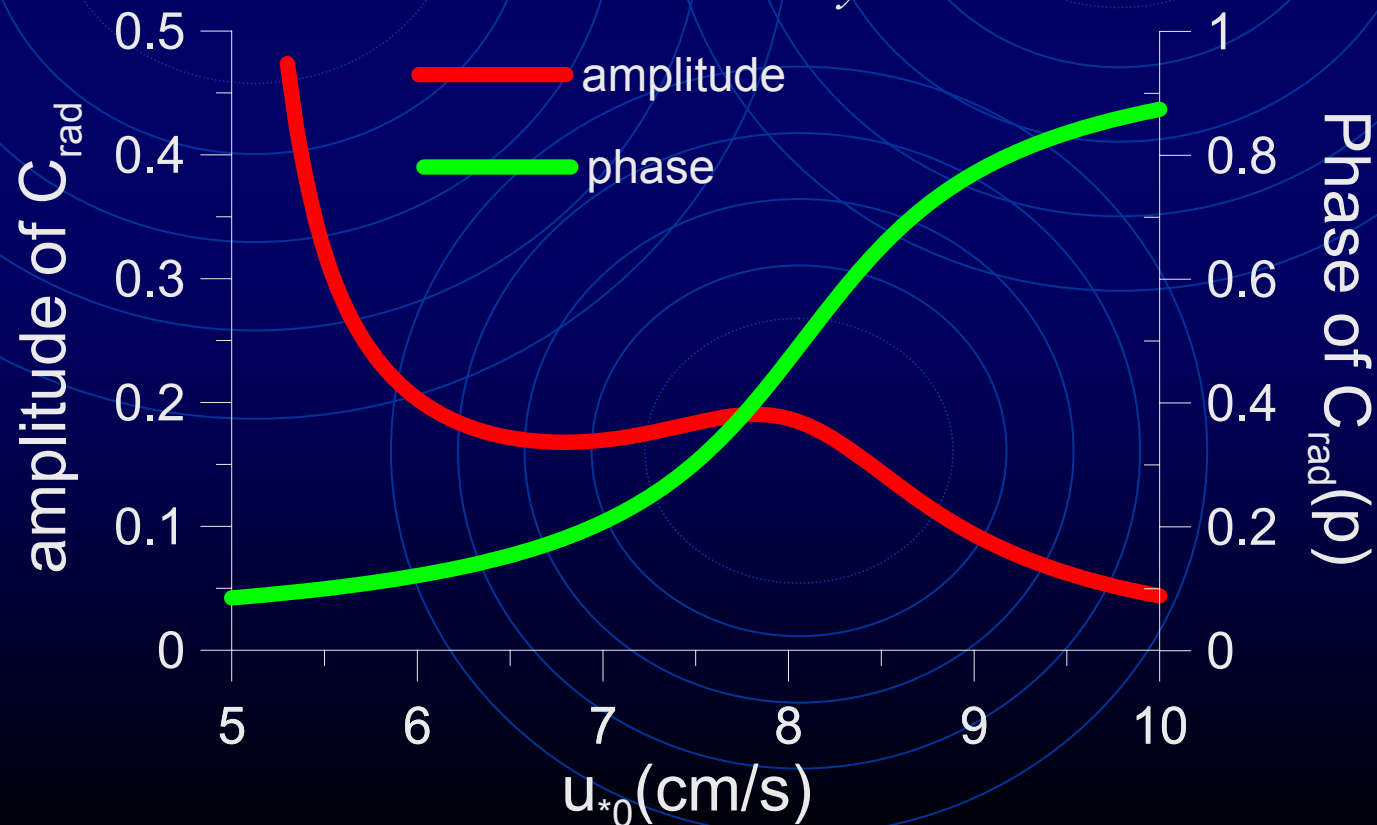
частота 0.007 s⁻¹

Радиолокационный контраст

$$\sigma_0 = \frac{|R(0)|^2 \exp(-4k_r^2 \langle h_s^2 \rangle)}{2s_u s_c}$$

Для коротких волн и слабых ветров

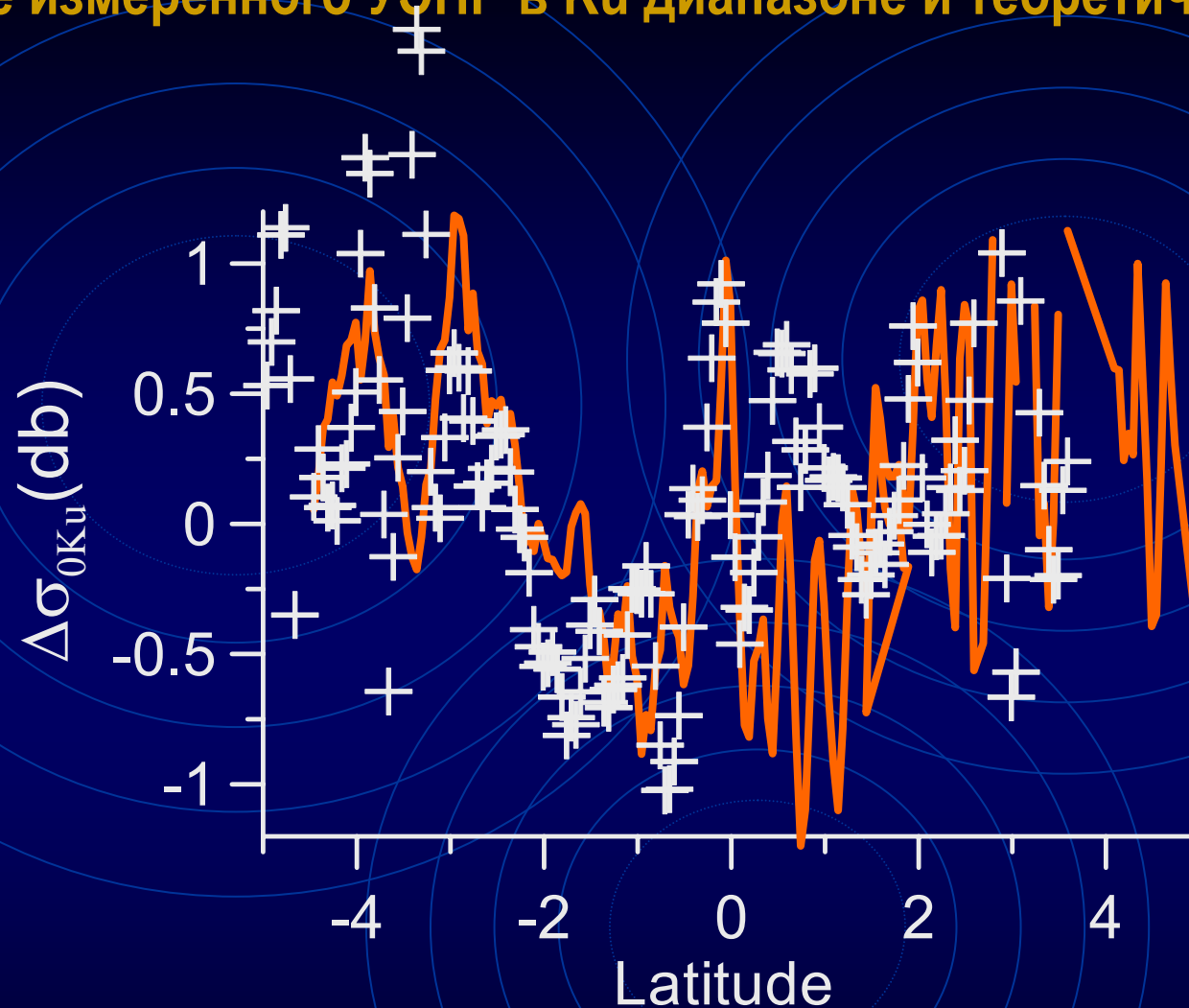
$$\Delta\sigma_{0Ku} = -C_{hydro}$$



Для слабых ветров фаза гидродинамической модуляции противоположна фазе возвышения поверхности воды для попутного ветра. Для рассеяния в зенит УЭПР σ_0 обратно пропорционален шероховатости водной поверхности.

Максимум σ_0 соответствует максимуму возвышения поверхности воды в волне цунами.

Сравнение измеренного УЭПР в Ku диапазоне и теоретических оценок



Крупномасштабное течение на поверхности воды $U_w = c\eta_0/H$

где $H=4000$ м глубина океана, $c = \sqrt{gH} = 200$ м/с скорость волны цунами, η_0 – возвышение уровня океана, взятое из GDR.

1. Получено экспериментальное свидетельство дистанционного наблюдения волны цунами в открытом океане по вариациям сечения рассеяния сигнала радиолокатора, рассеянного морской поверхностью, синхронное со смещением уровня океана.
2. Данное наблюдение было произведено при слабом ветре и при большой высоте волны цунами, т.е. в условиях, когда следует ожидать высоких гидродинамических контрастов ветровых волн в поле неоднородных течений.
3. Это наблюдение было произведено случайно с помощью радиоальтиметра, прибора, не предназначенного для измерения шероховатости поверхности океана
4. Применение алгоритмов, использующих когерентную обработку и фильтрацию помех должно повысить контрастность изображений волн цунами в открытом океане..

Цунами 4 октября 1994 г. Торех-Poseidon, cycle 75 track 201

фронт волны

направление распространения

$\Delta\sigma_{0Ku}$ (db)

η (m)

Latitude

$\rho_{\eta\sigma} = -0.11$

$\rho_{\eta\sigma} = 0.43$

$\rho_{\eta\sigma} = 0.20$

