

Сергей А. Лебедев

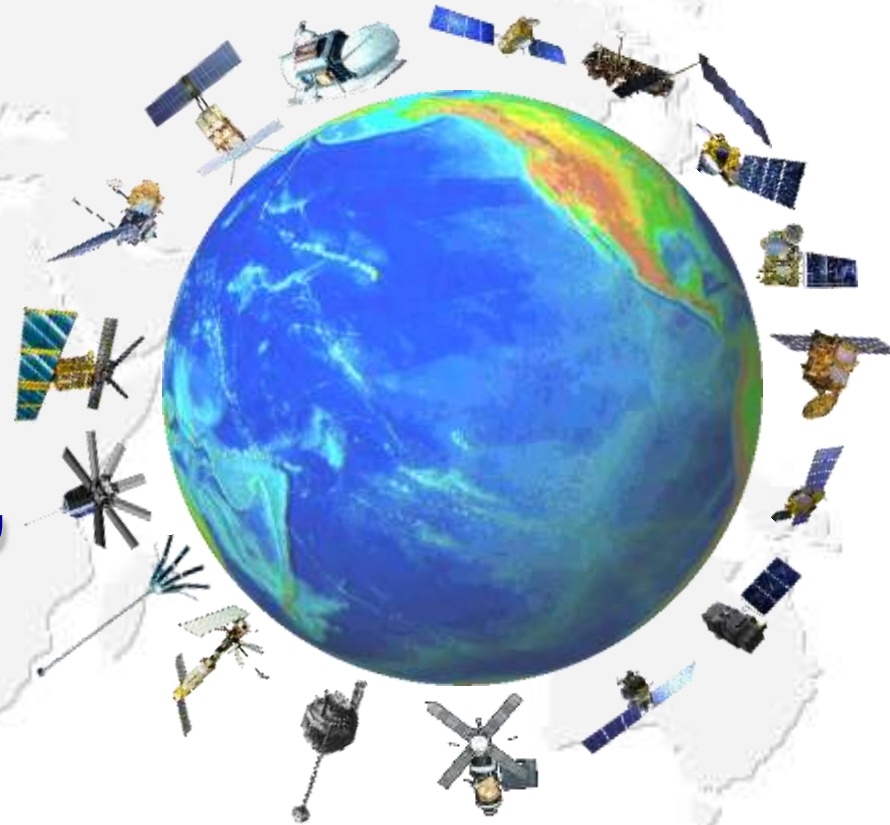


Геофизический Центр РАН



Майкопский государственный технологический университет

Спутниковая альтиметрия: основы метода, обработка данных



Девятая Международная Школа-семинар «Спутниковые методы и системы исследования Земли», Таруса, 12–16 апреля 2018 г.

© 2018, ГЦ РАН, МГТУ, С.А. Лебедев



История развития спутниковой альтиметрии

Развитие спутниковой альтиметрии условно можно разделить на три этапа:

- ➔ **Первый этап** (с 1974 г. по 1980 г.) — это спутниковые программы Skylab–IV, GEOS–3 и SEASAT, связанные с исследованием потенциальной возможности использования спутниковой альтиметрии, в первую очередь в геодезии.
- ➔ **Второй этап** (с 1985 г. по 1992 г.) — проведение целенаправленных спутниковых экспериментов GEOSAT, Гео-ИК и ERS-1 для решения геодезических программ и исследования возможностей применения спутниковых альтиметрических измерений в других науках о Земле (например, океанологии, гляциологии, гидрологии и т.д.).

Программа	Время активной работы, <i>месяц/год</i>	Масса, <i>кг</i>	Параметры орбиты			
			Высота,		Наклонение, <i>градусы</i>	Период повторяемости ² , <i>сутки</i>
			перигей	апогей		
Skylab-4 (орбитальная станция)	05/1973 – 02/1974	20847	422	437	130	–
GEOS-3	04/1975 – 12/1978	341	817	858	115	–
SEASAT	07/1978 – 09/1978	2300	761	765	108	17
	09/1978 – 10/1978					3
GEOSAT	геодезическая программа	635	775	779	108,1	~23
	изомаршрутная программа					11/1986 – 12/1989
Гео-ИК 1 ¹ (Космос–1660)	07/1985 – 10/1986	1500	1482	1525	73,6	–
Гео-ИК 2 ¹ (Космос–1732)	03/1986 – 03/1986	1500	1480	1525	73,6	–
Гео-ИК 3 ¹ (Космос–1803)	12/1986 – 12/1987	1500	1497	1504	82,6	–
Гео-ИК 4 ¹ (Космос–1823)	03/1987 – 10/1987	1500	1479	1524	73,6	–
Гео-ИК 5 ¹ (Космос–1950)	06/1988 – 07/1990	1500	1484	1522	73,6	–
Гео-ИК 6 ¹ (Космос–2037)	09/1989 – 09/1990	1500	1485	1524	73,6	–
Гео-ИК 7 ¹ (Космос–2088)	08/1990 – 03/1993	1500	1484	1524	73,6	–
ERS-1	Фазы А, В	2384	774	775	98,5	3
	Фаза С					35
	Фаза D					3
	Фазы E ¹ , F ¹					~168
	Фаза G					35

¹ – геодезические программы (для российских программ в скобках указан спутник-носитель)

² – для изомаршрутных программ



История развития спутниковой альтиметрии

- ➔ Третий этап (с 1992 г. по настоящее время) — проведение постоянного мониторинга водной поверхности Мирового океана, окраинных и внутренних морей (спутники ERS-1/2, TOPEX/Poseidon, GFO-1, Jason-1/2/3, ENVISAT, HY-(HaiYang), SARAL и др., а также для изучения полярных льдов и поверхности Земли (спутники ICESat-1 и CryoSat-1/2).

Программа		Время активной работы, месяц/год	Масса, кг	Параметры орбиты			
				Высота,		Наклонение, градусы	Период повторяемости ² , сутки
				перигей	апогей		
TOPEX/ Poseidon	Фаза А	08/1992 – 08/2002	2402	1331	1344	66,04	10
	Фаза В	09/2002 – 01/2006					
Гео-ИК 8 ¹ (Космос-2226)		01/1993 – 07/1993	1500	1479	1525	73,6	–
Гео-ИК 9 ¹ (Гео-ИК)		12/1994 – 07/1995	1500	1481	1526	73,6	–
ERS-2		04/1995 – 06/2002	2516	784	785	98,6	35
GFO-1		02/1998 – 10/2008	410	786	788	108,1	17
Jason-1	Фаза А	12/2001 – 01/2009	500	1337	1343	66,2	10
	Фаза В	02/2009 – 02/2012					
	Фаза С ¹	05/2012 – 07/2013					
ENVISAT		03/2002 – 04/2012	7991	783	785	98,6	35
ICESat		01/2003 – настоящее время	1000	593	610	94	183,8
CryoSat-1		08.10.2005 – потерян при выводе на орбиту	650				
OSTM/Jason-2		06/2008 – настоящее время	510	1338,7	1351	66,0	10
CryoSat-2 ¹		04/2010 – настоящее время	720	720	730	92,0	~369
HaiYang-2A (HY-2A)	изомаршрутная программа	08/2011 – настоящее время	513	963,6	965	99,3	14
	геодезическая программа						~168
Гео-ИК-2 №11 ¹ (Космос-2470)		12/2011- ошибка вывода на орбиту	1500	369	1021	99,46	17
Jason-3		01/2016 – настоящее время	525	1338,7	1351	66,0	10
SARAL/AltiKa		02/2013 – настоящее время	450	786		98,55	35
Sentinel-3a		02/2016 – настоящее время	1200	809	811	98,6	-
Гео-ИК-2 №12 ¹ (Космос-2517)		04/2016 – настоящее время	1500	949	950.	99,3	17

¹ – геодезические программы (для российских программ в скобках указан спутник-носитель)

² – для изомаршрутных программ

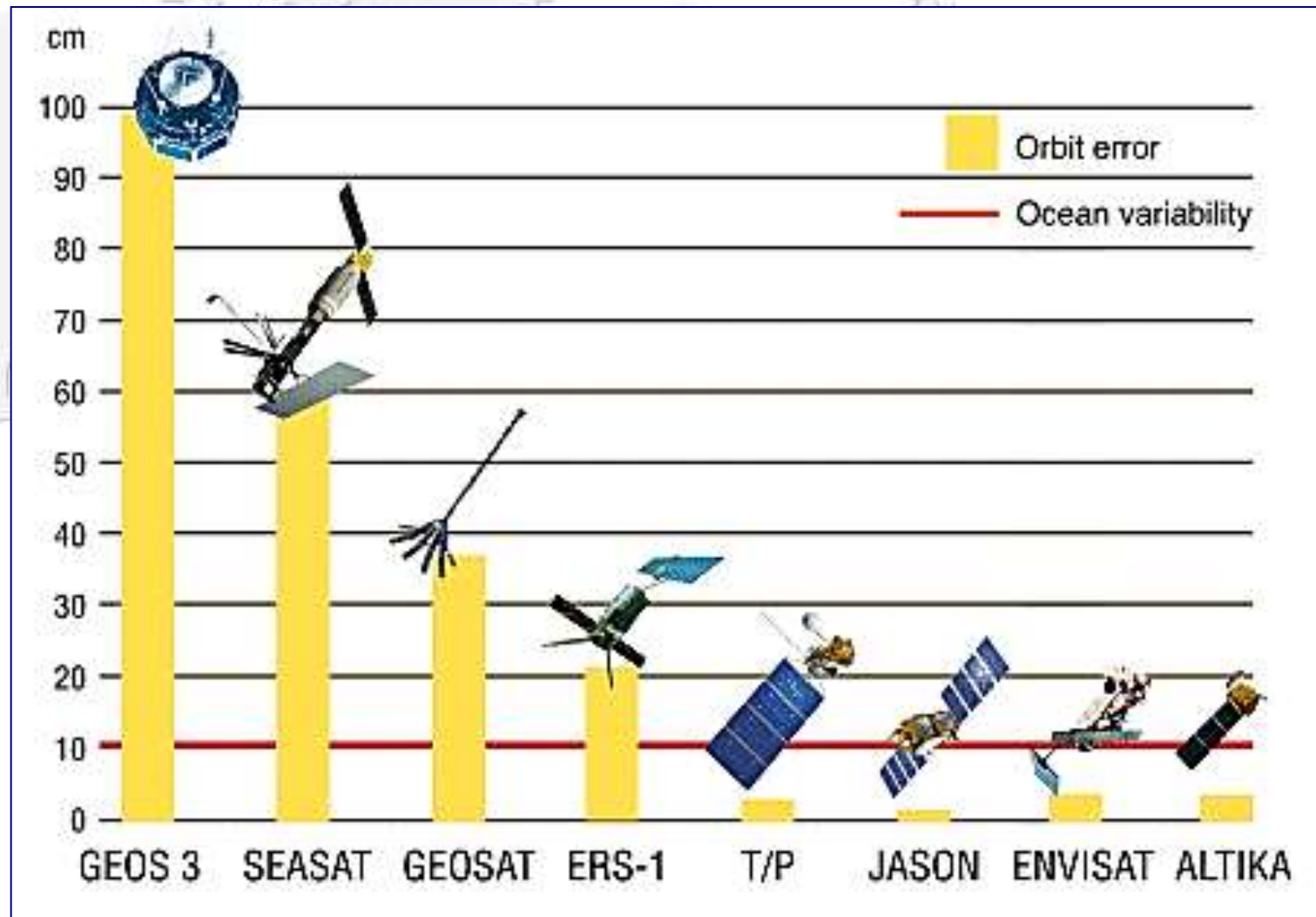


Девятая Международная Школа-семинар «Спутниковые методы и системы исследования Земли», Таруса, 12–16 апреля 2018 г.

© 2018, ГЦ РАН, МГТУ, С.А. Лебедев



Точность расчета высоты орбиты основные программы альтиметрических измерений



Геометрия метода



Помимо этого спутниковая альтиметрия позволяет анализировать:

- амплитуду скорости приводного ветра
- значимые высоты волн
- состояние подстилающей поверхности

H_g — высота геоида или эквипотенциальная поверхность гравитационного поля Земли

H_{orb} — высота орбиты спутника

H_{alt} — высота спутника над поверхностью моря

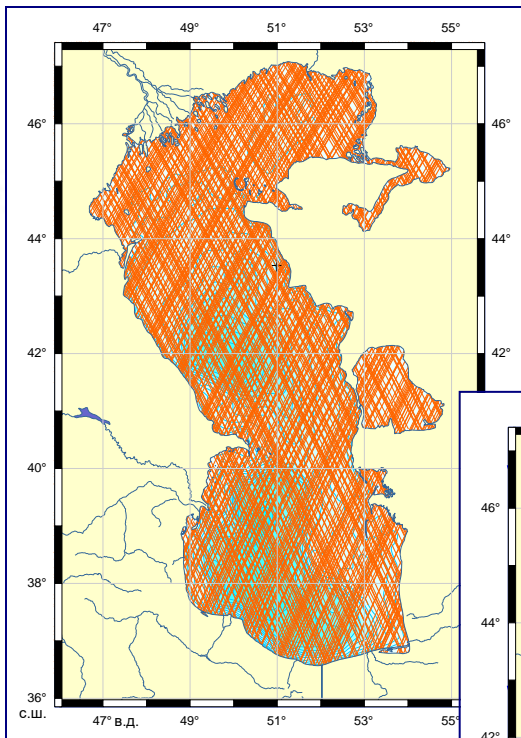
H_{ssh} — высота морской поверхности с учетом ряда поправок (ΔH_i), связанных с прохождением радиосигнала через атмосферу, инструментальными ошибками и состоянием подстилающей поверхности:

$$H_{ssh} = H_{orb} - H_{alt} - \sum \Delta H_i$$

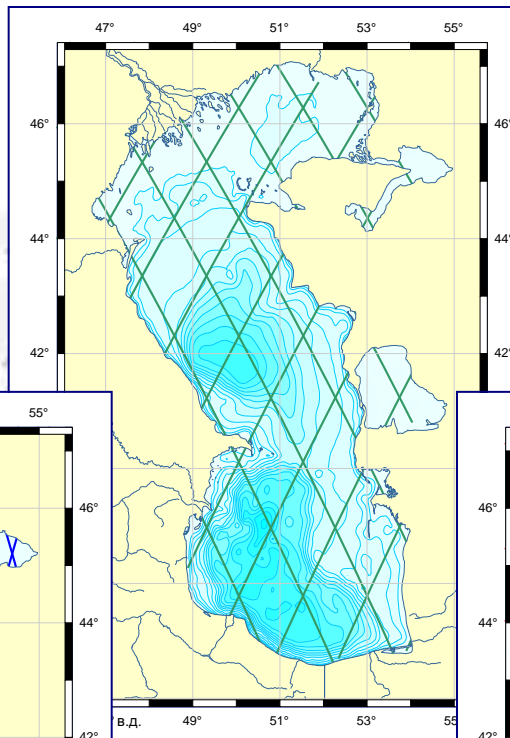
H_{dt} — динамическая топография как отклонения морской поверхности относительно геоида: $H_{dt} = H_{ssh} - H_g$



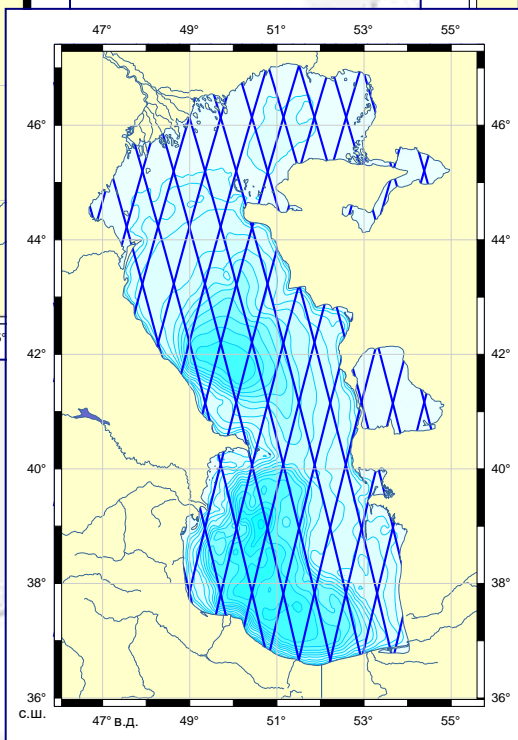
Геодезические и изомаршрутные программы



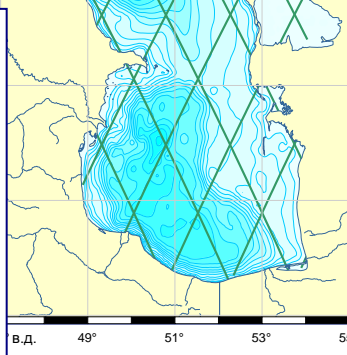
**ERS 1/2 и
ENVISAT,
SARAL
(35 суток)**



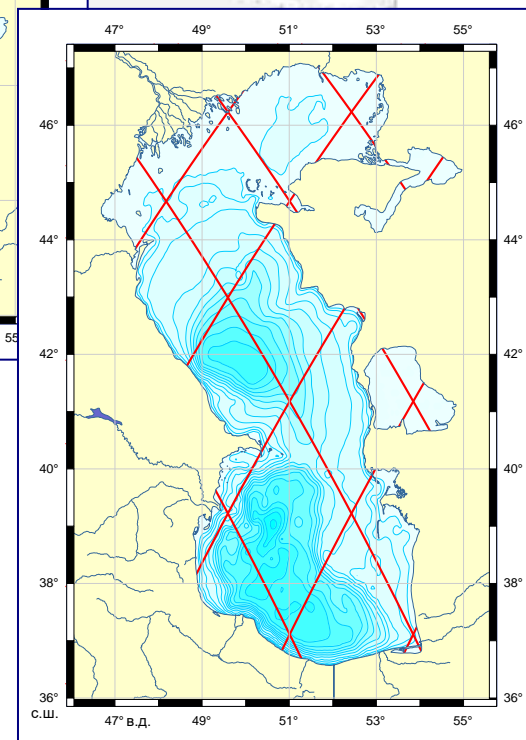
**TOPEX/Poseidon и
Jason 1/2/3 (10
суток)**



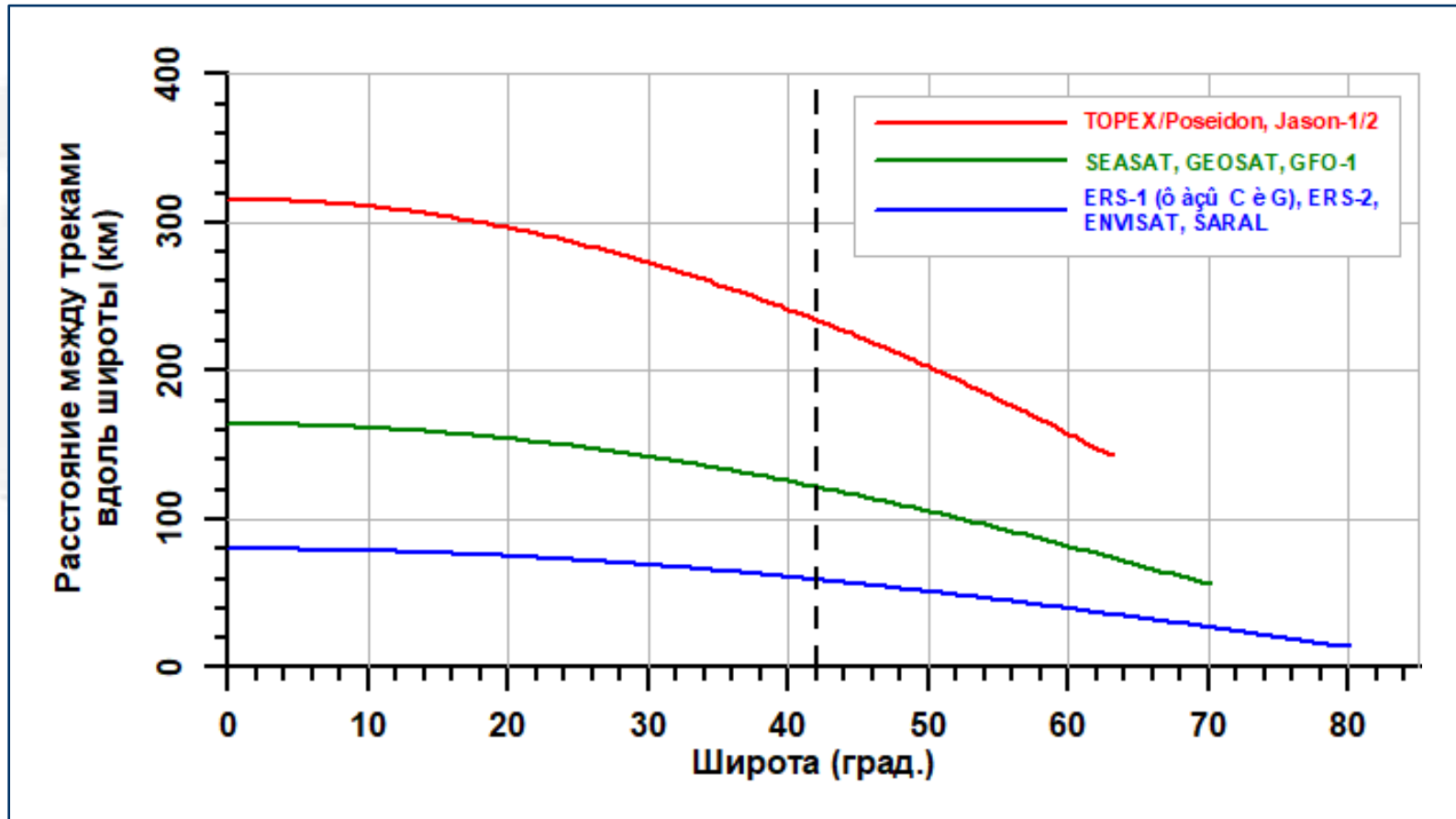
**GEOSAT
(геодезическая
программа)**



**GEOSAT и
GFO 1
(17 суток)**



Геодезические и изомаршрутные программы



Зависимость расстояния между треками одного типа вдоль параллелей от широты для различных изомаршрутных программ спутников Т/Р и J1/2 (период повторяемости около 10 суток); SEASAT, GEOSAT и GFO-1 (17 суток) и ERS-1 (фазы С и G), ERS-2, ENVISAT и SARAL (35 дней).



Рабочая частота альтиметра

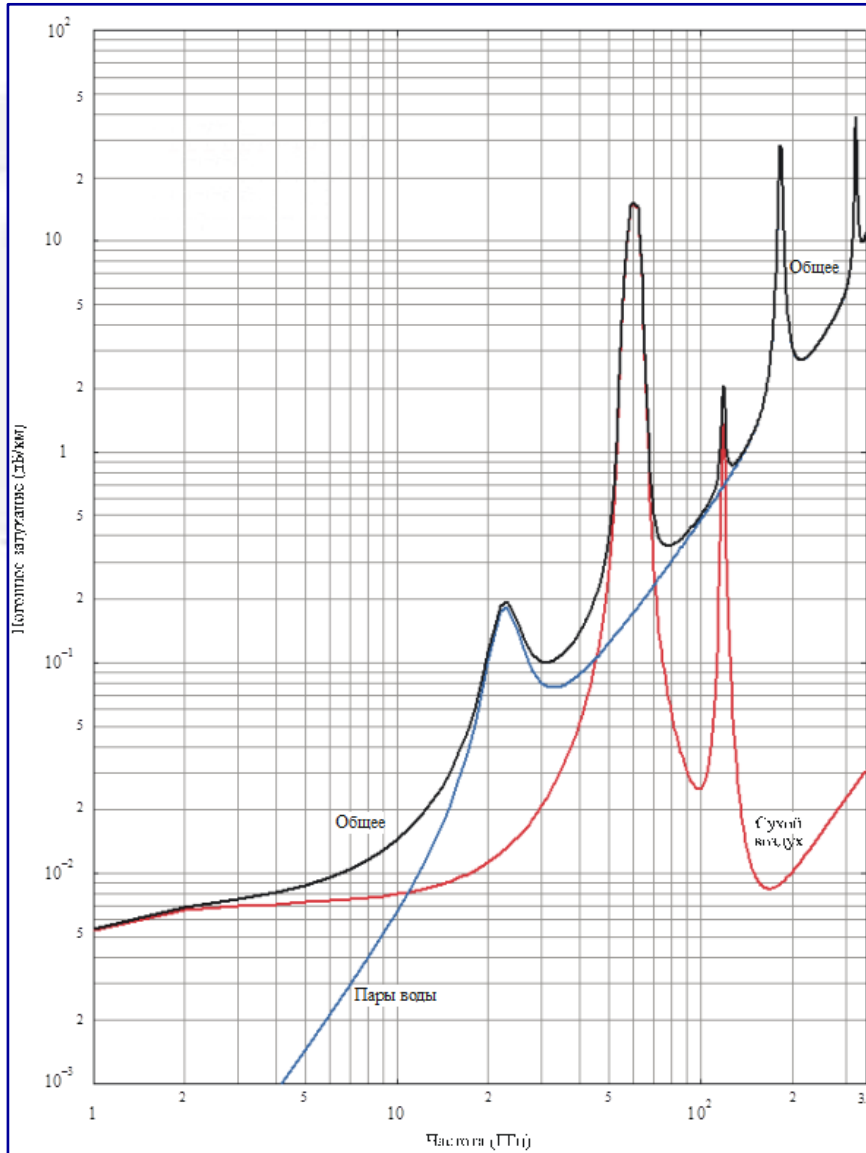
Регламент радиосвязи (ITU Radio Regulations), который предусматривает присвоение несущих частот тем или иным радиотехническим службам в строго отведенных участках спектра, оговоренных таблицей распределения частот. Спутниковая альтиметрия подпадает под дефиниции Регламента «Спутниковая служба исследования Земли» или «Служба космических исследований» (статьи 1.51, 1.55). Подходящие частотные окна располагаются в диапазонах *C*, *Ku*, *K* и *Ka*.

Обозначение диапазона	Частоты
L-band	1,4 - 1,7 ГГц
S-band	1,9 - 2,7 ГГц
C-band low	3,4 - 5,25 ГГц
C-band high	5,725 - 7,075 ГГц
X-band	7,25 - 8,4 ГГц
Ku-band	10,7 - 14,8 ГГц
K-band	15,4 - 27,5 ГГц
Ka-band	27 - 50 ГГц
W-band	65 - 110 ГГц



Рабочая частота альтиметра

Окна прозрачности атмосферы.



Погонное затухание (дБ/км) в сухом воздухе и водяных парах при атмосферном давлении 1013 гПа, температуре 15°C и концентрации водяного пара 7,5 г/м³

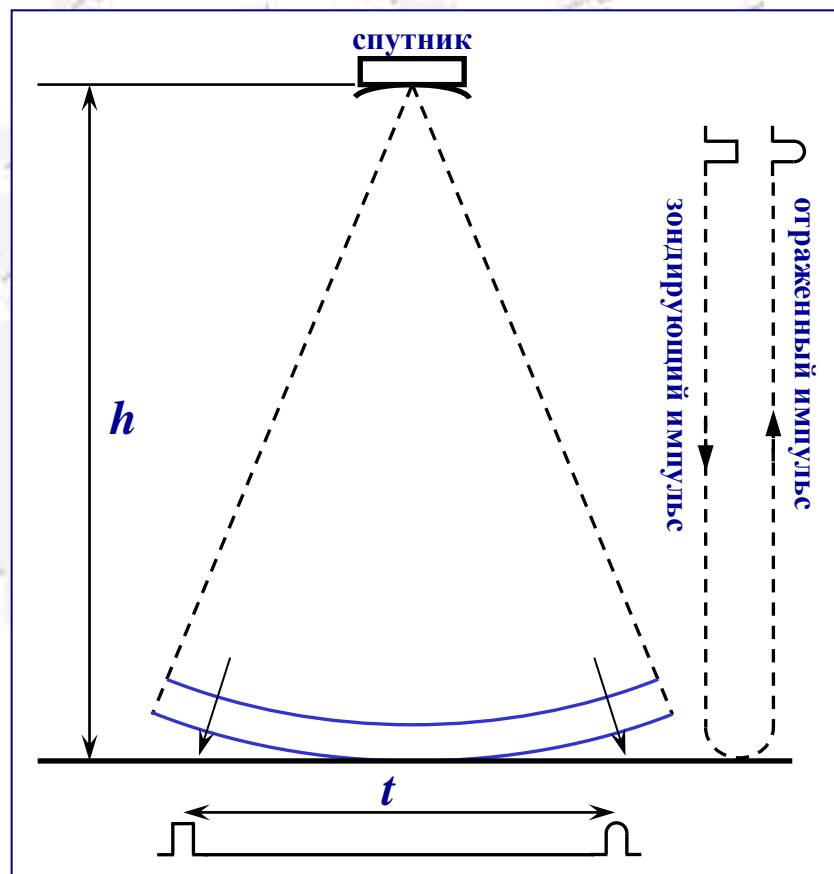


Определение расстояния от альтиметра до подстилающей поверхности

По времени возврата зондирующего радиопульса

$$h = \frac{c_0 t}{2}$$

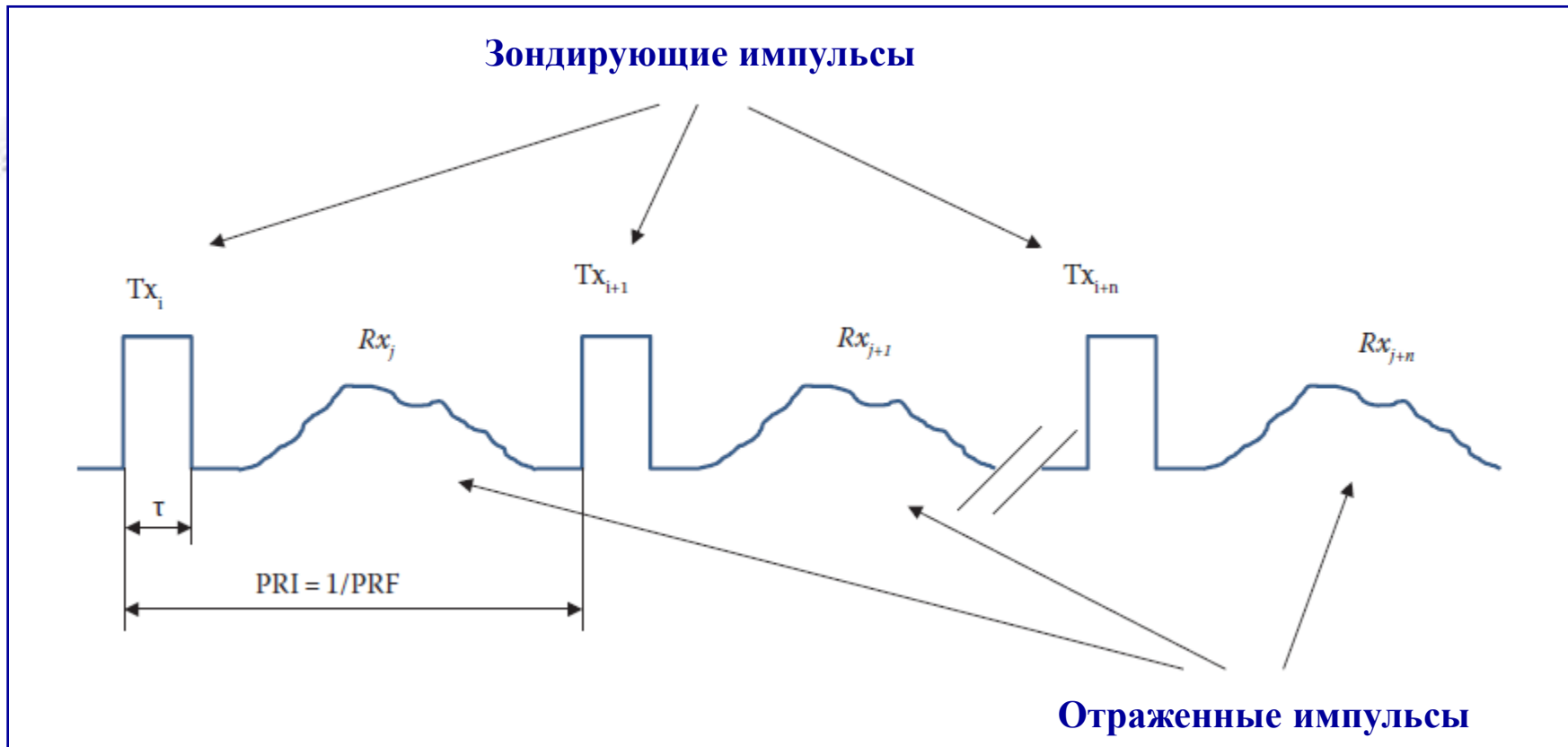
рассчитывается расстояние от спутника до подстилающей поверхности, что позволяет определить высоту морской поверхности



Принципиальная схема работы альтиметра



Частота повторения зондирующих импульсов



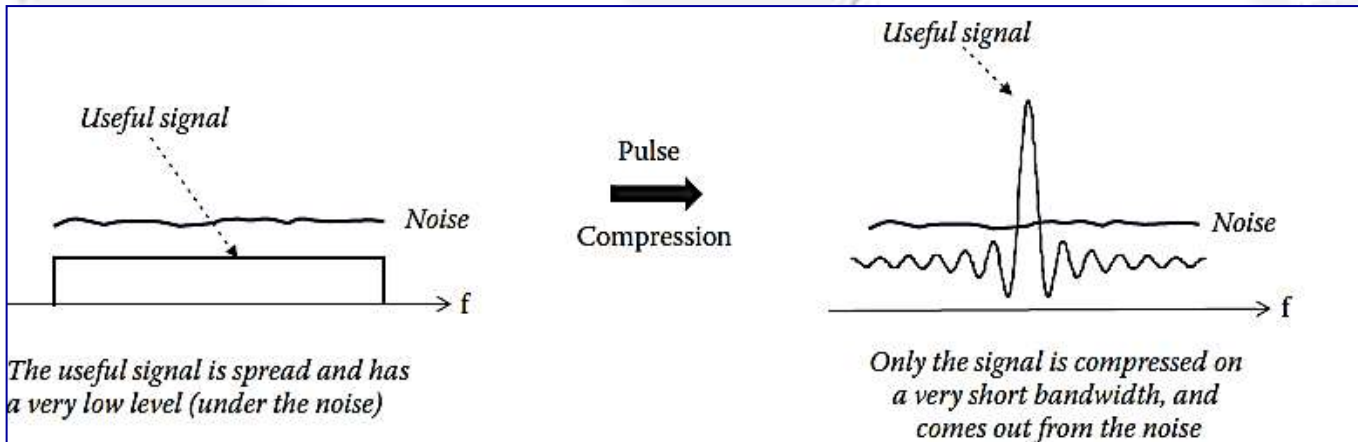
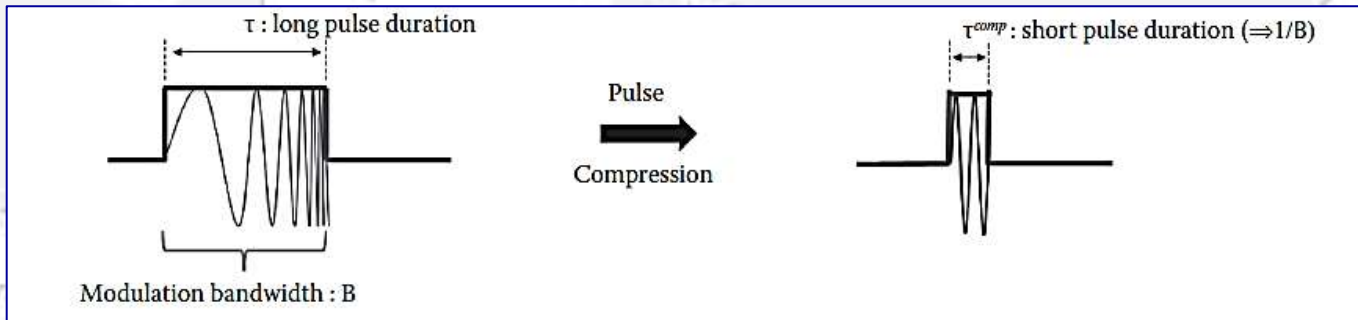
Хронограмма принципа работы альтиметра (τ – длительность зондирующего импульса, PRI (pulse repetition interval) – интервал повторения импульсов, PRF (pulse repetition frequency) – частота повторения импульсов).

При постоянном волновом (синусоидальном) модулированном сигнале временное разрешение альтиметра равно $dh = \pm c \cdot \tau / 2$

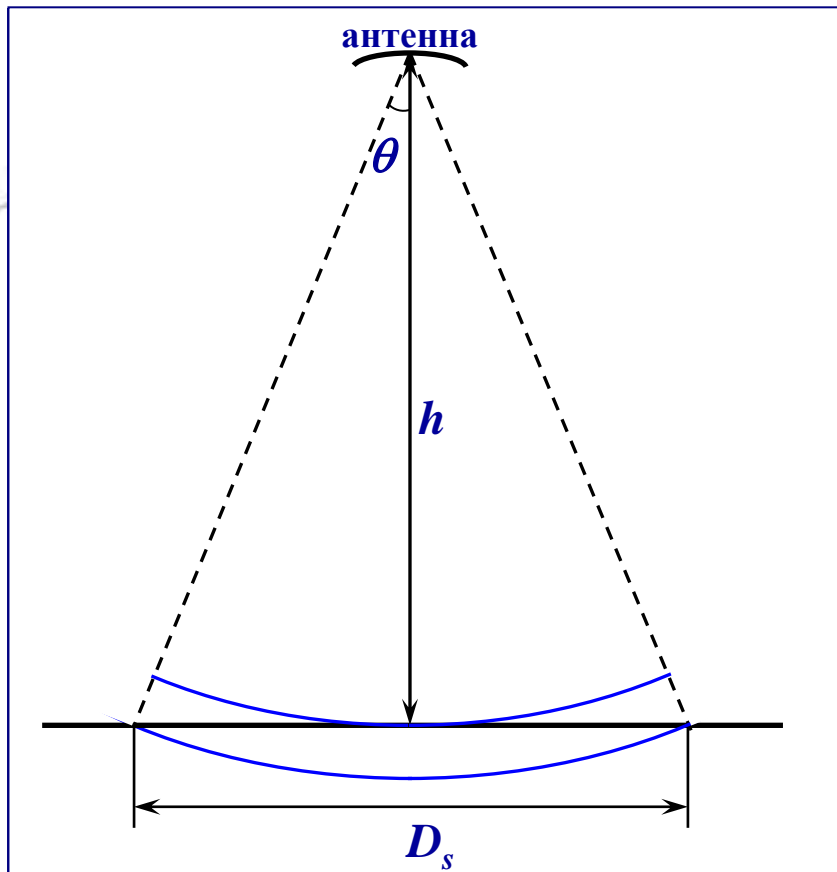


Сжатие зондирующих импульсов

Для достижения приемлемого разрешения альтиметра требуется очень короткая длительность зондирующего импульса (разрешение по высоте в 50 см соответствует длительности импульса менее 2 нс). При этом остается требование к повышенной мощности зондирующего сигнала для уменьшения ошибок, связанных с отношением сигнал/шум. Таким образом, для повышения разрешения альтиметра используется зондирующий импульс с частотной модуляцией.



Площадь сегмента отражения



Отражение от зеркальной поверхности происходит с сегмента, имеющего форму круга, максимальный диаметр которого D_s определяется как

$$D_s = 2h \sin \theta,$$

где θ – угловое разрешение антенны альтиметра, зависимость которого от диаметра антенны альтиметра (D_a) и длины волны радиоимпульса (λ) определяется как

$$\sin \theta = 1,22 (\lambda / D_a).$$

Таким образом, максимальный диаметр сегмента подстилающей поверхности можно определить следующим образом:

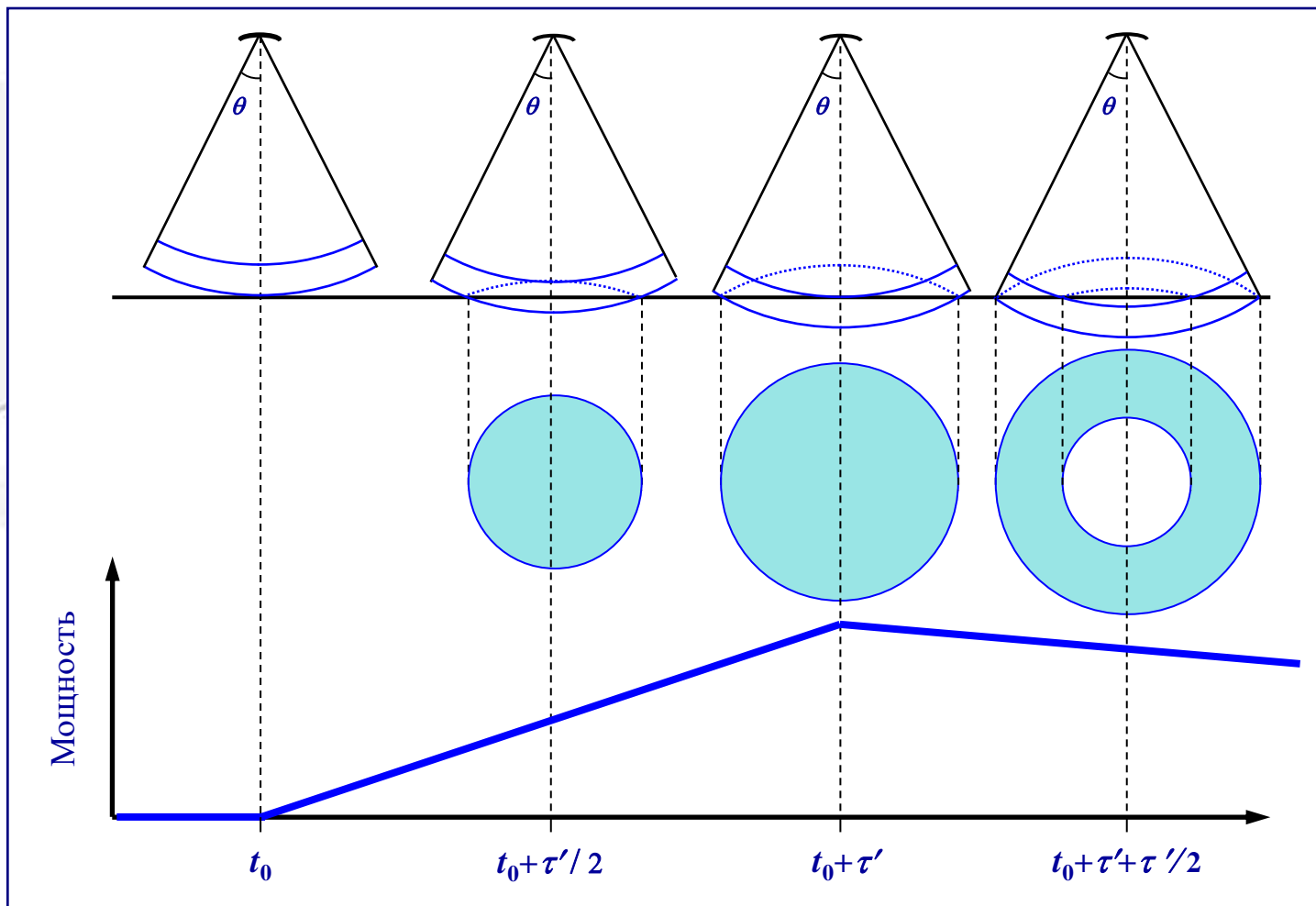
$$D_s = 2,44 h (\lambda / D_a).$$

Так, для альтиметра Садко, расположенного на борту спутника

Гео-ИК-2 № 12 (Космос-2517) для рабочей частоты $f = 13,5$ ГГц длина волны составляет $\lambda = 2,22$ см, диаметр антенны этого спутника $D_a = 1,2$ м, средняя высота орбиты $h = 950$ км. Следовательно, максимальный диаметр сегмента, с которого отражается одиночный импульс, не превышает $D_s = 42,925$ км.



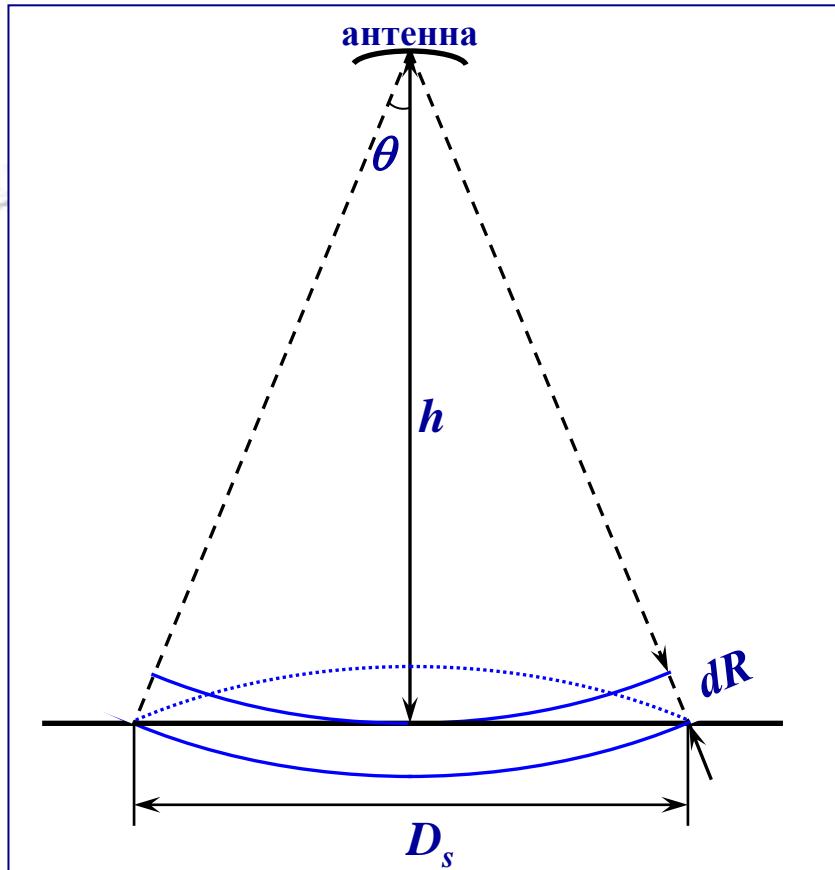
Площадь сегмента отражения



Зависимость от времени формы и площади сегмента подстилающей поверхности, с которого отражается зондирующий импульс альтиметра



Площадь сегмента отражения



Практически зондирование подстилающей поверхности производится импульсом с длительностью τ . Поэтому размеры сегмента подстилающей поверхности, от которого отражается радиоимпульс, определяются не только расстоянием от спутника до поверхности h , но и временем касания переднего и заднего фронта зондирующего импульса отражающей поверхности. В этом случае диаметр сегмента отражающей поверхности определяется как

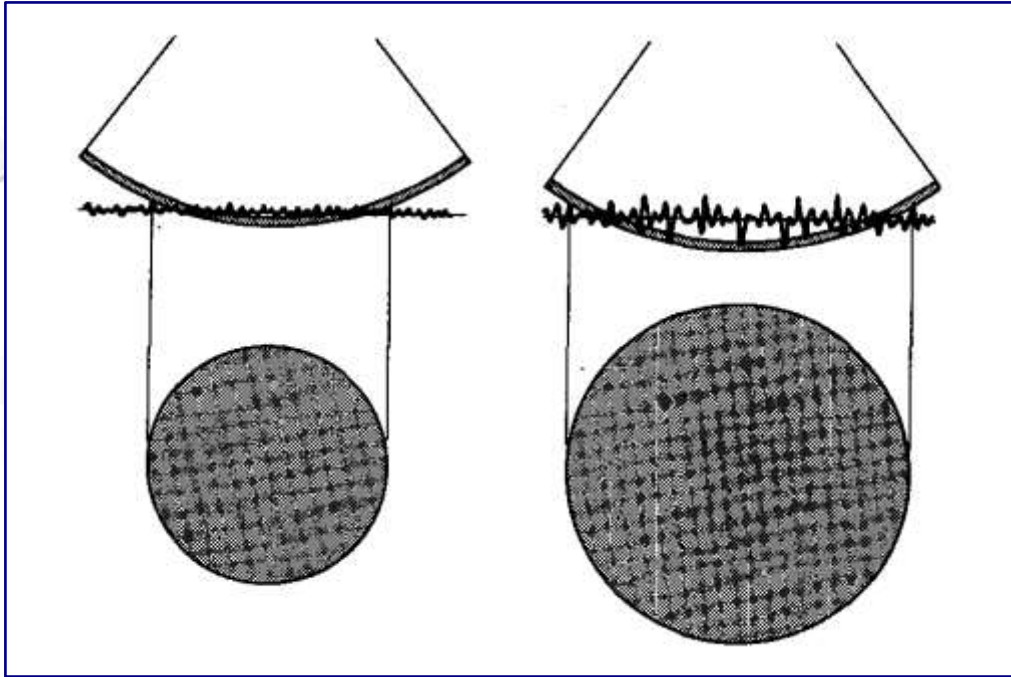
$$(D_s/2)^2 + h^2 = (h + dR)^2 = h^2 + dR^2 + 2hdR$$

где dR – расстояние между передним и задним фронтами зондирующего

импульса, которое определяется через длительность зондирующего импульса $dR = c\tau$. Учитывая, что величина $dR^2 \ll h^2$, получаем: $D_s = 2\sqrt{2hdR} = 2\sqrt{2hc\tau}$. На практике площадь сегмента отражающей поверхности определяется по времени, соответствующему половине амплитуды отраженного сигнала $D_s = \sqrt{2hc\tau}$



Площадь сегмента отражения



Площадь сегмента отражения при малых (левый рисунок) и больших (правый рисунок) амплитудах ветровых волн

В зависимости от степени волнения подстилающей поверхности, диаметр сегмента отражения увеличивается (h_{swh} – значимая высота волн, R – радиус Земли, h – высота орбиты спутника, τ – длительность зондирующего импульса)

1. Fedor (1979):

$$D_s = 2\pi h \sqrt{(c\tau)^2 + (0,5h_{swh})^2},$$

3. Chelton et al. (1989):

$$D_s = \frac{2\pi h(c\tau + 2h_{swh})}{1 + h/R},$$

2. Dobson et al. (1987):

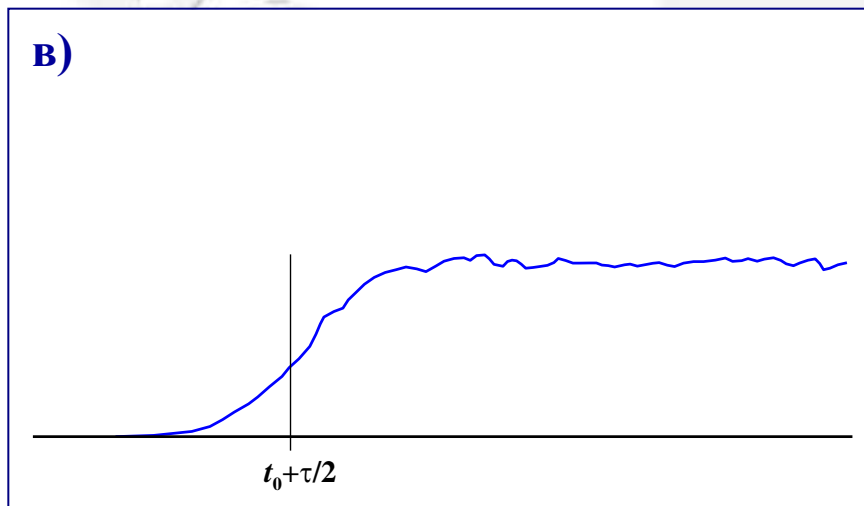
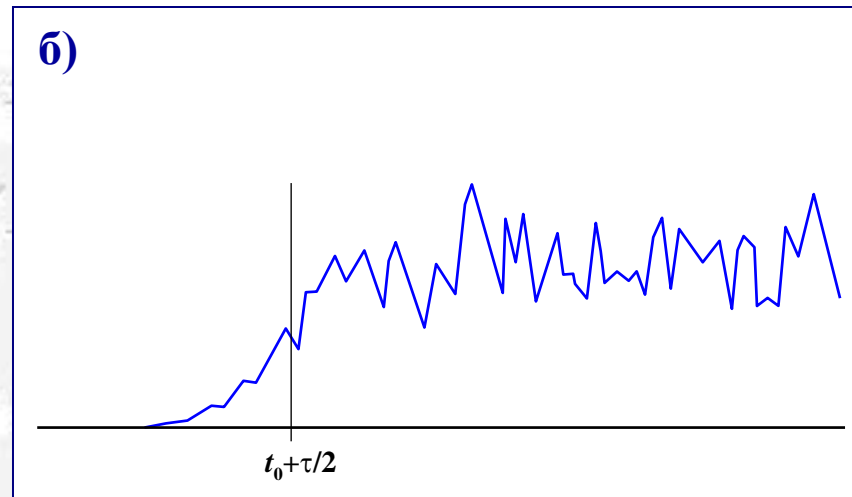
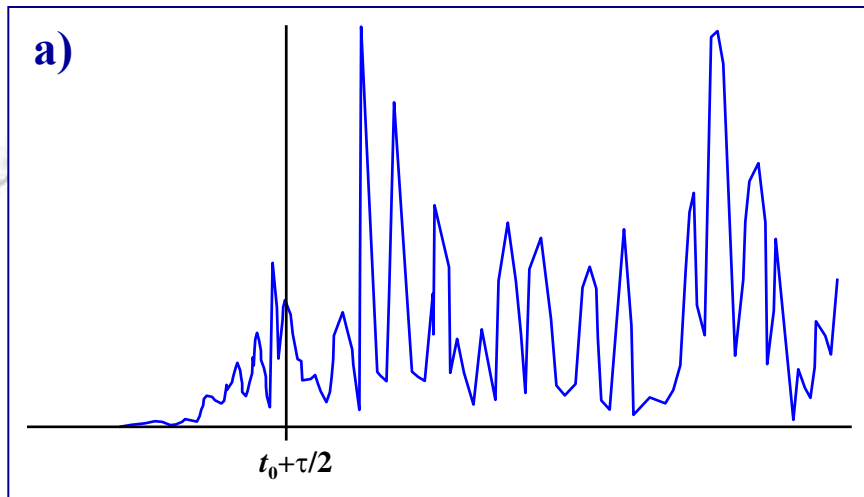
$$D_s = 2\pi h \sqrt{(c\tau)^2 + h_{swh}^2},$$

4. Parke & Walsh (1995):

$$D_s = \frac{2\pi h \sqrt{(c\tau)^2 + (1,18h_{swh})^2}}{1 + h/R}$$



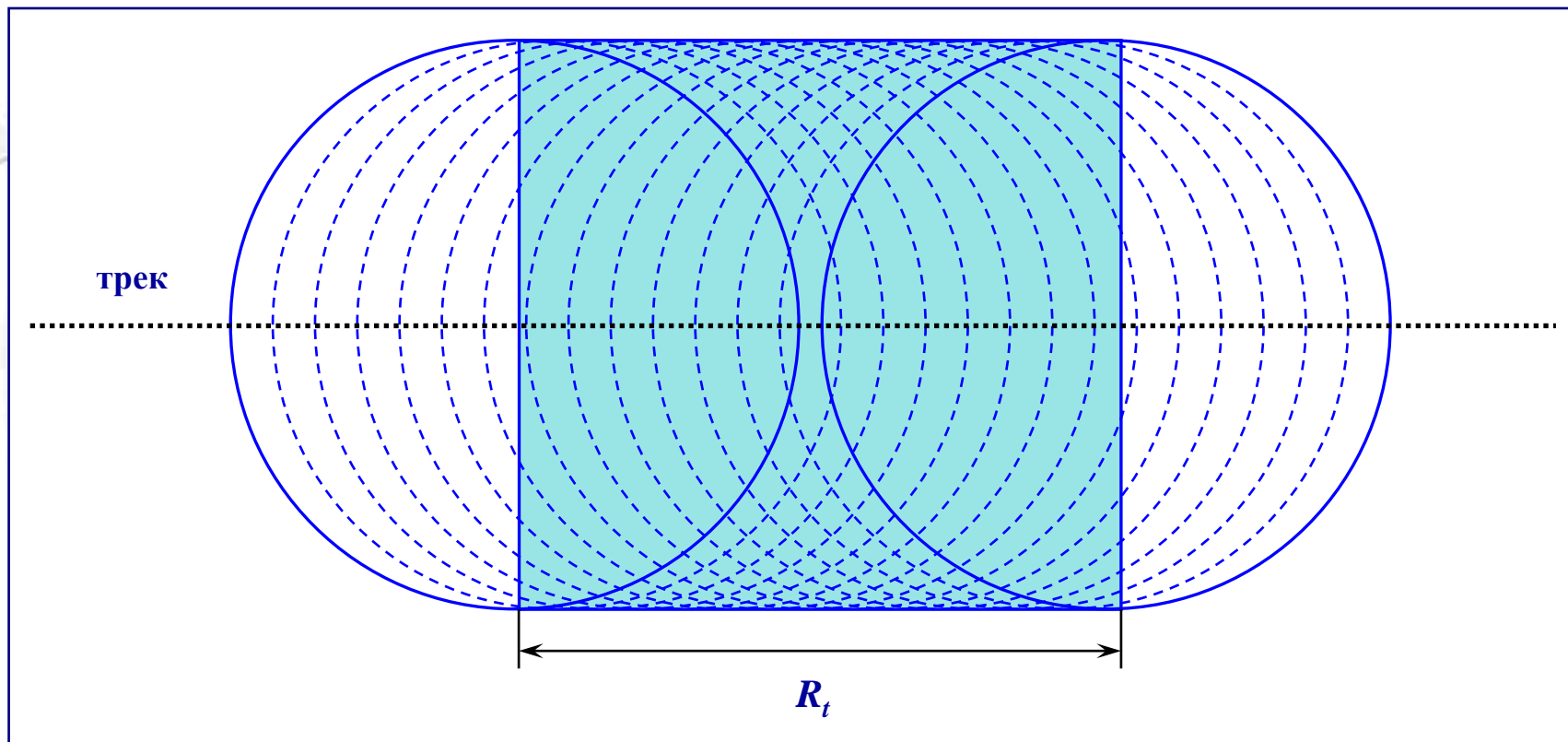
Осреднение отраженного импульса



Форма отраженного (а) одиночного импульса и результаты осреднения (б) 25-ти и (в) 100 импульсов



Площадь сегмента отражения



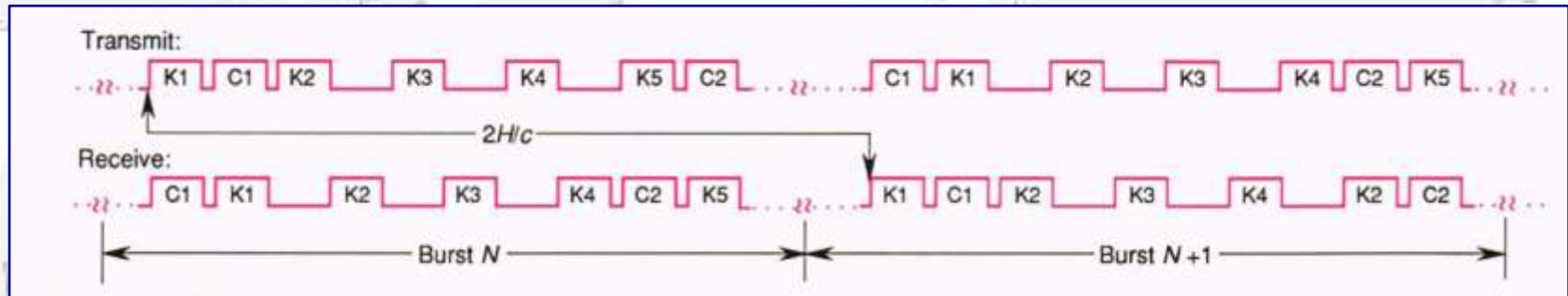
Дальнейшая обработка данных альтиметра проводится осреднением форм отраженного импульса за различные интервалы времени. Это приводит к увеличению площади сегмента подстилающей поверхности, с которой альтиметр получает информацию

$$S = R_t D_s + \pi D_s^2 / 4$$

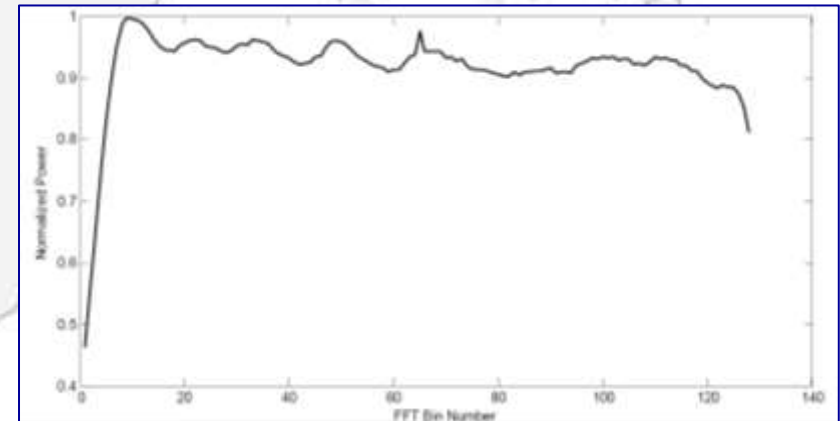
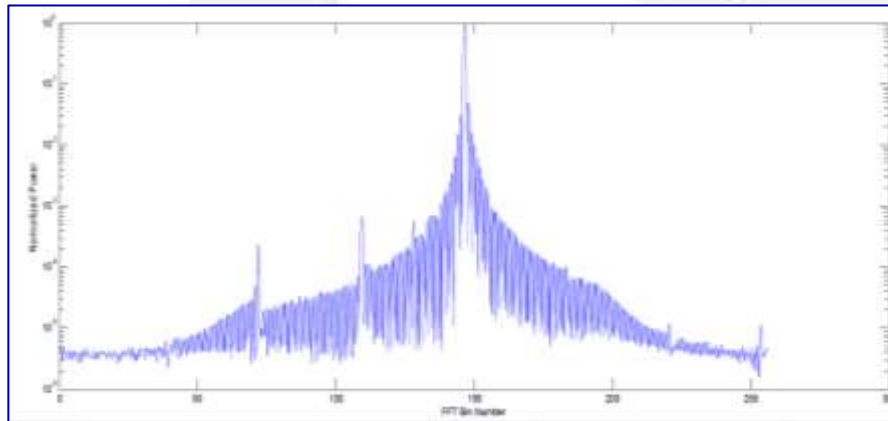


Обработка данных на борту спутника

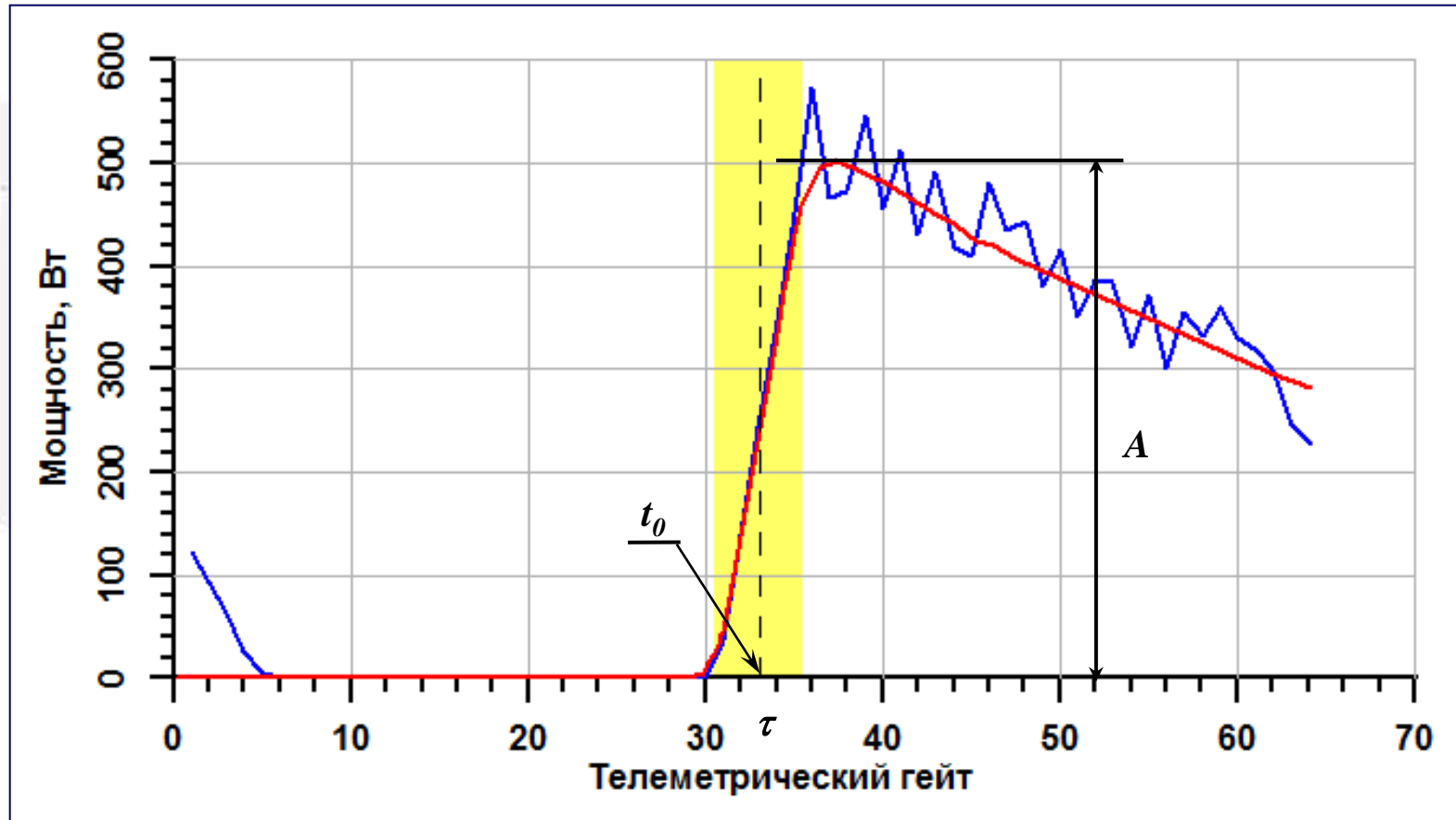
- Определение времени между посылкой зондирующего импульса и моментом приемом отраженного импульса



- Фурье преобразование мощности отраженного импульса для последующего анализа формы отраженного импульса.



Анализ формы отраженного импульса



Форма импульса, отраженного от безграничной подстилающей поверхности, аппроксимированная по формуле Брауна (красная линия) и осредненная за 1 с форма отраженного импульса для условий открытого океана (синяя линия).

Желтой областью выделена ширина переднего фронта отраженного импульса



Обработка данных на борту спутника

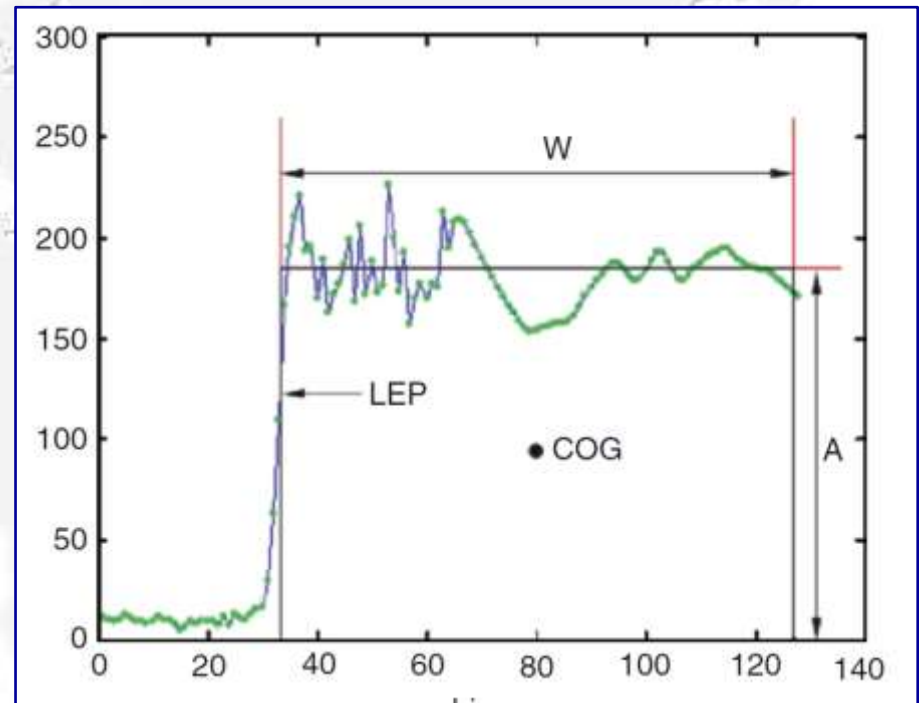
- ➔ Первичная обработка формы отраженного импульса проводится по алгоритму центра тяжести по амплитуде (A), ширине (W), положению центра тяжести волны (COG) и положение переднего края (LEP)

$$A = \sqrt{\frac{\sum_{i=1+n_1}^{N-n_2} P_i^4(t)}{\sum_{i=1+n_1}^{N-n_2} P_i^2(t)}}$$

$$W = \left(\frac{\sum_{i=1+n_1}^{N-n_2} P_i^2(t)}{\sum_{i=1+n_1}^{N-n_2} P_i^4(t)} \right)^2$$

$$COG = \frac{\sum_{i=1+n_1}^{N-n_2} iP_i^2(t)}{\sum_{i=1+n_1}^{N-n_2} P_i^2(t)}$$

$$LEP = COG - \frac{W}{2}$$



Теоретическая модель формы отраженного импульса

При малых отклонения оси антенны от положения надир среднюю форму принятого альтиметром отраженного от морской поверхности сигнала, вывод которой базируется на модели некогерентного (по мощности) рассеяния радиоволн шероховатой поверхностью

$$P(t) = P_{FS}(t) * s_r(t) * q_s(t)$$

- $P_{FS}(t)$ – средняя мощность сигнала, отраженного плоской поверхностью
 $s_r(t)$ – форма импульса, отраженного от плоской поверхности
 $q_s(t)$ – плотность вероятности распределения высот зеркальных точек

Модель Брауна построена в рамках следующих предположений:

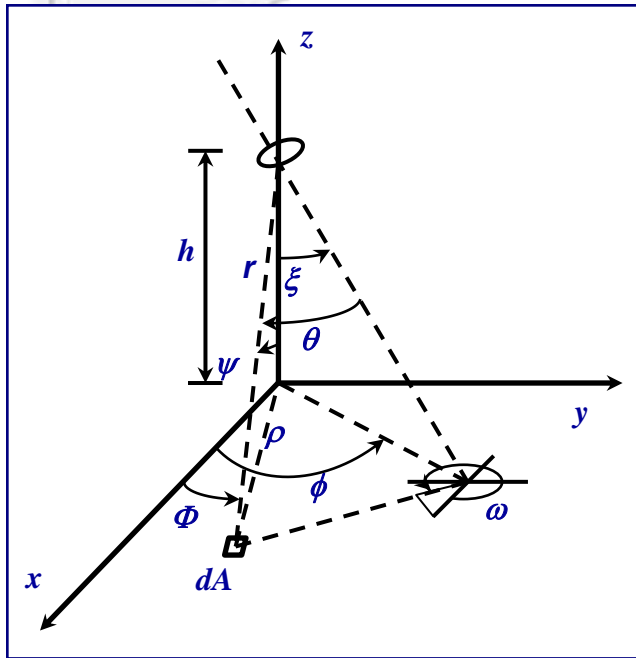
- отражающая поверхность содержит достаточно большое число независимых отражающих элементов;
- статистики возвышений поверхности являются постоянными в пределах освещаемой радаром поверхности;
- отражение является скалярным процессом без эффектов поляризации;
- нормированное сечение обратного рассеяния является постоянным для всей освещаемой площади, т.е. в пределах диаграммы направленности не зависит от угла падения;
- эффектом Доплера можно пренебречь.



Теоретическая модель формы отраженного импульса

Модель Брауна:

$$P_i(t) = P_0 \iint_{\text{illuminated area}} \frac{G^2(\theta) \sigma(x, y, \theta)}{r^4} dA \int_{-\infty}^{\infty} p\left(t_1 - \frac{2r}{c}\right) q\left(x, y, \frac{c}{2}(t - t_1)\right) dt_1$$



G – диаграмма направленности антенны

r – расстояние от антенны до элементарной области dA на поверхности

$p(t)$ – форма излученного импульса

h – среднее расстояние от спутника до поверхности

s – сечение рассеяния на единицу площади

$q(z)$ – плотность вероятности распределения высот зеркальных точек



Теоретическая модель формы отраженного импульса

Модель Брауна:

$$P(t) = \frac{P_0 \sigma_0}{2h^4} e^{-\left(\frac{4}{\gamma} + \alpha\right) \frac{c}{h} \left(t - \frac{2h}{c}\right)} \left(1 + \operatorname{erf} \left(\frac{c \left(t - \frac{2h}{c}\right)}{\sqrt{2} \sqrt{s^2 + c^2 \tau^2}} \right) \right) \times$$

$$\times \exp \left[-\frac{4}{\gamma} \sin^2 \xi - \frac{c}{h} \left(t - \frac{2h}{c}\right) \left(\frac{4}{\gamma} \cos 2\xi + \alpha \right) \right] I_0 \left(\frac{4}{\gamma} \sin 2\xi \sqrt{\frac{c}{h} \left(t - \frac{2h}{c}\right)} \right)$$

ξ – угол отклонения антенны от положения надир

τ – длительность зондирующего импульса

h – расстояние от спутника до поверхности

R_e – радиус Земли

s – средняя высота шероховатости подстилающей поверхности (зависит от значимой высоты волны h_{swh})

I_0 – **функция Бесселя**

θ – угловое разрешение антенны

$$\alpha = \frac{4c}{\gamma h \left(1 + \frac{h}{R_e} \right)}$$

$$\gamma = \frac{\sin^2(\theta)}{2 \ln(2)}$$

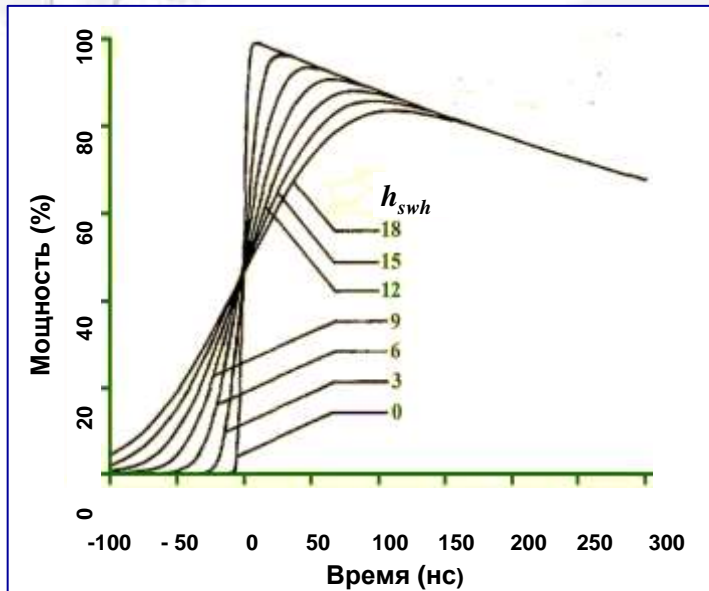


Значимая высота ветровых волн

Уравнение свертки

$$P(t) = P_{FS}(t) * s_r(t) * q_s(t)$$

$q_s(t)$ – плотность вероятности возвышений морской поверхности



- ➔ **Линейная модель (распределение Гаусса)**
 - не учитывает асимметрии и эксцесса распределения возвышений взволнованной морской
- ➔ **Нелинейная модель Грама-Шарлье (распределение Грама-Шарлье)**
 - возвышения морской поверхности $\leq 2,5$ м
- ➔ **Комбинированная модель**
 - распределение Грама-Шарлье (возвышения морской поверхности $\leq 2,5$ м)
 - распределение Гаусса (возвышения морской поверхности $> 2,5$ м)

Зависимость идеальной формы переднего фронта отраженного импульса альтиметра спутника SEASAT от значимой высоты волн h_{swH} . Расчетная длительность зондирующего импульса 1,327 нс.



Линейная модель (распределение Гаусса)

Первой моделью поля морских поверхностных волн стала линейная модель. В рамках этой модели поле волн представляют в виде суммы большого числа независимых синусоидальных составляющих, амплитуды которых являются случайными переменными, а фазы случайно распределены с равной вероятностью в интервале $(0, 2\pi)$

$$P_G(\eta) = \frac{1}{\sqrt{2\pi D_\eta}} \exp\left(-\frac{\eta^2}{2D_\eta}\right)$$

где η – возвышение морской поверхности, D_η – дисперсия случайной величины, связанная с значимой высотой волны h_{swh} соотношением:

$$h_{swh} = 4D_\eta$$



Нелинейная модель Грама-Шарлье

Модель Грама-Шарлье описывает плотность вероятностей в слабо нелинейном волновом поле, распределение которого можно отнести к квазигaussian распределениям. В настоящее время данная модель является основной моделью, описывающей влияние нелинейных эффектов в поле морских поверхностных волн на рассеяние электромагнитного излучения.

В общем виде плотность вероятностей для распределения Грама-Шарлье записывается в виде

$$P_{G-C}(\eta) = \sum_{n=0}^{\infty} a_n H_n(\eta) \frac{1}{\sqrt{2\pi D_\eta}} \cdot \exp\left(-\frac{\eta^2}{2D_\eta}\right)$$

η – возвышение морской поверхности, D_η – дисперсия случайной величины, H_n – ортогональные полиномы Чебышева-Эрмита n -го порядка, a_n – коэффициенты ряда, которые рассчитываются по кумулянтам η .



Нелинейная модель Грама-Шарлье

Первые пять ортогональных полиномов Чебышева-Эрмита полиномов H_n имеют вид

$$a_0 = 1$$

$$a_1 = 1$$

$$a_2 = \frac{1}{2}(\mu_2 - 1)$$

$$a_3 = \frac{1}{6}\mu_3$$

$$a_4 = \frac{1}{24}(\mu_4 - 6\mu_2 + 3)$$

$$H_0 = 1$$

$$H_1 = \eta$$

$$H_2 = \eta^2 - 1$$

$$H_3 = \eta^3 - 3\eta$$

$$H_4 = \eta^4 - 6\eta^2 + 3$$

где $\mu_i = \int_{-\infty}^{\infty} \eta^i P(\eta) d\eta$

Модель Грама-Шарлье позволяет описывать плотность вероятностей возвышений морской поверхности только в ограниченной области изменения возвышений морской поверхности $\eta \leq 2,5$ м



Нелинейная модель Грама-Шарлье

Примем, что среднее значение возвышения поверхности равно нулю. Тогда $\mu_2 = 1$, соответственно: $a_2 = 0$; $a_2 = A/6$, где A – асимметрия распределения; $a_4 = E/24$, где E – эксцесс распределения. На практике вместо используется выражение

$$P_{G-C}(\eta) = \frac{1}{\sqrt{2\pi D_\eta}} \cdot \exp\left(-\frac{\eta^2}{2D_\eta}\right) \left(1 + \frac{A}{6} H_3(\eta) + \frac{E}{24} H_4(\eta)\right)$$

Модель Грама-Шарлье позволяет описывать плотность вероятностей возвышений морской поверхности только в ограниченной области изменения возвышений морской поверхности $\eta \leq 2,5$ м



Комбинированная модель

Комбинированная модель при $\eta \leq 2,5$ м соответствует распределению Грама-Шарлье, а за её пределами – распределению Гаусса. Общими требованиями, которым должна удовлетворять комбинированная модель, являются следующие: унимодальность, наличие не более двух точек перегиба и неотрицательность. Модель имеет вид:

$$P_C(\eta) = \frac{1}{\sqrt{2\pi D_\eta}} \cdot \exp\left(-\frac{\eta^2}{2D_\eta}\right) \cdot \left[1 + F(\eta) \sum_{n=3}^m a_n H_n(\eta)\right]$$

η – возвышение морской поверхности, D_η – дисперсия случайной величины,
 H_n – ортогональные полиномы Чебышева-Эрмита n -го порядка,
 a_n – коэффициенты ряда, которые рассчитываются по кумулянтам η ,
 $F(\eta)$ – весовая функция (или фильтр), которая близка к единице в области $\eta \leq 2,5$ м и стремится к нулю за пределами этой области.

Модель Хоу

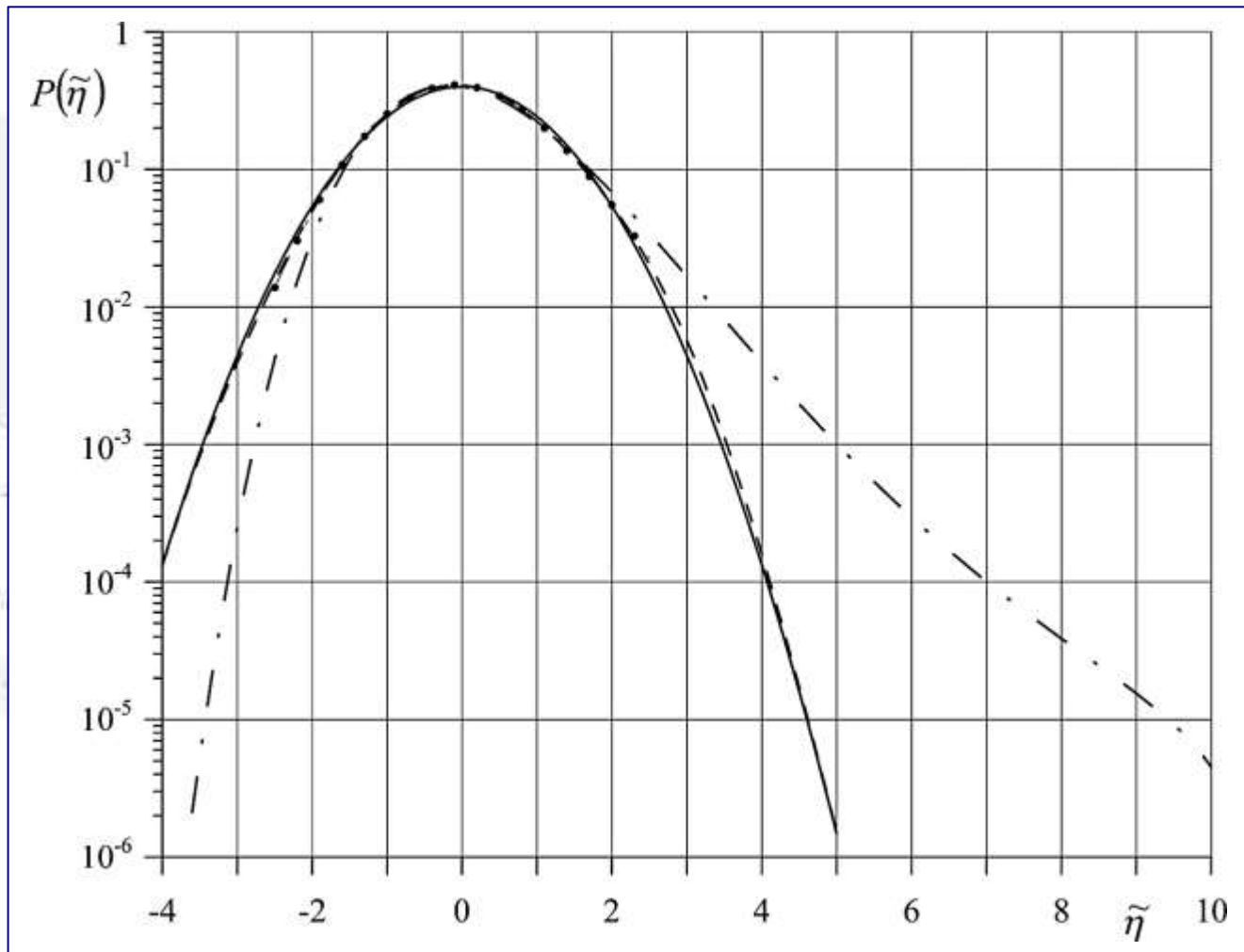
При построении модели Хоу используется подход, в рамках которого статистическое описание случайного процесса сочетается с решением динамических уравнений. Модель Хоу имеет вид:

$$P_H(\eta) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} |1 - \delta \eta| \cdot \exp(-\delta \eta) \cdot \exp\left(-\frac{1}{2} \eta^2 \exp(-2\delta \eta)\right)$$

где параметр δ связан соотношением $\delta = 2\pi \sqrt{\eta/D_n \lambda_0}$ со средним уклоном морской поверхности, создаваемым доминантными волнами, где λ_0 – длина доминантных волн. При стремлении параметра δ к нулю модель Хоу приближается к модели Гаусса.



Сравнение различных моделей



Плотности вероятностей возвышений взволнованной поверхности, рассчитанные для модели Хоу (штрихпунктирная линия), модели Грама-Шарлье (пунктирная линия), комбинированной модели (штриховая линия), модель Гаусса (сплошная линия)



Девятая Международная Школа-семинар «Спутниковые методы и системы исследования Земли», Таруса, 12–16 апреля 2018 г.

© 2018, ГЦ РАН, МГТУ, С.А. Лебедев



Развитие теоретическая модель формы отраженного импульса

Развитие модели Брауна:

$$P(t) = A \exp(-v) [1 + \operatorname{erf}(u)]$$

$$v = \alpha \left(t - \frac{\alpha}{2} \sigma_c^2 \right), \quad u = \frac{t - \alpha \sigma_c^2}{\sqrt{2} \sigma_c}, \quad \alpha = \delta - \beta^2 / 4,$$

$$\sigma_c^2 = \sigma_p^2 + \sigma_s^2, \quad \sigma_s = \frac{h_{swh}}{2c}, \quad \delta = \frac{4c}{\gamma h} \cos(2\xi), \quad \beta = \frac{4}{\gamma} \left(\frac{c}{h} \right)^{1/2}$$

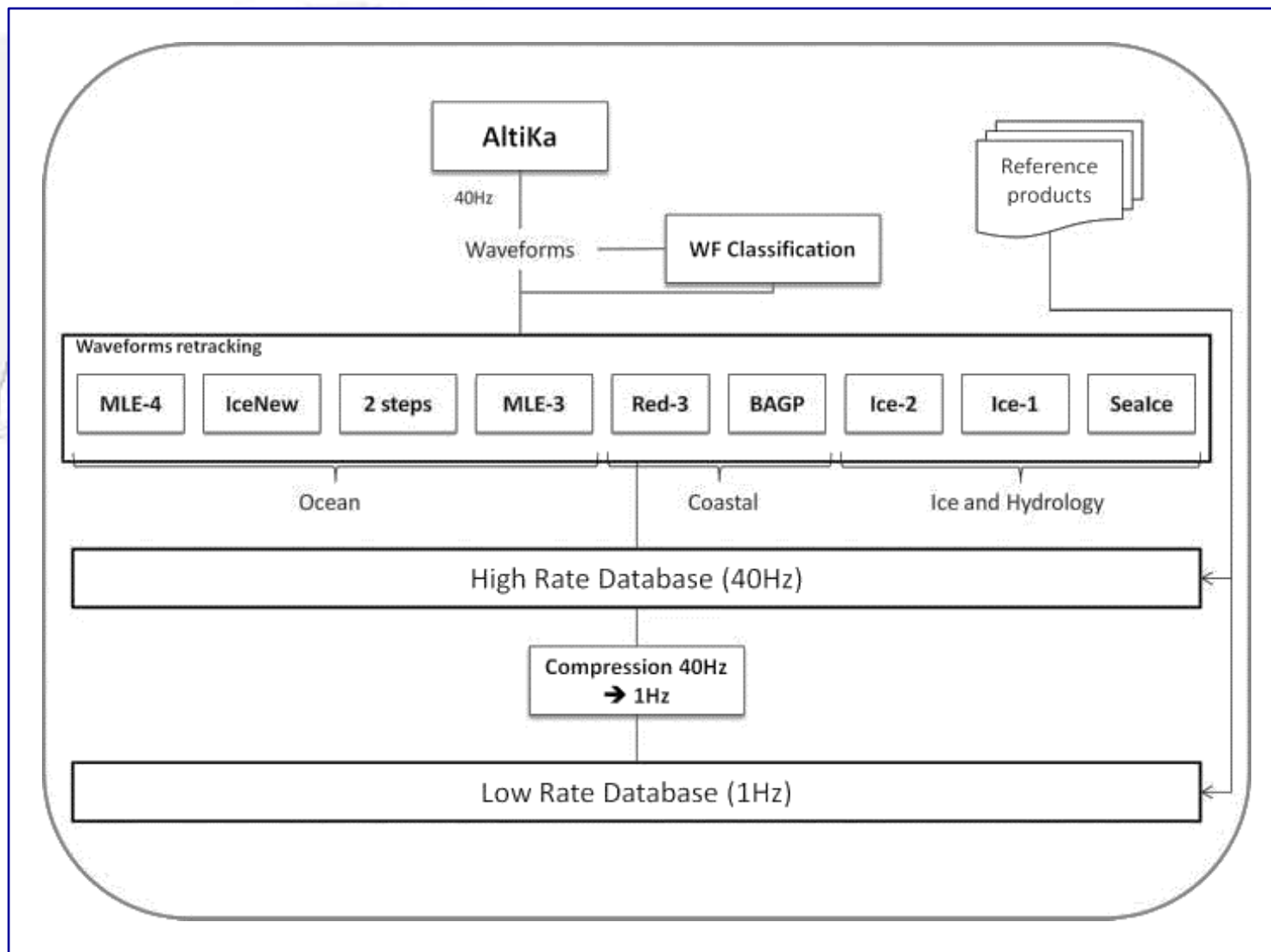
➤ Использование различных разложений функций Бесселя и разные порядки ортогональных полиномов Чебышева-Эрмита H_n

$$I_0(z) = \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{z}{4} \right)^n \left(\frac{1}{n!} \right)^2 \approx 2 \exp\left(\frac{z^2}{8} \right) - 1$$

➤ Использование различных распределений плотность вероятности возвышений морской поверхности.



Схема обработки формы отраженного импульса альтиметра



Алгоритмы ретрекинга

⇒ Полу-эмпирические

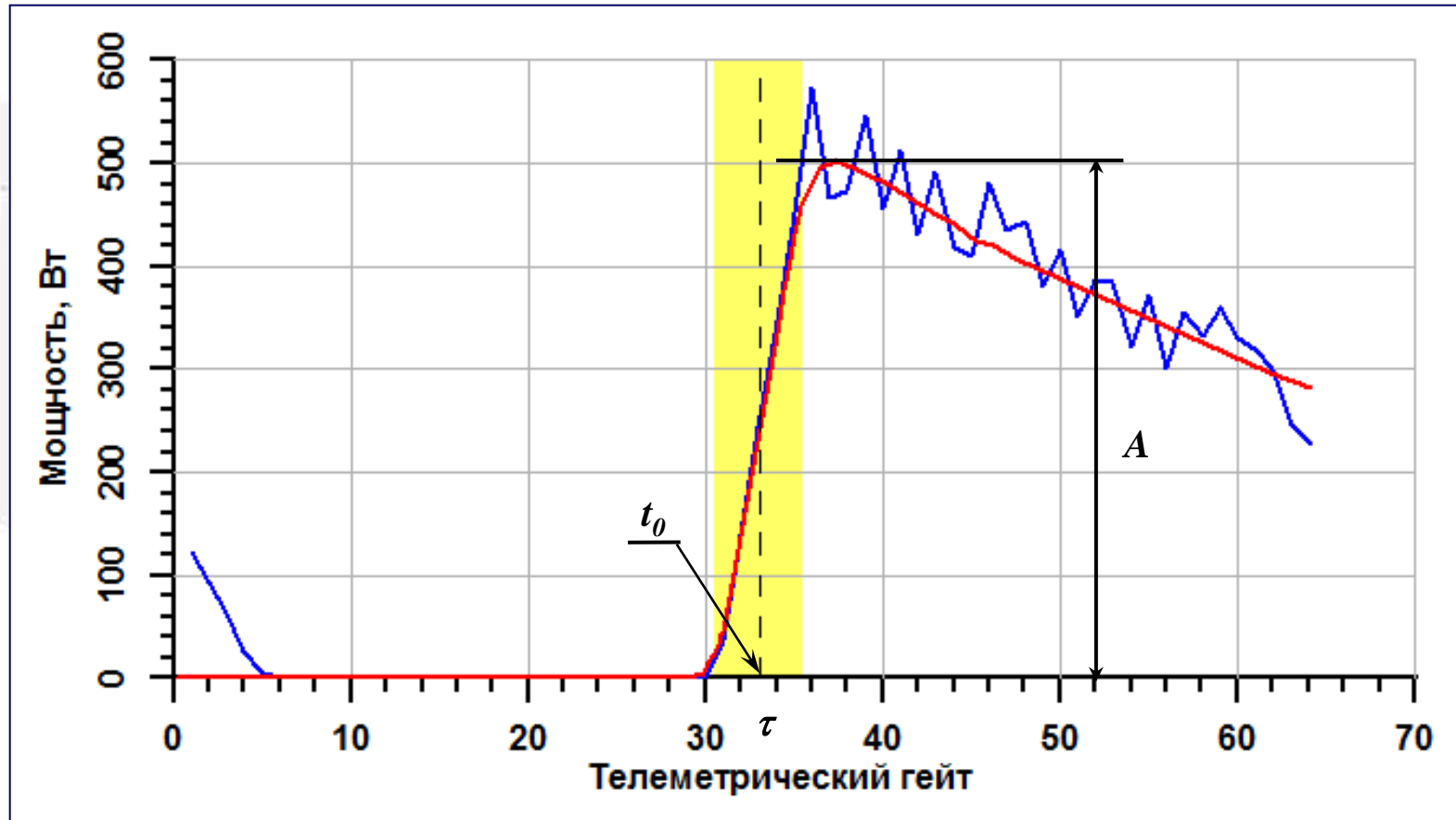
- ⇒ Алгоритм расчета «центра тяжести» или Ice-1
- ⇒ Пороговый ретрекинг
- ⇒ Алгоритм β -ретрекинга

⇒ Теоретические

- ⇒ Модифицированная формула Брауна
- ⇒ Алгоритм Ocean-1
- ⇒ Алгоритм Ice-2
- ⇒
- ⇒ Региональный адаптивный ретрекинг



Анализ формы отраженного импульса



Форма импульса, отраженного от безграничной подстилающей поверхности, аппроксимированная по формуле Брауна (красная линия) и осредненная за 1 с форма отраженного импульса для условий открытого океана (синяя линия).

Желтой областью выделена ширина переднего фронта отраженного импульса



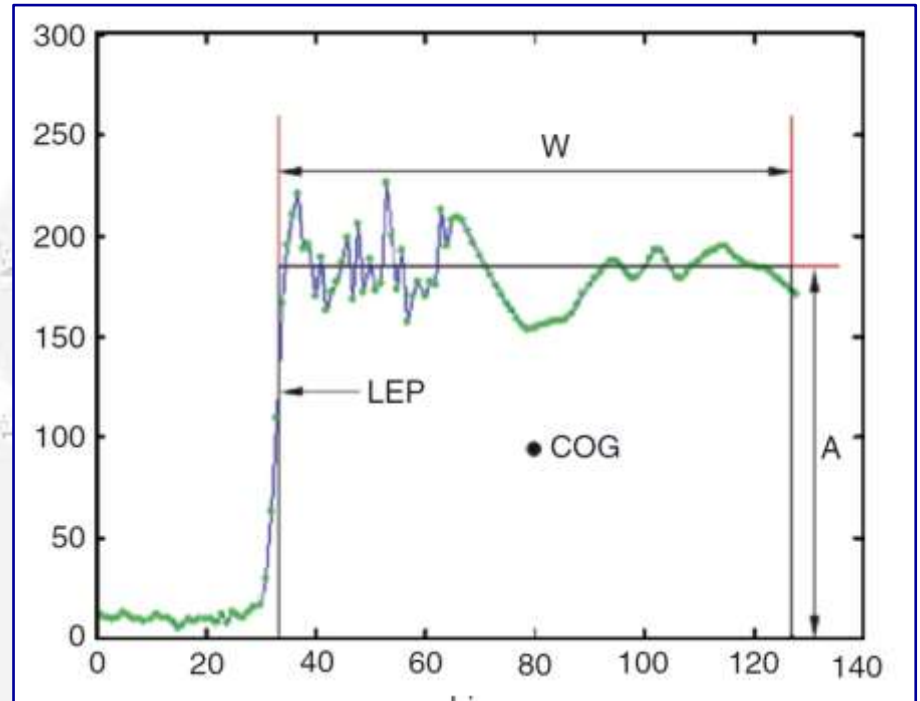
Алгоритм расчета «центра тяжести» или Ise-1

$$A = \sqrt{\frac{\sum_{i=1+n_1}^{N-n_2} P_i^4(t)}{\sum_{i=1+n_1}^{N-n_2} P_i^2(t)}}$$

$$W = \frac{\left(\sum_{i=1+n_1}^{N-n_2} P_i^2(t) \right)^2}{\sum_{i=1+n_1}^{N-n_2} P_i^4(t)}$$

$$COG = \frac{\sum_{i=1+n_1}^{N-n_2} iP_i^2(t)}{\sum_{i=1+n_1}^{N-n_2} P_i^2(t)}$$

$$LEP = COG - \frac{W}{2}$$



A – амплитуда

W – ширина

COG – положение центра тяжести

LEP – положение переднего края



Пороговый ретрекинг

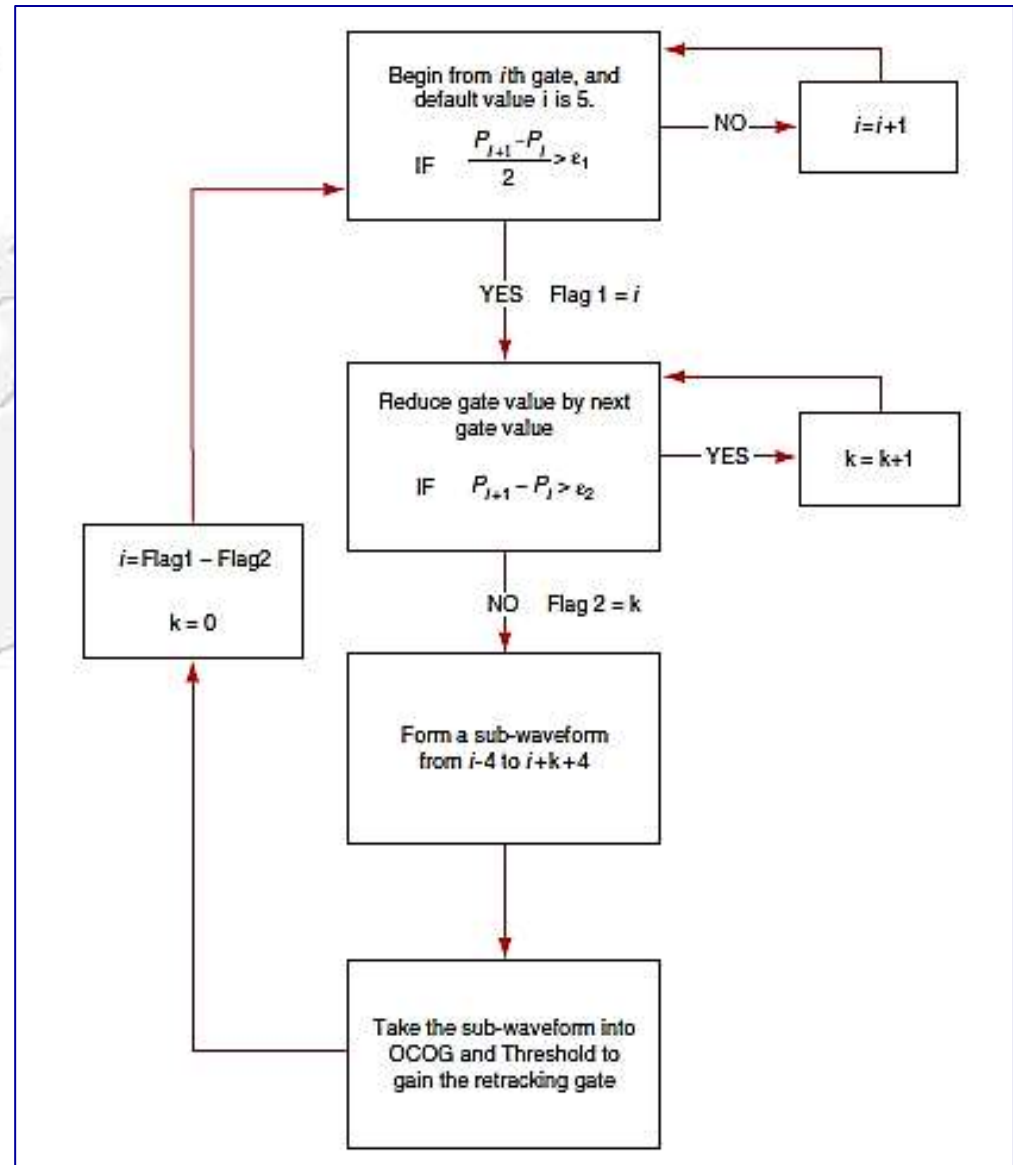
$$P_N = \sqrt{\sum_{i=1}^5 P_i(t)}$$

$$A = \sqrt{\frac{\sum_{i=1+n_1}^{N-n_2} P_i^4(t)}{\sum_{i=1+n_1}^{N-n_2} P_i^2(t)}}$$

$$T_h = P_n + q(A - P_n)$$

$$G_k = G_{k-1} + \frac{T_h - P_{k-1}}{P_k - P_{k-1}}$$

- P_n – тепловой шум
- T_h – пороговый уровень
- q – пороговое значение (например, 50%)
- G_k – мощность k -го гейта, превышающего пороговый уровень T_h

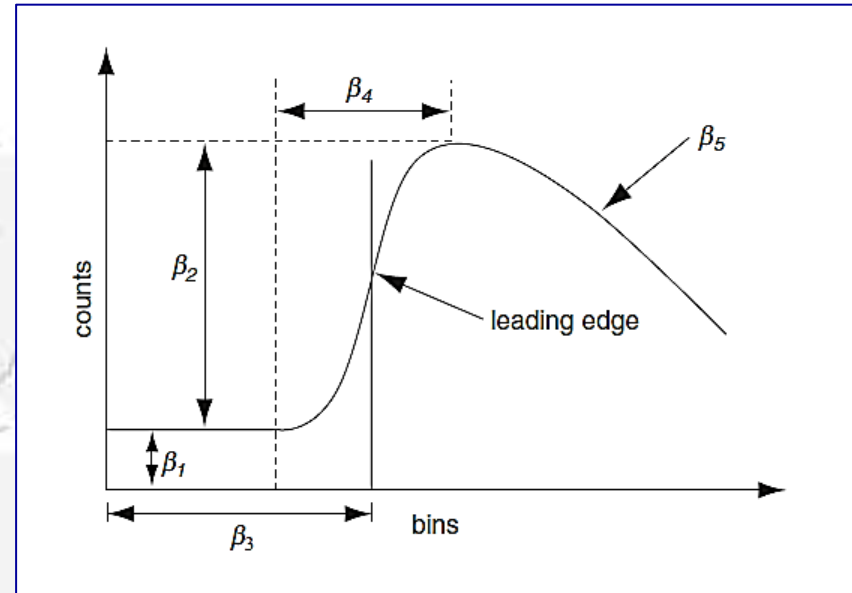


β-ретрекинг

$$P(t) = \beta_1 + \beta_2(1 + \beta_5 Q) F\left(\frac{t - \beta_3}{\beta_4}\right)$$

$$Q = \begin{cases} 0 & t < \beta_3 + 0.5\beta_4 \\ t - (\beta_3 + 0.5\beta_4) & t \geq \beta_3 + 0.5\beta_4 \end{cases}$$

$$P(x) = \int_{-\infty}^x \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{q^2}{2}\right) dq$$



$$P(t) = \beta_1 + \beta_2 \exp(-\beta_5 Q) F\left(\frac{t - \beta_3}{\beta_4}\right)$$

$$Q = \begin{cases} 0 & t < \beta_3 - 2\beta_4 \\ t - (\beta_3 + 0.5\beta_4) & t \geq \beta_3 - 2\beta_4 \end{cases}$$

$$P(t) = \beta_1 + \sum_{i=1}^2 \beta_{2i} \exp(-\beta_{5i} Q_i) F\left(\frac{t - \beta_{3i}}{\beta_{4i}}\right)$$

$$Q_i = \begin{cases} 0 & t < \beta_{3i} - 2\beta_{4i} \\ t - (\beta_{3i} + 0.5\beta_{4i}) & t \geq \beta_{3i} - 2\beta_{4i} \end{cases}$$



Модифицированная формула Брауна

$$P(t) = K \frac{\sigma_0}{2} \exp\left(-\frac{4}{\gamma} \sin(\xi)^2\right) [1 + \operatorname{erf}(u)] \exp(-v)$$

$$K = 1, \quad \gamma = 0.724 (\sin(\theta_{3dB}))^2,$$

$$u = \frac{t - \tau - \alpha \sigma_c^2}{\sqrt{2} \sigma_c}, \quad v = \alpha \left(t - \tau - \frac{\alpha}{2} \sigma_c^2 \right),$$

$$\alpha = \frac{4c}{\gamma H \left(1 + \frac{H}{R} \right)} \left(\cos(2\xi) - \frac{(\sin(2\xi))^2}{\gamma} \right).$$

$$\sigma_c = \sqrt{\sigma_P^2 + \left(\frac{h_{SWH}}{2c} \right)^2}, \quad \sigma_P = \frac{0.5}{BW}$$

- θ_{3dB} — угловое разрешение антенны
- ξ — угол отклонения антенны от положения надира
- H — расстояние от спутника до поверхности
- R — радиус Земли
- h_{SWH} — значимая высота морских волн
- σ_0 — коэффициент обратного рассеивания
- c — скорость света
- τ — «эпоха», номер гейта



Алгоритм Ocean-1

$$P(t) = K \frac{\sigma_0}{2} \exp\left(\frac{-4\sin^2\xi}{\gamma}\right) \exp(-v)$$

$$\left\{ \left[1 + \operatorname{erf}(u) \right] + \frac{\lambda_s}{6} \left(\frac{\sigma_s}{\sigma_c} \right)^3 \times \left\{ (1 + \operatorname{erf}(u)) \alpha \sigma_c^3 - \frac{\sqrt{2}}{\sqrt{\pi}} \left(2u^2 + 3\sqrt{2}\alpha\sigma_c u + 3\alpha^2\sigma_c^2 - 1 \right) \exp(-u^2) \right\} \right\}$$

$$K = 1, \quad \gamma = 0.724(\sin(\theta_{3dB}))^2,$$

$$u = \frac{t - \tau - \alpha\sigma_c^2}{\sqrt{2}\sigma_c}, \quad v = \alpha \left(t - \tau - \frac{\alpha}{2}\sigma_c^2 \right),$$

$$\alpha = \frac{4c}{\gamma H \left(1 + \frac{H}{R} \right)} \left(\cos(2\xi) - \frac{(\sin(2\xi))^2}{\gamma} \right).$$

$$\sigma_c = \sqrt{\sigma_P^2 + \sigma_S^2}, \quad \sigma_P = \frac{0.5}{BW}, \quad \sigma_S = \frac{h_{SWH}}{2c}$$

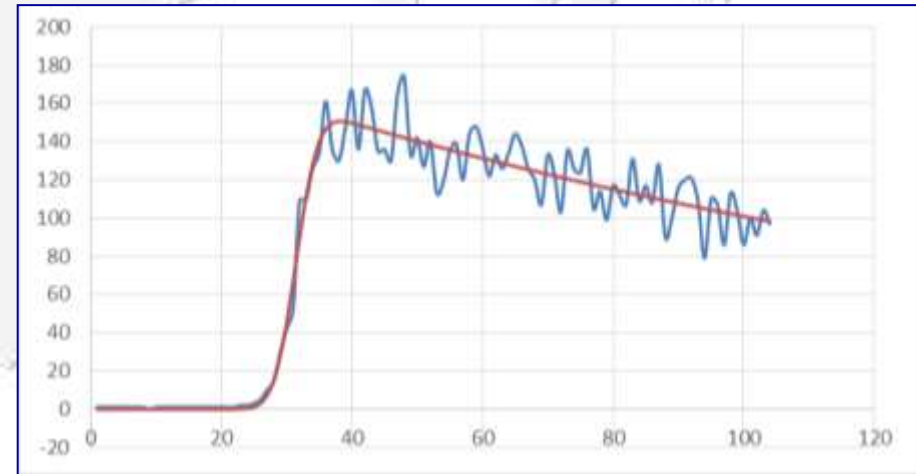
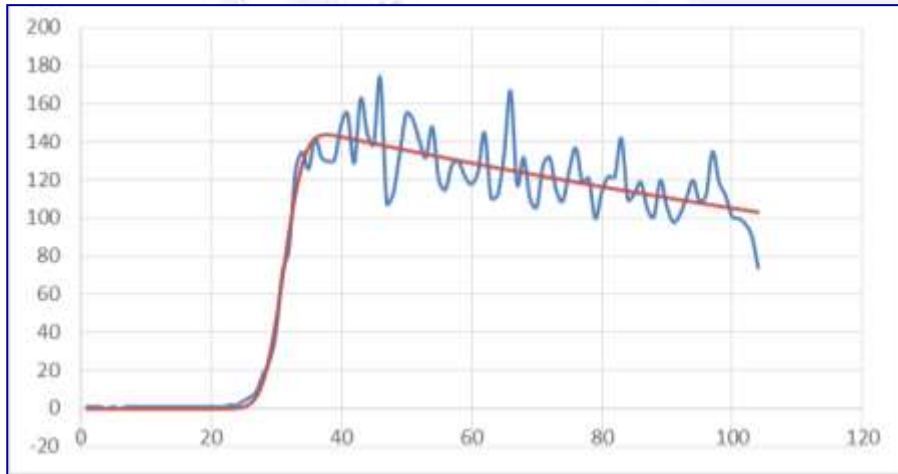
- θ_{3dB} – угловое разрешение антенны
- ξ – угол отклонения антенны от положения надира
- H – расстояние от спутника до поверхности
- R – радиус Земли
- h_{SWH} – значимая высота морских волн
- σ_0 – коэффициент обратного рассеивания
- c – скорость света
- τ – «эпоха», номер гейта



Алгоритм Ice-2

$$P(t) = \frac{P_u}{2} \exp(S_T (t - \tau)) \left(1 + \operatorname{erf} \left(\frac{t - \tau}{\sigma_L} \right) \right) + P_n$$

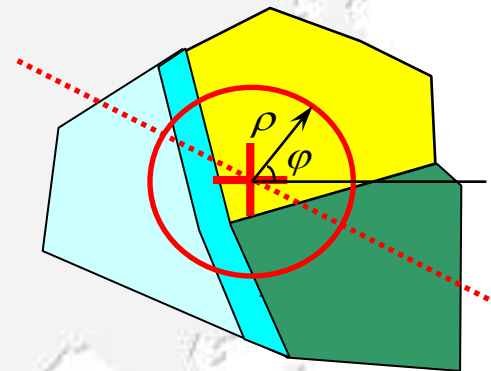
- P_u – угловое разрешение антенны
- S_T – угол отклонения антенны от положения надира
- τ – «эпоха», номер гейта
- σ_L – наклон логарифма задней фронта
- P_n – уровень теплового шума



Региональный адаптивный ретрекинг

Средняя форма импульса, отраженного от неровной неоднородной поверхности

$$P_i(\tau) = \frac{P_0}{\sqrt{2\pi}h^4} \int_0^\infty \int_0^{2\pi} \frac{\sigma^0(\rho, \varphi)}{s(\rho, \varphi)} e^{-\left(\frac{4}{\gamma} + \alpha(\rho, \varphi)\right) \frac{\rho^2}{h^2}} \times$$
$$\times \exp\left[-\frac{\left(c\tau - 2H(\rho, \varphi) - \rho^2 / h\right)^2}{8s^2(\rho, \varphi)}\right] \rho d\rho d\varphi$$



Для воды:

H – высота уровня воды

S – существенная высота волнения

σ – зависит от скорости ветра

Для суши:

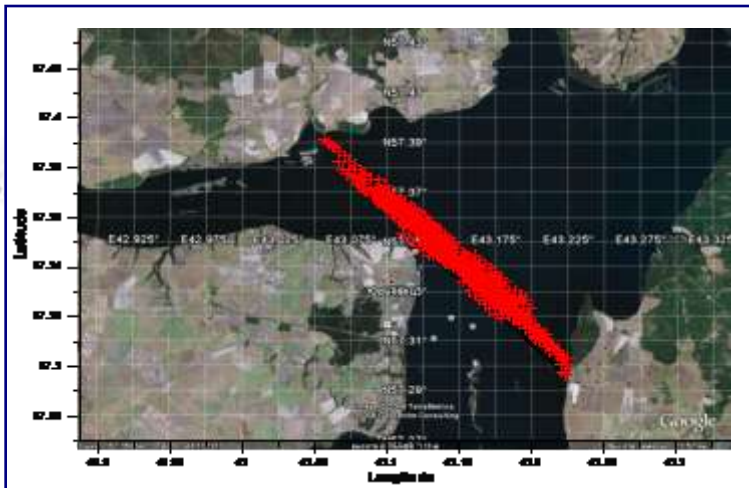
H – определяется рельефом

$S(\rho, \varphi)$ – шероховатостью поверхности

$\sigma(\rho, \varphi)$ – отражающие свойства поверхности

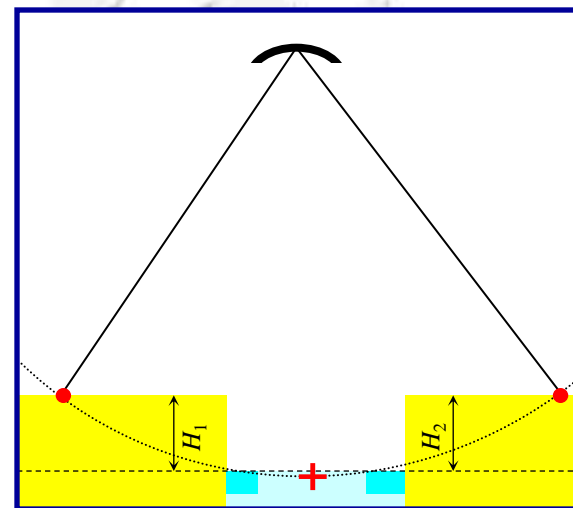
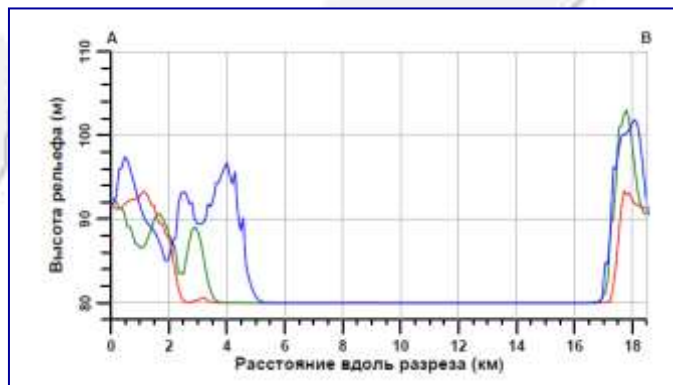
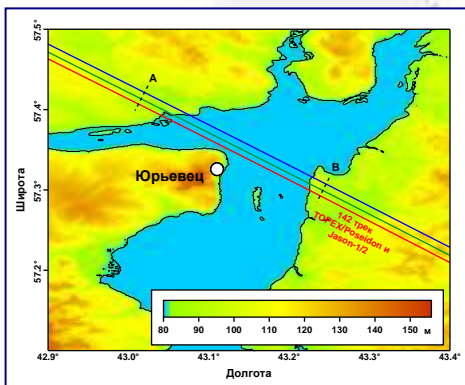
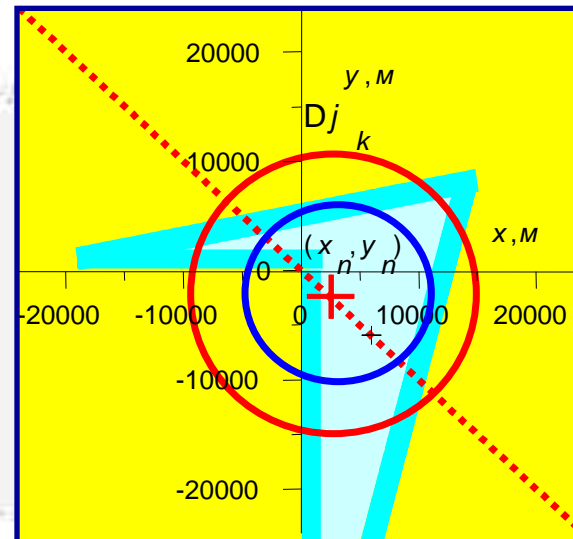


Региональный адаптивный ретрекинг



Точки надира для 20Hz SGDR данных:
142 трек спутника Jason-1 (2002-2009)

Кусочно-
постоянная
топографическая
модель
отражающей
поверхности
Горьковского
водохранилища
(горизонтальная и
вертикальная
структуры)



Региональный адаптивный ретрекинг

Средний отраженный импульс для кусочно-постоянной модели отражающей поверхности в районе Горьковского водохранилища

$$P_i(\tau) = P_{water}(\tau) + P_{land}(\tau) + P_{coast}(\tau)$$

Вклад воды и суши, (k=вода,суша)

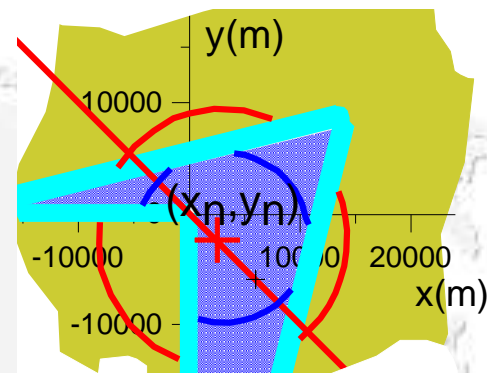
$$P_k(\tau) = \frac{P_0 \sigma_k^{(0)}}{2h^4} e^{-\left(\frac{4}{\gamma} + \alpha_k\right) \frac{c\tau - 2H_k}{h}} \left(1 + \operatorname{erf} \left(\frac{c\tau - 2H_k}{\sqrt{2} \sqrt{s_k^2 + c^2 \tau_i^2}} \right) \right) \Delta \varphi_k \left(x_N, y_N, \sqrt{h(c\tau - 2H_k)} \right)$$

$\Delta \varphi_k \left(x_N, y_N, \sqrt{h(c\tau - 2H_k)} \right)$ - дуга окружности с радиусом соответствующим расстоянию от точки надира, с которого отраженный сигнал от земли (красный цвет) или с воды (синий) поступает на антенну в определенный момент τ

Вклад slickов

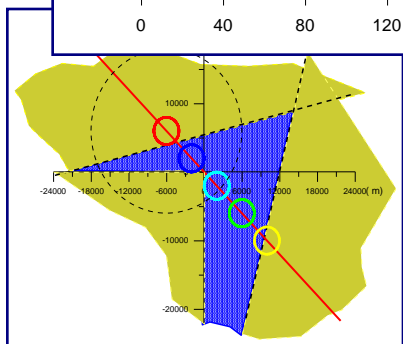
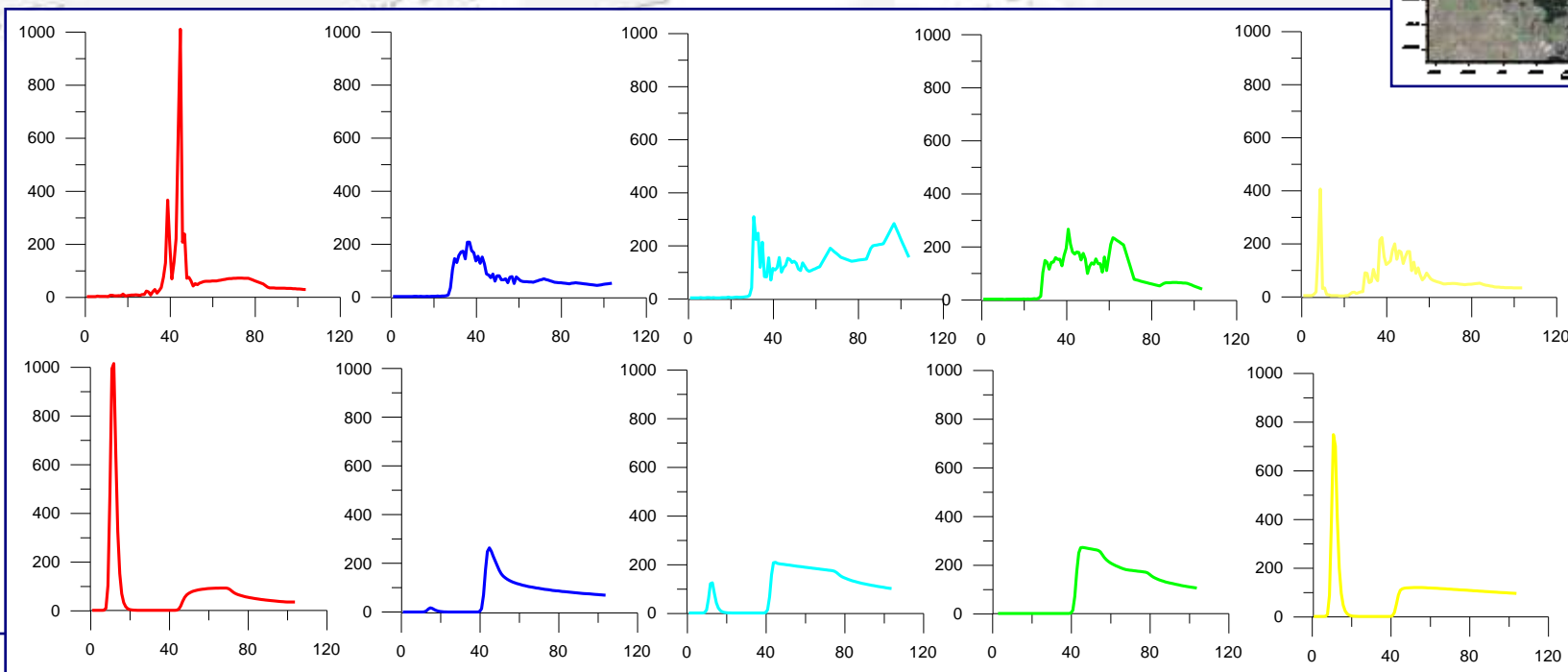
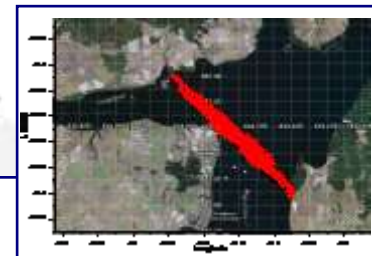
$$P_{coast}(\tau) = \frac{P_0}{\sqrt{2\pi} h^4 s_{coast}} e^{-\left(\frac{4}{\gamma} + \alpha(\rho, \varphi)\right) \frac{c\tau - 2H_{water}}{h}} \int_C e^{\left\{ -\left(c\tau - 2H_{water} - \frac{(x(l) - x_N)^2 + (y(l) - y_N)^2}{h} \right)^2 / 8s_{coast}^2 \right\}} dl$$

(x_n, y_n) – координаты точки надира, $y=y(l)$, $x=x(l)$ – уравнение береговой линии



Региональный адаптивный ретрекинг

Зависимости мощности отраженного сигнала от времени: верхний ряд – на основе SGDR данных спутника Jason-1, нижний ряд – на основе модельных расчетов

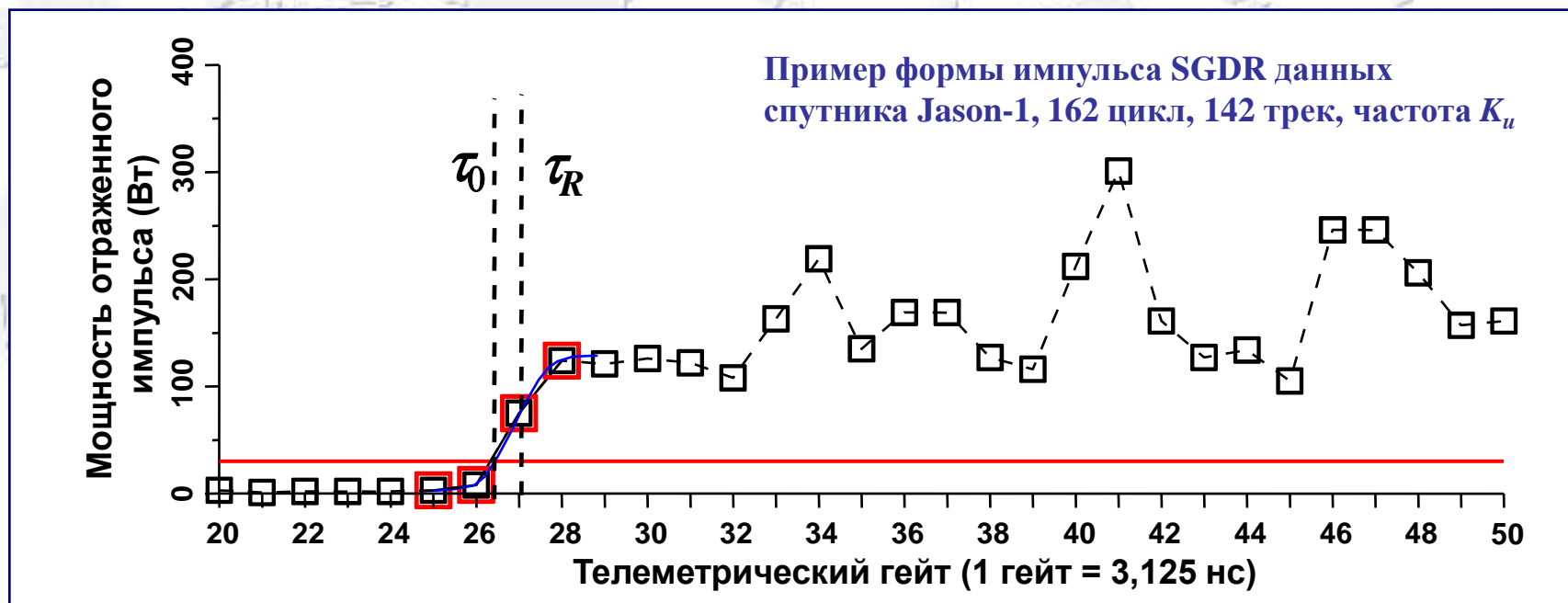


Цветные круги – вокруг точек надир при перемещении спутника вдоль трека, большой пунктирный круг – Область, засвеченная диаграммой направленности



Региональный адаптивный ретрекинг

1. Пороговый ретрекинг определяет точку прихода импульса τ_0 по превышению заданного порога



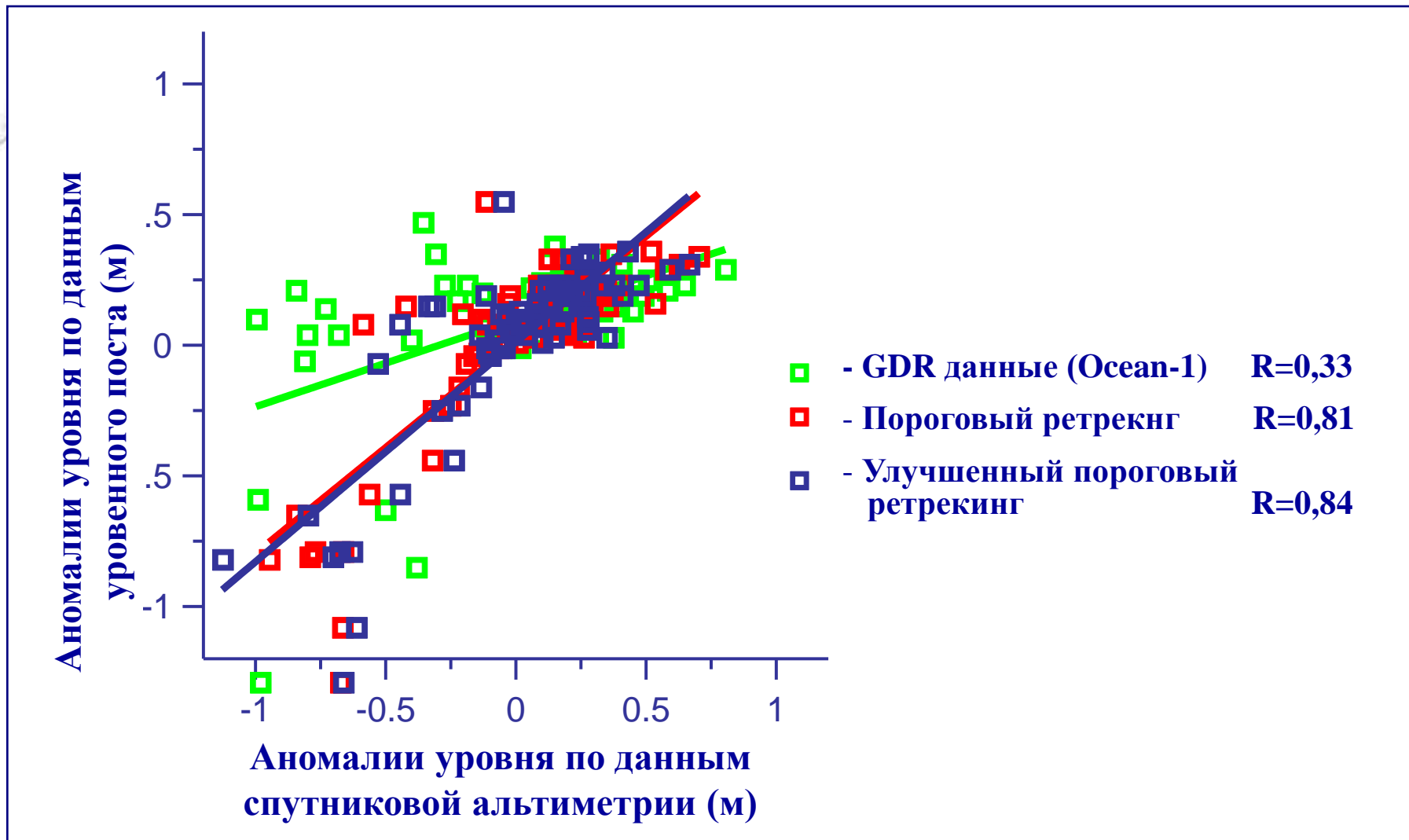
2. Улучшенный алгоритм ретрекинга – 4 точки вблизи порога аппроксимируются функцией ошибок

$$A \left(1 + \operatorname{erf} \left(\frac{\tau - \tau_R}{S} \right) \right)$$

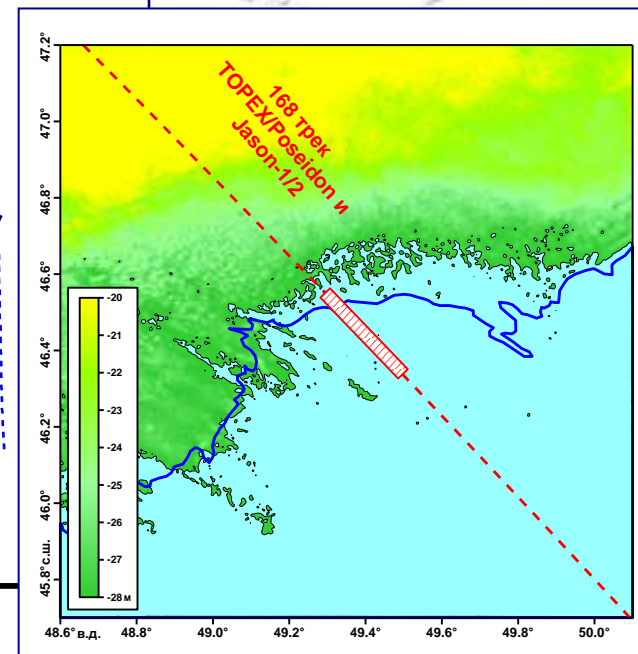
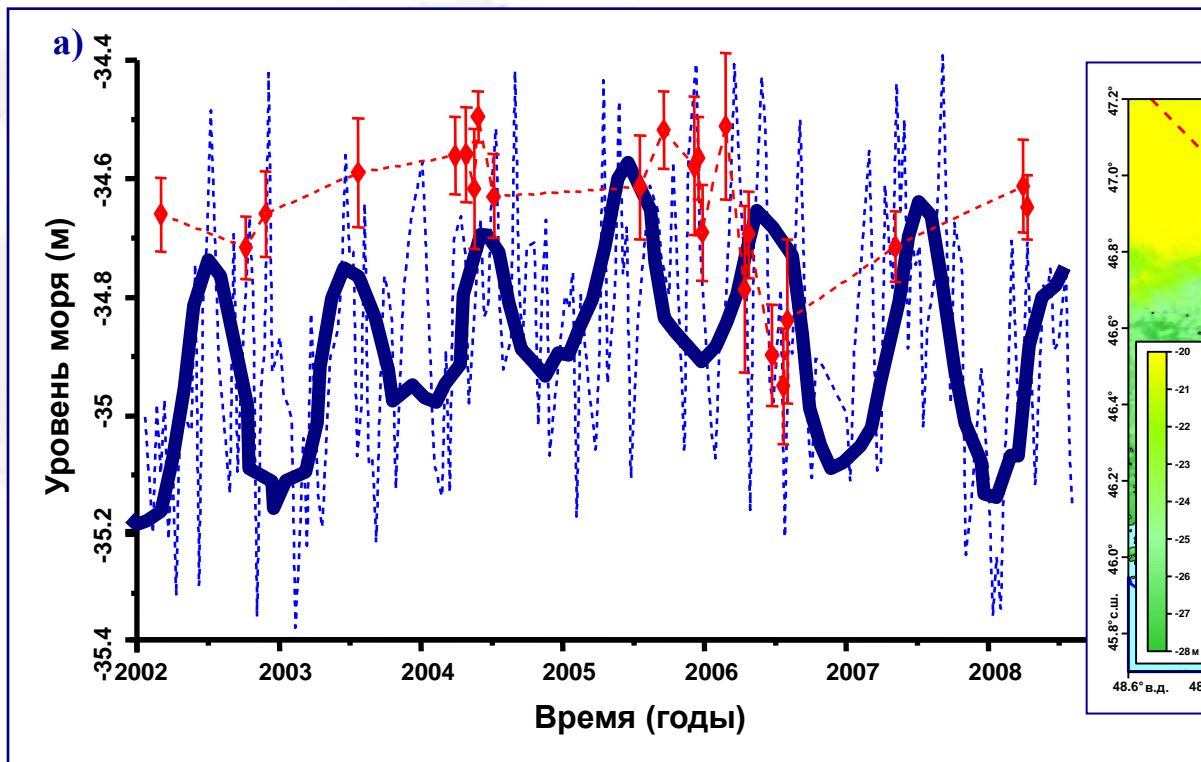
Параметры A , τ_R , S определяются из алгоритма оптимизации (минимизируются среднеквадратичные отклонения)



Региональный адаптивный ретрекинг



Региональный адаптивный ретрекинг Каспийское море 168 трек

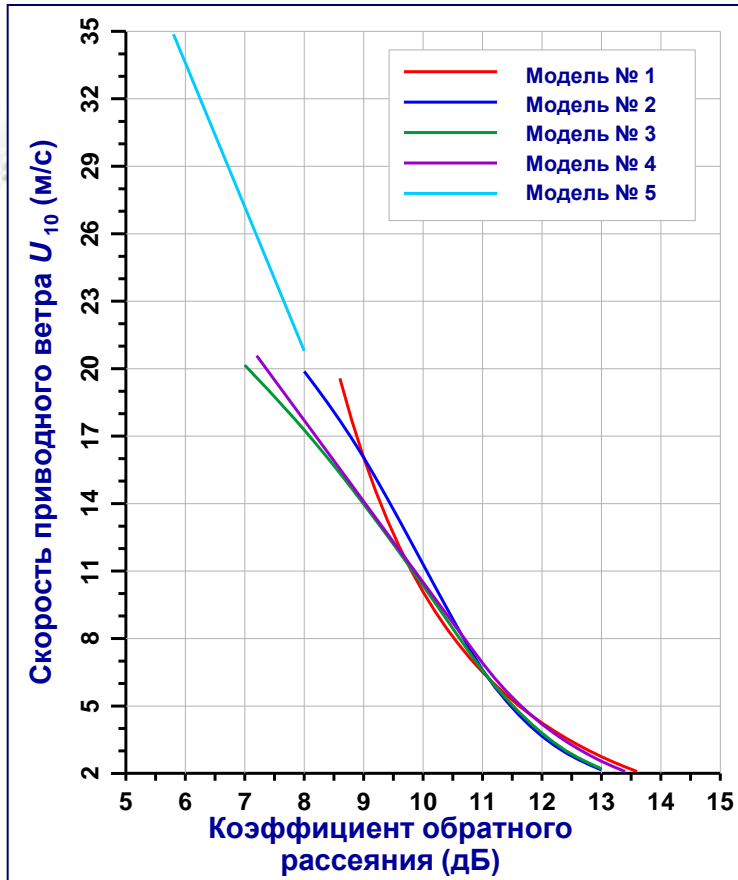


Временная изменчивость уровня моря (м) (а) вдоль 10-километрового участка 168 трека (б). Синим цветом показаны результаты применения адаптивного ретрекинга (сплошная линия – сглаженные данные). Красным цветом показаны результаты применения стандартного алгоритма ретрекинга.

Критерий отбора – среднеквадратичное отклонений уровня воды в пределах одного цикла не превышает 0.5 м, что соответствует пороговому значению мощности отраженного импульса 35 Вт,



Скорость приводного ветра



Зависимость скорости приводного ветра на высоте 10 м от коэффициента обратного рассеяния для наиболее широко используемых алгоритмов

1. Brown (1979):

$$U_{10} = \exp \left[\left(10^{-(0,21+\sigma^0/10)} - B \right) / A \right]$$

2. Chelton & McCabe (1985):

$$U_{10} = 0,943 \cdot 10^{\left[(\sigma^0/10 - A) / B \right]}$$

3. Witter & Chelton (1991):

$$U_{10} = \sum_{n=0}^5 A_n (\sigma^0)^n$$

4. Abdalla (2012):

$$U_{10} = \begin{cases} A_1 - B_1 \sigma^0 \\ A_2 \exp(-B_2 \sigma^0) \end{cases}$$

5. Young (1993):

$$U_{10} = A \sigma^0 + B$$



Период волн

1. На основании закона разгона:

$$T_p = \frac{2\pi U_{10}}{0.84g} \left(\frac{h_{SWH}}{0.26} \right)^{0.6}$$

2. Gommenginger et al. (2003):

$$\log_{10}(T_p) = a + b \log_{10} \left((\sigma_0 h_{SWH})^{\frac{1}{4}} \right)$$

$$a = 0.154 \pm 0.021, \quad b = 1.797 \pm 0.047$$

3. Badulin (2014):

$$T_p = 2^{\frac{1}{5}} \pi 0.67 \sqrt{\frac{h_{SWH}}{g}} \left| \Delta_p h_{SWH} \right|^{-\frac{1}{10}}$$

Периоды волн ближайших к бую AD06 (18.814 N, 67.095 E) по разным методикам за 26 января 2013 и за 24 декабря 2013 гг.

Дата	Высота волны (м)		Период волны (с)				Расстояние от буя (км)
	Буй	Альтиметр	Буй	Закон разгона	Gommenginger et al., (2003)	Badulin (2014)	
2013/01/26	12	11	44	46	47	54	~ 99
2013/12/24	19	2	52	63	618	65	~ 38



Поправки на влияние атмосферы

На прохождение радиоимпульса альтиметра сильно влияет состояние атмосферы, которое выражается в увеличении времени возврата зондирующего сигнала, что приводит к ошибке определения высоты спутника над поверхностью океана.

- ⇒ «Сухая» тропосферная поправка
 - рассеяние радиоимпульса молекулами газов, входящих в состав воздуха, и в первую очередь кислородом (2—3 м)

- ⇒ Поправка на влажность
 - поглощение электромагнитного излучения водяным паром (<0,5 м)

- ⇒ Ионосферная поправка
 - рассеяние радиоимпульса альтиметра свободными электронами и ионами (0,02—0,2 м)



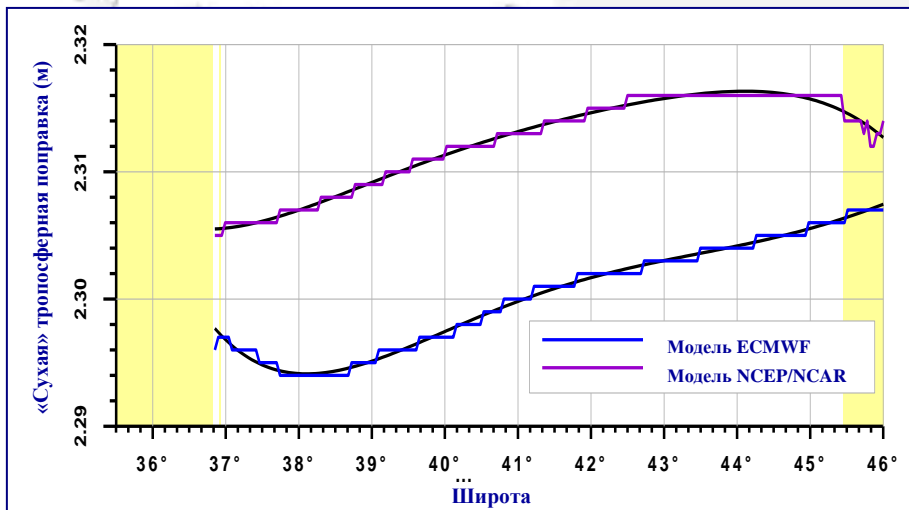
«Сухая» тропосферная поправка

«Сухая» тропосферная поправка обусловлена рассеянием зондирующего радиопульса молекулами газов, входящих в состав воздуха (2–3 м).

$$dh_{dry} = 2,277 \cdot P_{surf} \left(1 + 0,0026 \cos(2\varphi) \right)$$

где P_{surf} – атмосферное давление на уровне подстилающей поверхности (гПа), φ – широта точки надира.

В качестве исходной информации рекомендуется использовать данные, рассчитанные по модели ECMWF или совместной модели NCEP/NCAR.



Изменчивость величины «сухой» тропосферной поправки (м) вдоль 092 трека спутника Jason-2 на 1 августа 2012 г. (150 цикл). Желтым цветом выделены области суши, черные линии – аппроксимация ступенчатой функции величин поправки.



Поправка на влажность

Поправка на влажность обусловлена поглощением зондирующего радиоимпульса водяным паром (<0,5 м).

$$dh_{wet} = \left(0,331 - 53,3 \ln\left(1 - 32,5/T_{air}\right)\right)W \quad \text{или} \quad dh_{wet} = 6,36W$$

где T_{air} – температура атмосферы на уровне моря (°К),

W – интегральная влажность или влагосодержание атмосферы (г/см²).

$$dh_{wet} = - \left(1,11645410^{-3} \int_{P_{sat}}^{P_{surf}} q dP + 17,66543928 \int_{P_{sat}}^{P_{surf}} \frac{q}{T} dP \right) \times \\ \times \left(1 + 0,0026 \cos(\varphi) \right)$$

где q – удельная влажность (кг/кг), T – температура воздуха (°К),

P_{surf} – атмосферное давление на уровне подстилающей поверхности (гПа),

P_{sat} – атмосферное давление на высоте орбиты спутника (гПа),

φ – широта точки надира.

В качестве исходной информации рекомендуется использовать данные, рассчитанные по модели ECMWF или совместной модели NCEP/NCAR.

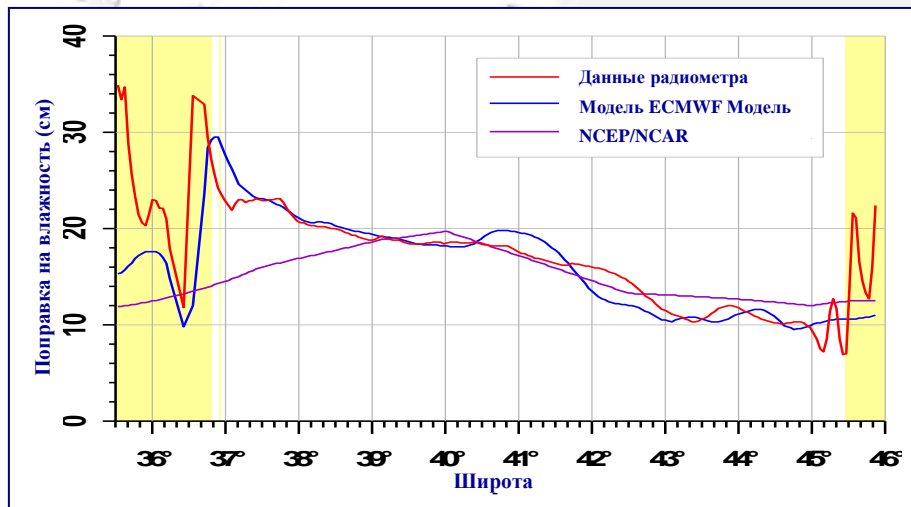


Поправка на влажность

Величина влагосодержание атмосферы может быть получена по данным микроволнового радиометра.

$$W = 0,0011 \left(\sum_{i=1}^N A_i (T_{Bi} - T_{0j}) \right)^2 + 0,1 \left(\sum_{i=1}^N A_i (T_{Bi} - T_{0j}) \right) + 2$$

где T_{Bi} – радиояркостная температура (°К) по данным i -го канала радиометра, A_i и T_{0i} – константы для i -го канала, N – число каналов радиометра с учетом поляризации каждого канала.



Изменчивость поправки на влажность (см) вдоль 092 трека спутника Jason-2 на 1 августа 2012 г. (150 цикл). Желтым цветом выделены области суши.



Поправка на влажность

Величина поправки на влажность может быть получена по данным микроволнового радиометра

$$dh_{wet} = \beta_0 + \sum_{i=1}^N \beta_i \ln(280 - T_{Bi})$$

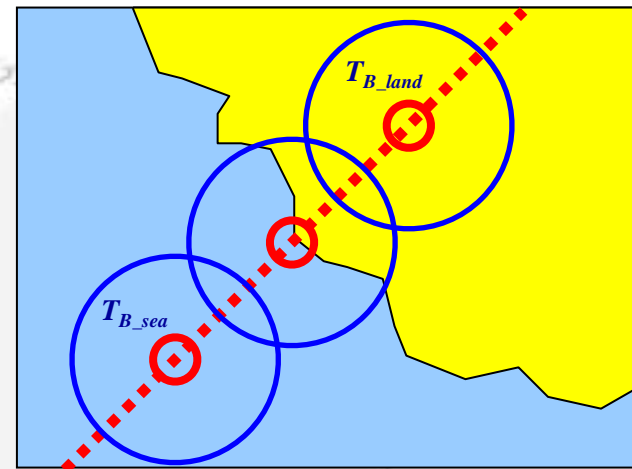
где T_{Bi} – радиояркостная температура (°К) по данным i -го канала радиометра, β_i – константы для i -го канала, N – число каналов радиометра с учетом поляризации каждого канала.

Уточнение радиояркостной температуры в прибрежной зоне

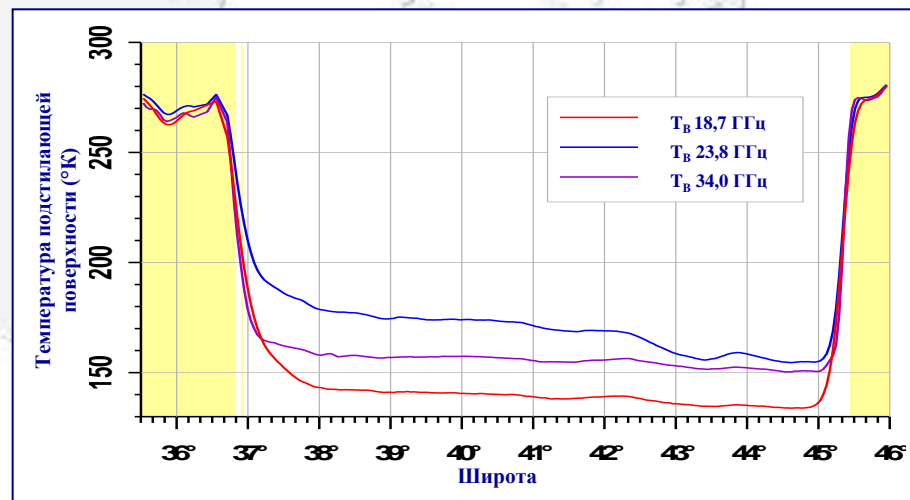
$$dT_{Bi}(l) = \frac{T_{Bi_land} - T_{Bi_sea}}{2} \left(1 + \operatorname{erf} \left(\frac{l}{S_i(l)} \right) \right)$$

где $S_i(l)$ – функция зависимости соотношения площадей суша–море от расстояние l вдоль трека

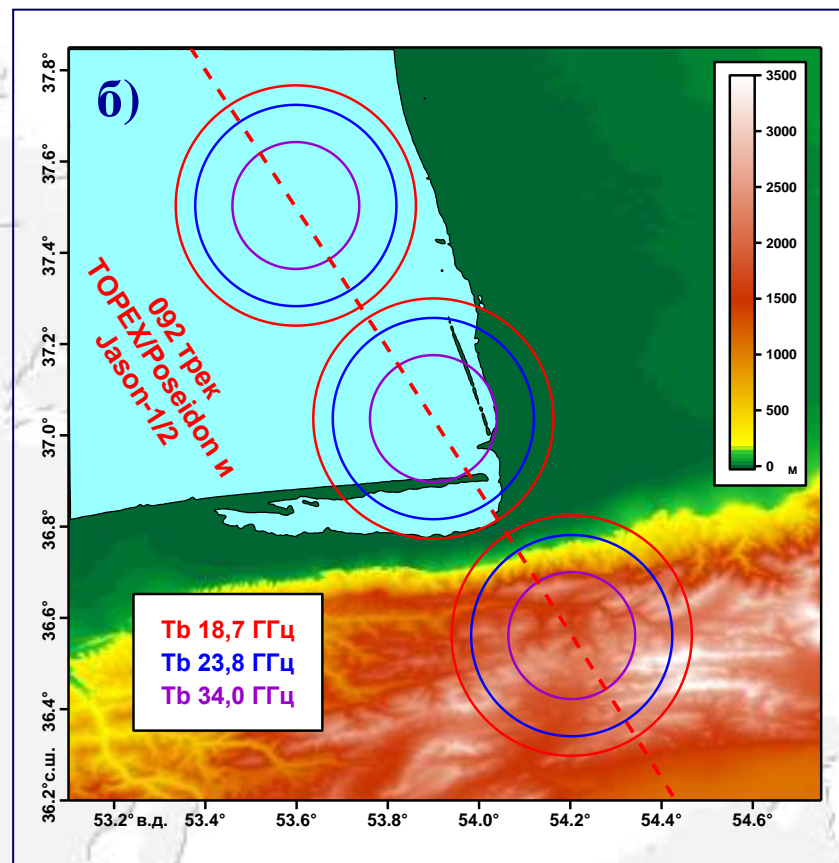
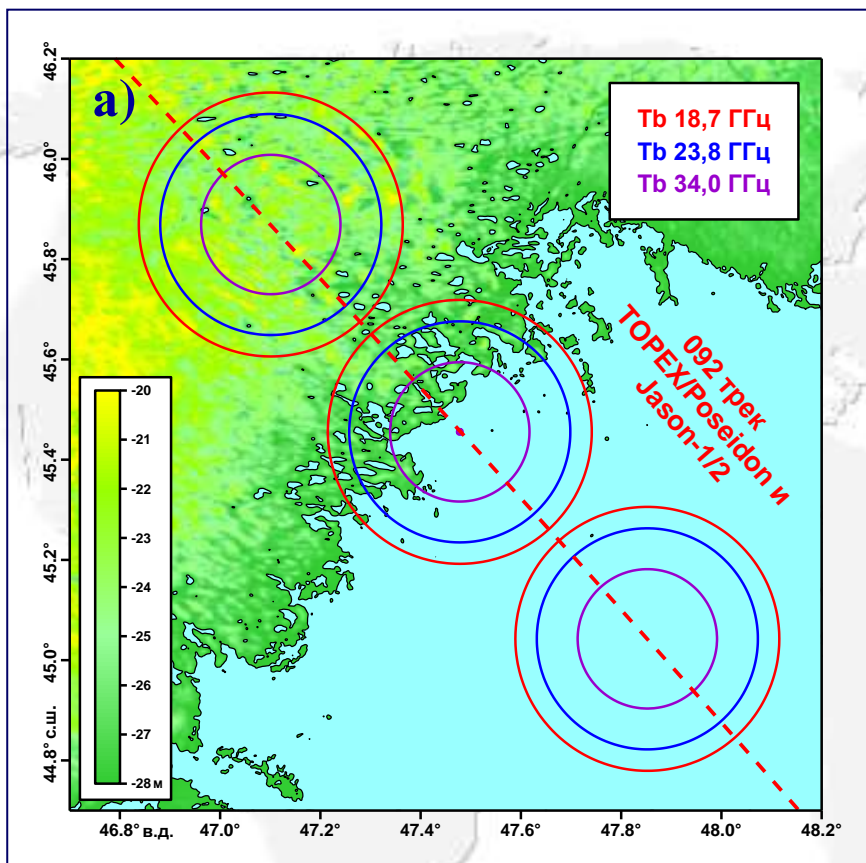
Изменчивость радиояркостной температуры (°К) для трех каналов микроволнового радиометра Jason-2 вдоль 092 трека спутника на 1 августа 2012 г. (150 цикл).



Кусочно-гладкая топографическая модель излучающей поверхности.



Поправка на влажность



Топография южного (а) и северного (б) побережья Каспийского моря по данным SRTM-4, пересекаемых 092 треком спутников Т/Р и J1/2. Окружности – границы областей разрешения микроволнового радиометра для частот 18,7 ГГц – 43,4 км (красная линия), 23,8 ГГц – 36,4 км (синяя линия) и 34,0 ГГц – 22,9 (фиолетовая линия).



Ионосферная поправка

Величина ионосферной поправки зависит от общего количества электронов TEC на пути прохождения зондирующего импульса альтиметра и рабочей частоты альтиметра f .

$$dh_{iono} = \frac{40,3}{f^2} TEC$$

TEC определяется:

- ➔ по результатам модельных расчетов (точность 0,5–2 см)
 - Модели ионосферы делятся на теоретические, эмпирические и полуэмпирические. Теоретические модели требуют больших вычислительных затрат (как по ресурсам, так и по времени расчета). От этого недостатка не свободны и полуэмпирические модели, хотя они сочетают в себе достоинства теоретических и эмпирических моделей. Поэтому в последнее время в прогнозировании большое распространение получили эмпирические модели ионосферы (IRI2007).
- ➔ по данным альтиметра, имеющих две рабочих частоты f_C и f_{Ku} в разных частотных диапазонах (точность 0,5 см)

$$dh_{iono-f_i} = \frac{f_i^2}{f_{Ku}^2 - f_C^2} (h_{ssh-f_{Ku}} - h_{ssh-f_C})$$

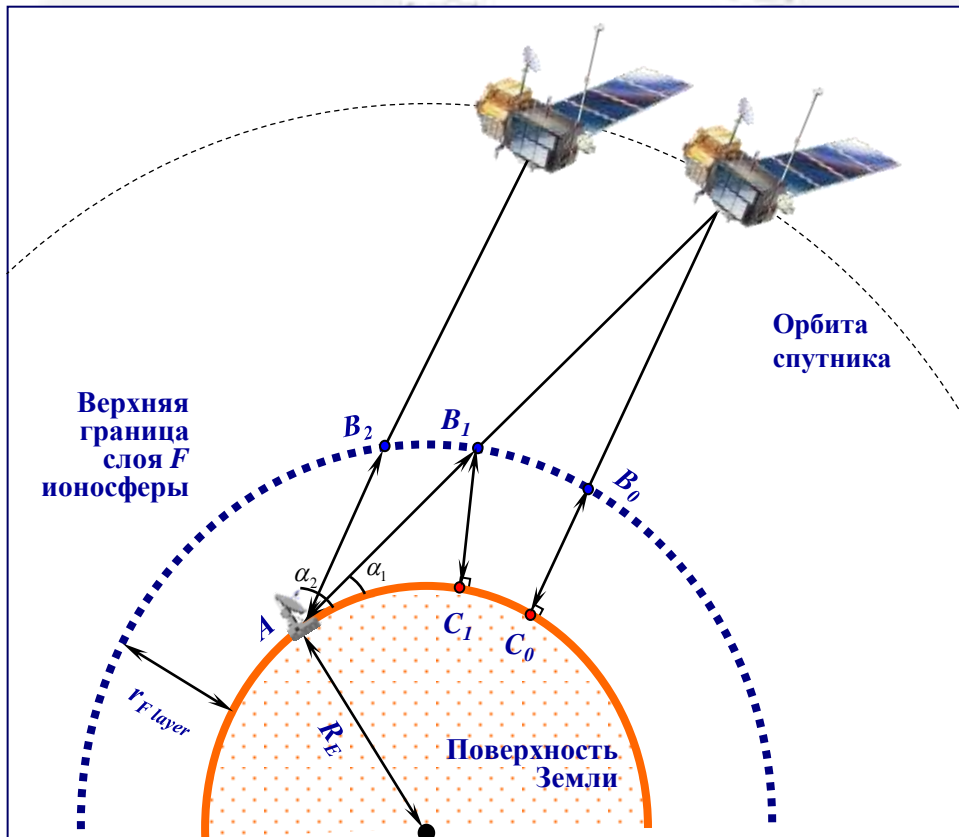
- ➔ по данным системы DORIS (рабочие частоты 400 мГц и 2 ГГц) (точность 1–3 см)



Ионосферная поправка

Величина ионосферной поправки может быть получена по данным системы DORIS (рабочие частоты 400 мГц и 2 ГГц)

$$dh_{iono}^i = \frac{40,22c}{t_{i+1} - t_i} \times \frac{K_i TEC_{s_ABi} - K_{i+1} TEC_{s_AB_{i+1}}}{f^2}$$



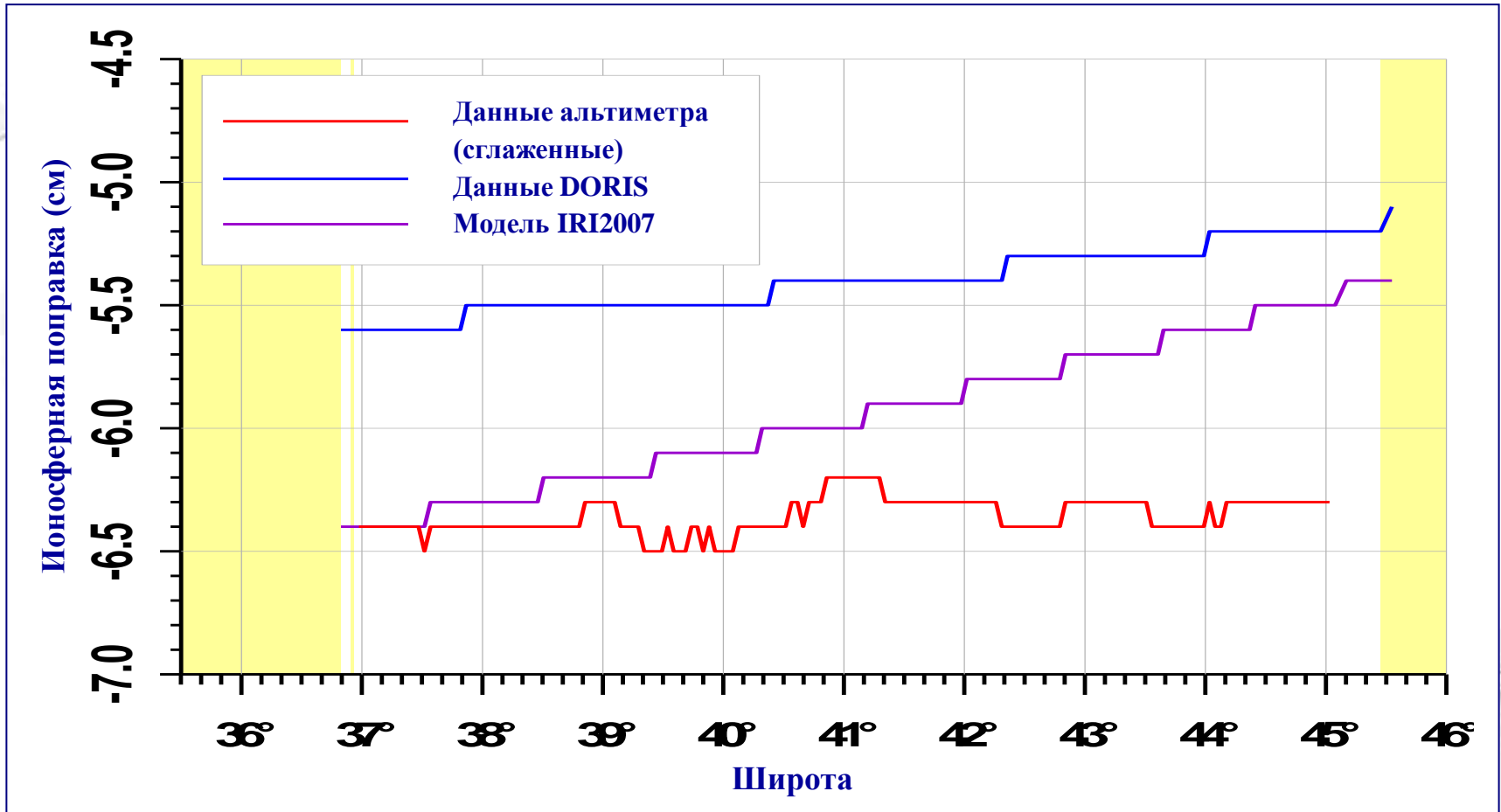
где TEC_{s_ABi} – количество электронов на пути прохождения радиоволн вдоль линии между спутником и станцией слежения, K_i – коэффициенты, определяющиеся как

$$K_i = r_{F_lay} / \sqrt{r_{F_lay}^2 - R_E^2 \cos^2(\alpha_i)}$$

r_{F_lay} – высота верхней границе слоя ионосферы, R_E – радиус Земли, α_i – угловое расстояние от станции слежения до спутника.



Ионосферная поправка



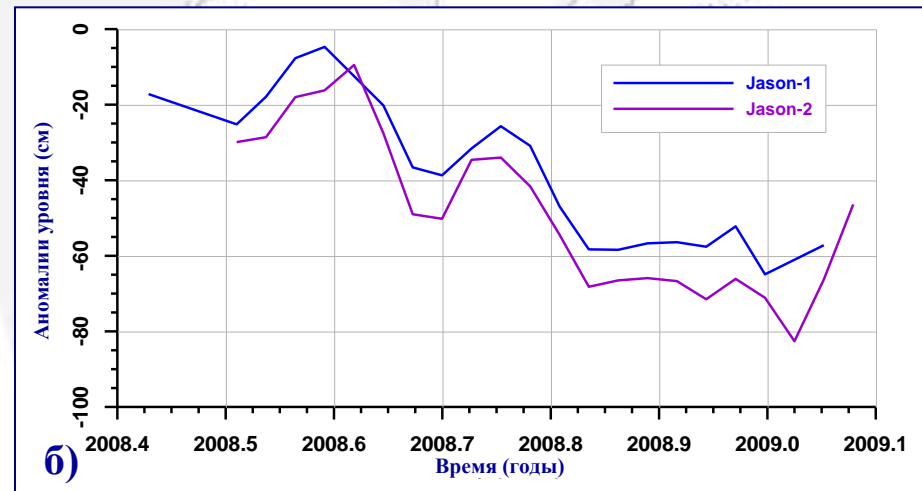
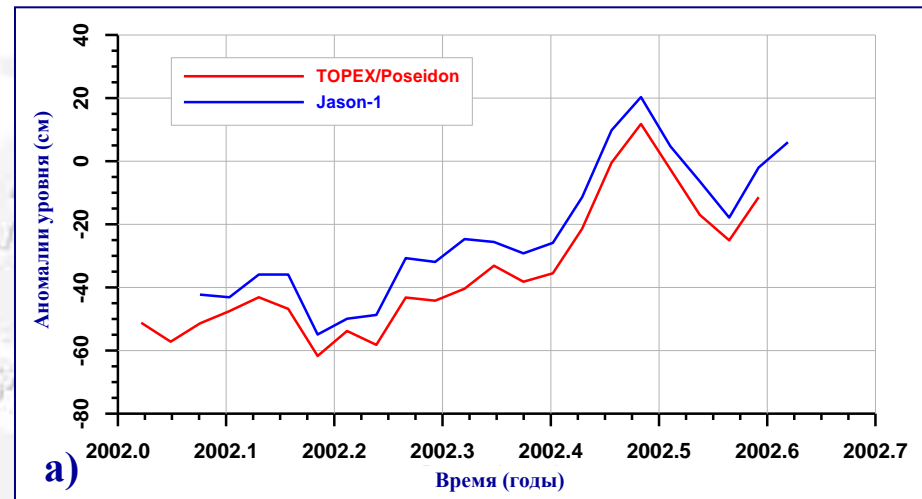
Изменчивость ионосферной поправки (см) вдоль 092 трека спутника Jason-2 на 1 августа 2012 г. (150 цикл). Желтым цветом выделены области суши.



Учет систематической ошибки

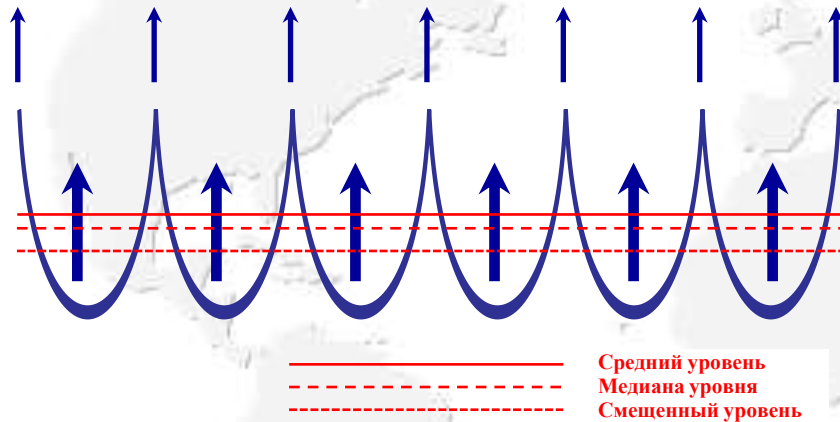
Для Каспийского моря анализ показал, что измерения высот морской поверхности, проводимые альтиметром спутника Jason-1, превышают измерения спутника TOPEX/Poseidon в среднем на $9,19 \pm 1,48$ см, а спутника Jason-1 превышают измерения спутника Jason-2 в среднем на $8,85 \pm 0,84$ см

Временная изменчивость аномалий уровня (см) Каспийского моря (а) в точке ($50^{\circ}49'56,7''$ в.д. и $41^{\circ}26'5,7''$ с.ш.), лежащей на 092 треке, по данным альтиметрических измерений спутников TOPEX/Poseidon и Jason-1 (а) и Jason-2 и Jason-1 (б)



Поправки на состояние подстилающей поверхности

Помимо учета влияния атмосферы на расчет высоты спутника необходимо учесть поправку, связанную с состоянием подстилающей поверхности



Различие между средним уровнем моря, его медианой и измеряемой величиной

⇒ Поправка на электромагнитное смещение

- интенсивность отражения радиоволн меняется вдоль профиля длинных поверхностных волн, т.е. гребни волны отражают зондирующий радиоимпульс слабее, чем впадины

$$dh_{emb} = F_1(h_{swh}, U_{10}) \approx F_1(h_{swh}, \sigma^0)$$

⇒ Поправка на асимметрию возвышений морской поверхности

- обусловлена отклонением распределений возвышений морской поверхности от распределения Гаусса



Поправка на отклонение от положения надира

Отклонение альтиметра от положения надира при условии, что угол отклонения γ меньше углового разрешения антенны θ не изменяет геометрию отражения сигнала от подстилающей поверхности, а уменьшает θ

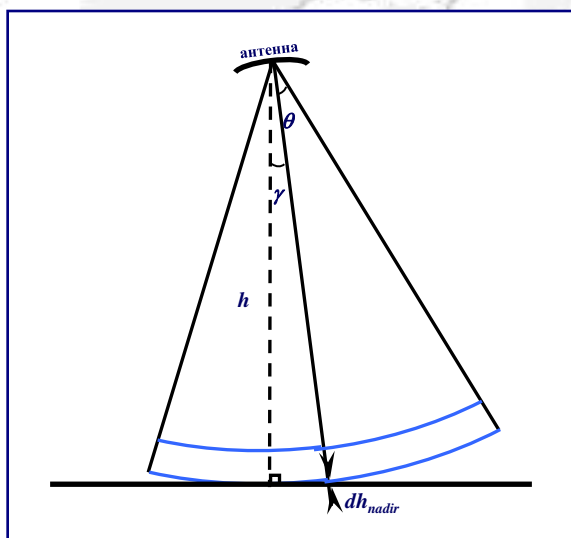
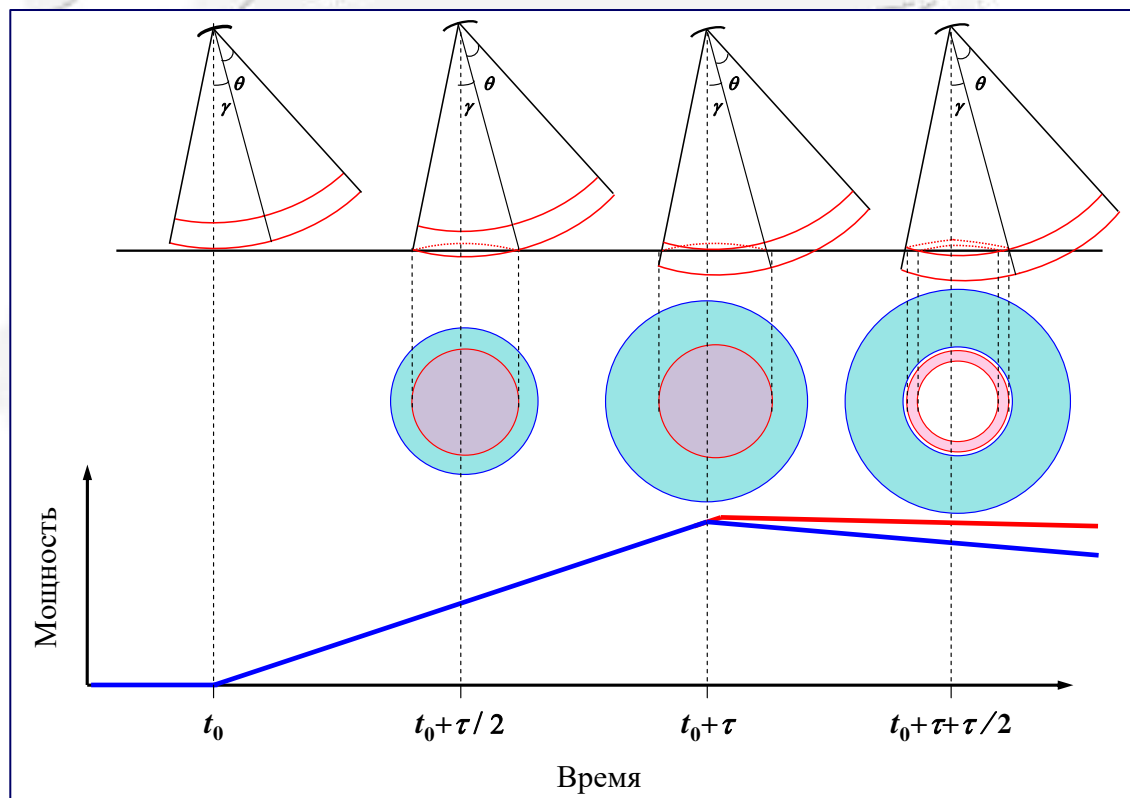


Схема отклонения альтиметра от положения надира



Зависимость от времени формы и площади сегмента подстилающей поверхности, с которого отражается зондирующий импульс альтиметра при отклонении антенны от положения надира на угол γ (красная линия). Синим цветом показаны формы и площади при антенне в положении надира



Поправка на отклонение от положения надира

Отклонение альтиметра от положения надира при условии, что угол отклонения γ меньше углового разрешения антенны θ не изменяет геометрию отражения сигнала от подстилающей поверхности, а уменьшает θ

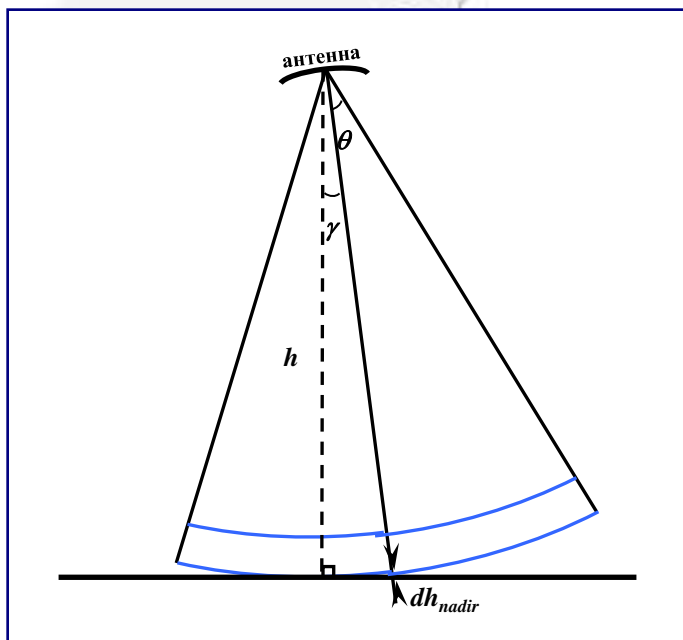
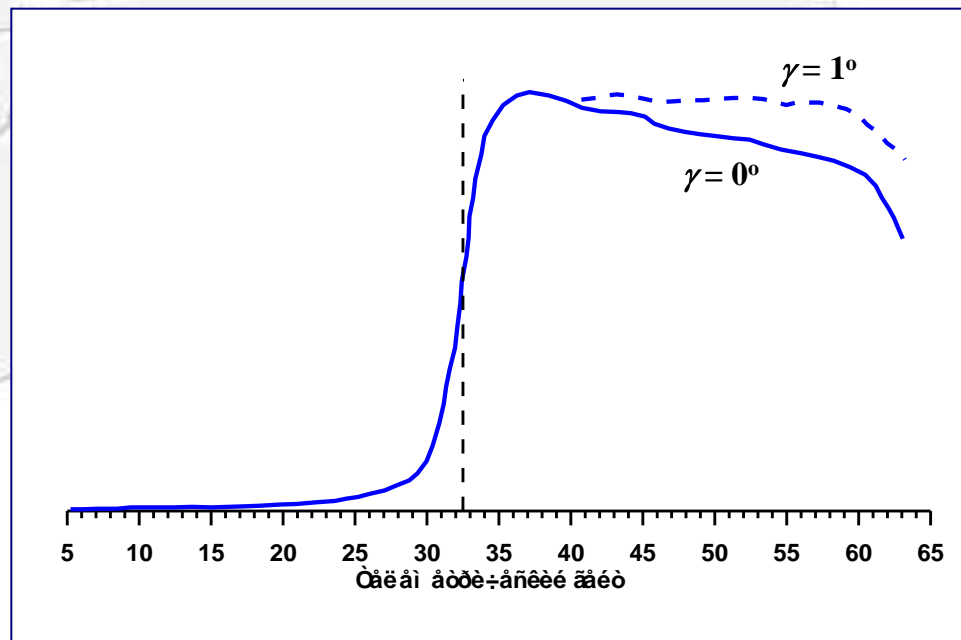


Схема отклонения альтиметра от положения надира



Форма отраженного импульса при положении альтиметра в надире $\gamma=0^\circ$ (сплошная линия) и при отклонении его от положения надира на $\gamma=1^\circ$ (штриховая линия)



Геофизические поправки

Позволяют исключить из данных спутниковой альтиметрии изменения высоты моря, обусловленные различными физическими явлениями

⇒ Поправка обратного барометра

$$dh_{inv} = -9,948(P_s - P_0)$$

⇒ Приливные поправки

- обусловлен воздействием приливообразующих сил на водную и твердую оболочки Земли

⇒ Полюсные приливы

- отклонение водной поверхности или твердой оболочки Земли, вызванное колебаниями положения ее полюса, которые обусловлены свободной эйлеровской прецессией

⇒ Нагрузка на дно океанов и морей

- приливы приводят к возрастанию массы столба воды единичного сечения и к появлению дополнительной нагрузки на дно и его прогибу (эффект нагрузки), а избыточная масса воды сама притягивает Землю (эффект самопритяжения) и тем самым вызывает дополнительные деформации земной коры



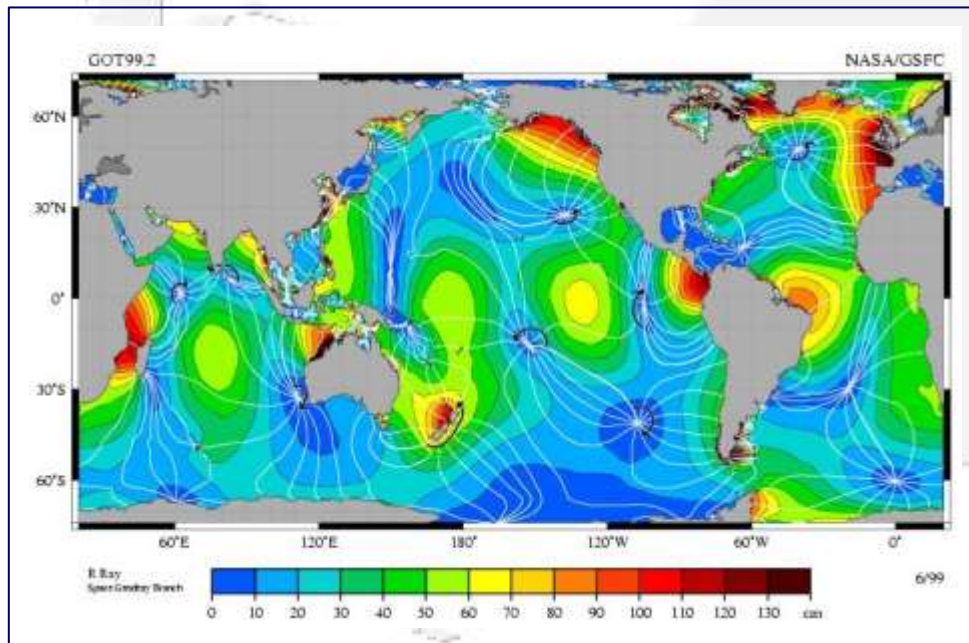
Приливные поправки

Высоты океанических приливов традиционно предвычисляются по котидальным картам, на которых даны амплитуды и фазы каждой компоненты приливной волны, полученные методом гармонического анализа.

$$h_{tide} = h_0 + \sum_{i=1}^N A_i \cos(\omega_i t + \phi_i)$$

где A_i – амплитуда приливной волны,
 ω_i – угловая скорость волны,
 ϕ_i – начальная фаза волны.

Выделяют три способа расчета котидальных карт: на основе эмпирических данных, по результатам расчетов по гидродинамическим моделям и на основе результатов расчетов по гидродинамическим моделям с усвоением эмпирических данных.



Котидальная карта приливной волны M_2 , построенная по модели GON99.2



Параметры основных приливных волн

Символ	Частота, град/ч	Период, час	Названия волн (L – лунная, S – солнечная)
<i>Полусуточные компоненты</i>			
$2N_2$	27,9682	12,8717	L, эллиптическая волна M_2
N_2	28,4397	12,6583	L, большая эллипт. волна M_2
M_2	28,9841	12,4206	L, главная волна
L_2	29,5285	12,1916	L, малая эллиптическая волна M_2
S_2	30,0000	12,0000	S, главная волна
K_2	30,0820	11,9666	L-S, деклинационная волна
<i>Суточные компоненты</i>			
Q_1	13,3987	26,8683	L, эллиптическая волна O_1
O_1	13,9430	25,8193	L, главная волна
M_1	14,4967	24,8332	L, эллиптическая волна K_1
P_1	14,9589	24,0659	S, главная волна
S_1	15,0000	24,0000	S, эллиптическая волна sK_1
K_1	15,0411	23,9345	L-S, деклинационная волна
J_1	15,5854	23,0985	L, эллиптическая волна mK_1
OO_1	16,1391	22,3061	L, деклинационная волна



Глобальные модели океанических приливов

Модель	Число приливных волн	Диапазон широт	Пространственное разрешение по широте и долготе	Используемые данные	
				Спутниковая альтиметрия	Уровенные посты
<i>Эмпирические модели</i>					
Sch80	11	-90° – +90°	1,0° × 1,0°	—	да
CR91	60	-69° – +69°	1,0° × 1,5°	GEOSAT	—
CSR2.0	60	-90° – +90°	1,0° × 1,0°	TOPEX/ Poseidon	
Knudsen	4	-65° – +65°	1,0° × 1,5°		
OMP2	8	-66° – +66°	0,5° × 0,5°		
MSET94	11	-66° – +66°	3,0° × 3,0°		
RSC94	60	-68° – +68°	1,0° × 1,0°		
SR95.0/1	5	-65° – +65°	1,0° × 1,0°		
N34 (OSU)	4	-70° – +70°	1,0° × 1,0°		
GSFC94A	8	-77° – +69°	2,0° × 2,0°		
AG95.1	60	-82° – +82°	0,75° × 0,75°		
DW95.0	60	-66° – +66°	1,0° × 1,0°		TOPEX/Poseidon
CSR3.0	8	-78° – +90°	0,5° × 0,5°		
GOT99.2b	8	-90° – +90°	0,5° × 0,5°		
GOT00.2	8	-86° – +90°	0,5° × 0,5°		
CSR4.0	8	-90° – +90°	0,5° × 0,5°	ERS-1/2, TOPEX/Poseidon	
EOT08a	10	-86° – +90°	0,125° × 0,125°	TOPEX/Poseidon, Jason-1, ERS-1/2, ENVISAT, GFO-1	
EOT10a	10	-86° – +90°	0,125° × 0,125°		
EOT11a	10	-86° – +90°	0,125° × 0,125°		
DTU10	12	-86° – +90°	0,125° × 0,125°		
<i>Гидродинамические модели</i>					
Sailer91	10	-90° – +90°	1,0° × 1,0°	—	—
FES94.1	8	-90° – +90°	0,5° × 0,5°	—	—



Глобальные модели океанических приливов

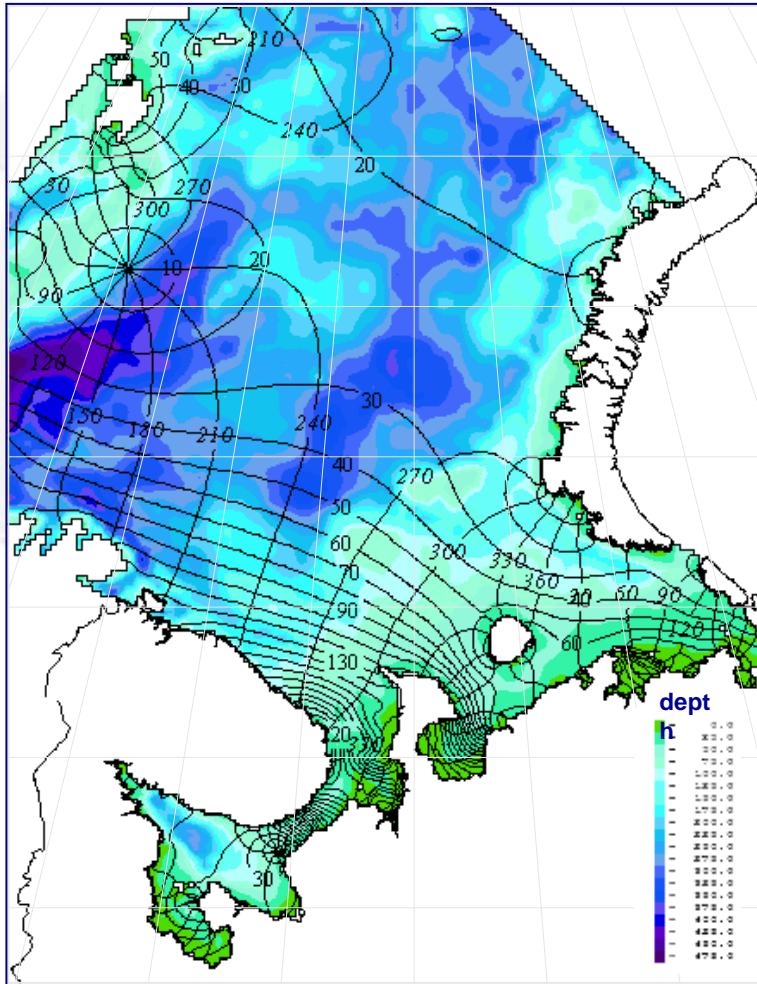
Модель	Число приливных волн	Диапазон широт	Пространственное разрешение по широте и долготе	Используемые данные	
				Спутниковая альтиметрия	Уровенные посты
<i>Гидродинамические модели с ассимиляцией данных</i>					
TRXO.2	8	-80° – +70°	0,58° × 0,70°	TOPEX/Poseidon	—
Kantha.1/.2	8	-80° – +66°	0,2° × 0,2°		да
ORI96	8	-90° – +90°	0,5° × 0,5°		—
Zahel96	8	-90° – +90°	1,0° × 1,0°		да
TPXO.3	8	-80° – +70°	0,58° × 0,70°		—
TPXO.5	10	-86° – +90°	0,5° × 0,5°		—
FES95.2.1	8	-86° – +90°	0,5° × 0,5°		—
CCAR4	8	-80° – +66°	0,25° × 0,25°		да
FES98	8	-90° – +90°	0,25° × 0,25°		—
NAO.99b	16	-83° – +90°	0,5° × 0,5°		—
FES99	8	-86° – +90°	0,25° × 0,25°	TOPEX/Poseidon	да
TPXO.6.2	10	-86° – +90°	0,25° × 0,25°		
TPXO.7.0/.2	10	-86° – +90°	0,25° × 0,25°		
FES2004	17	-86° – +90°	0,125° × 0,125°	TOPEX/Poseidon, Jason-1	—



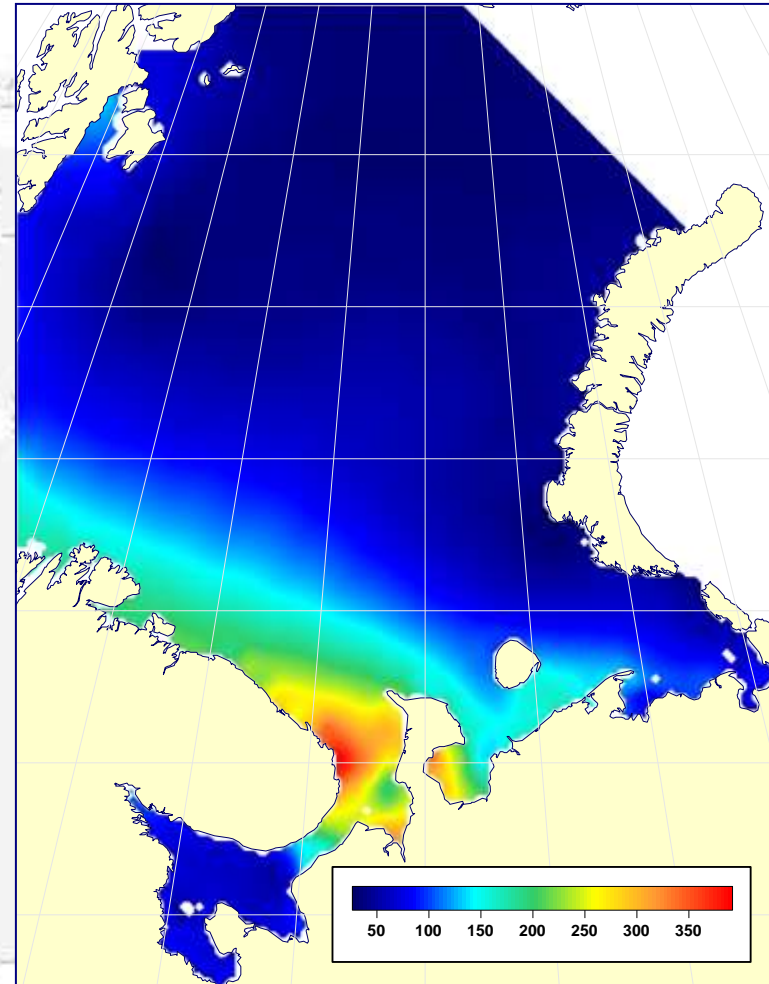
Котидальные карты приливных волн M_2 , S_2 , K_1 и O_1 Охотского моря.



Региональные модели приливов



Котидальная карта приливной волны M_2 Белого и Баренцева морей по региональной модели Лаборатории прикладных морских исследований Гидрометцентра РФ.

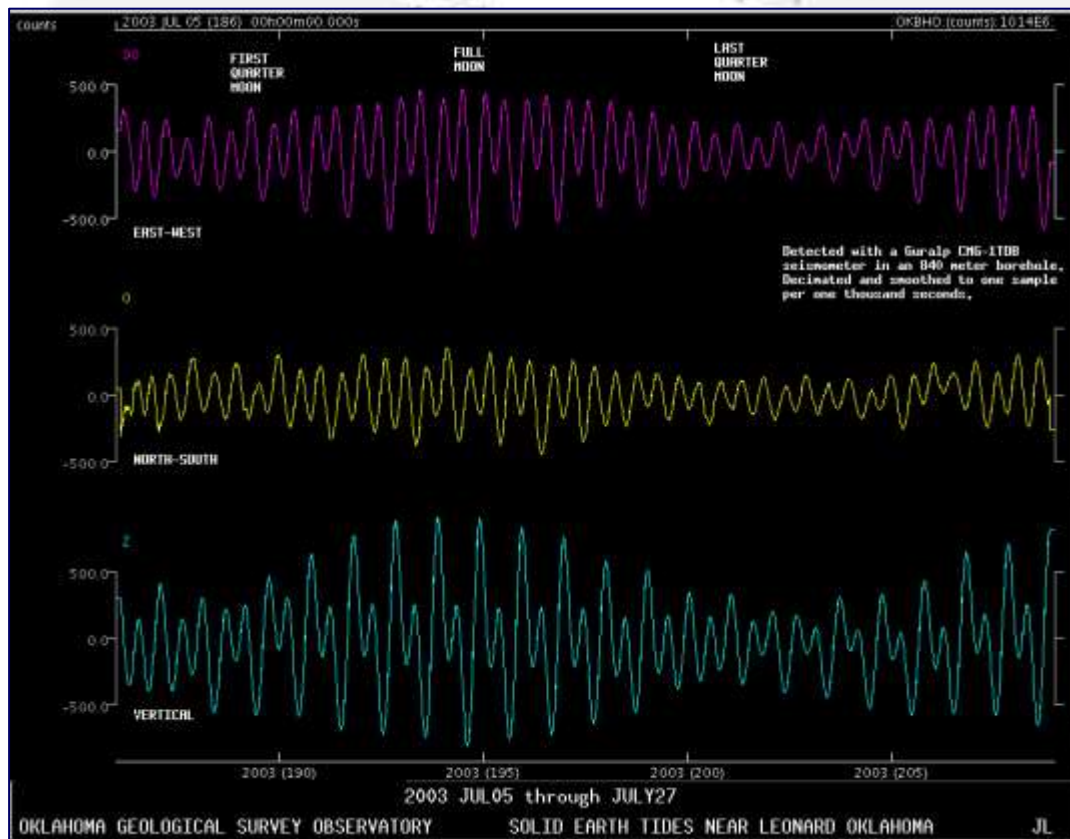


Разница в высоте приливов (см), рассчитанных по региональной модели Лаборатории прикладных морских исследований Гидрометцентра РФ и глобальной модели приливов GOT00.2.



Земные приливы

Земные приливы – это деформации твердого тела Земли, возникающие под действием гравитационных полей Солнца и Луны. Под действием лунных приливов земная кора совершает упругие, без запаздывания, полусуточные колебания со средней амплитудой порядка 20 см. Солнечный прилив на поверхности Земли примерно вдвое слабее лунного.



В сизигиях колебания коры на 9 см больше, а в квадратурах на 9 см меньше средних колебаний.

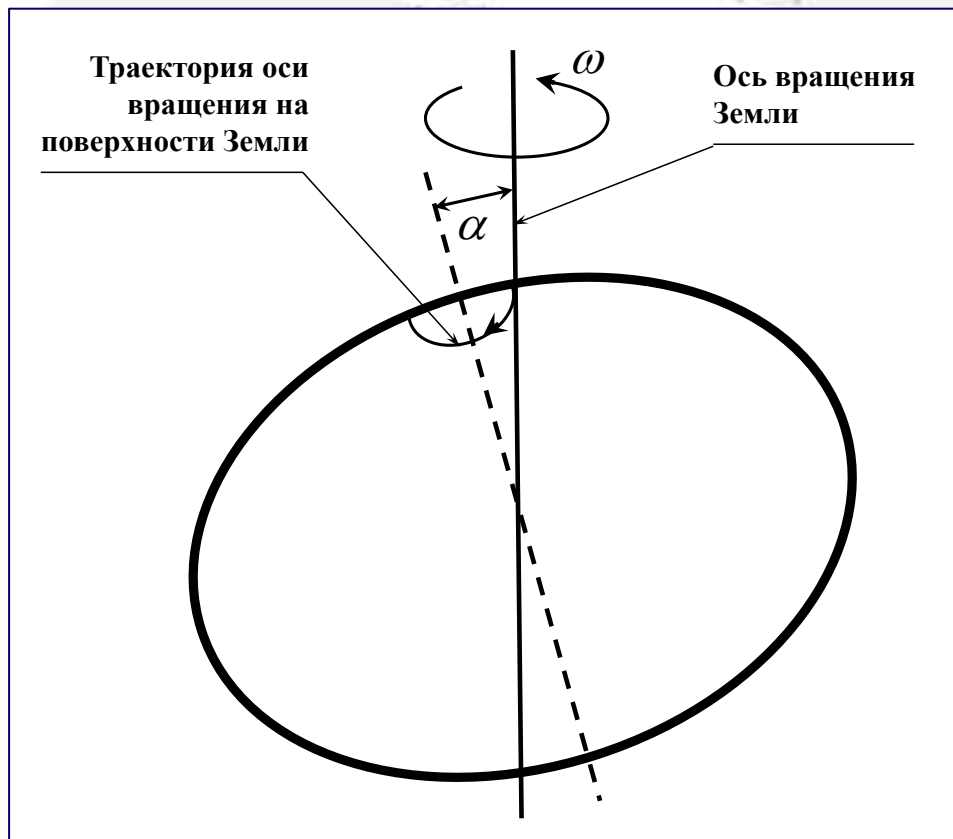
Приливы в земной коре по данным обсерватории Леонардо в штате Оклахома (США).



Поправка на полюсный прилив

Высота полюсного прилива dh_{pole} (мм), которая используется как часть геофизической поправки при обработке данных спутниковой альтиметрии, для местности с широтой φ и долготой λ рассчитывается как

$$dh_{pole} = A \sin(2\varphi) \left[(x - \bar{x}) \cos(\lambda) - (y - \bar{y}) \sin(\lambda) \right]$$



где x и y – координаты (в угловых секундах) положения полюса на время расчета, а \bar{x} и \bar{y} – координаты его среднего положения, $A = -69,435 \cdot 10^{-3}$ м – амплитуда полюсного прилива.

Чандлеровское колебание полюса. Периодические изменения широты связаны с тем, что Земля движется как единое целое, и ее ось вращения, оставаясь неподвижной в пространстве, описывает конус с растром 2α вокруг оси наибольшего момента инерции



Нагрузка на ложе океанов и морей

Приливные возвышения уровня океана приводят к возрастанию массы столба воды единичного сечения и, как следствие, к появлению дополнительной нагрузки на дно океана и его прогибу (эффект нагрузки). Кроме того, избыточная масса воды сама притягивает Землю (эффект самопритяжения) и тем самым вызывает дополнительные деформации земной коры.

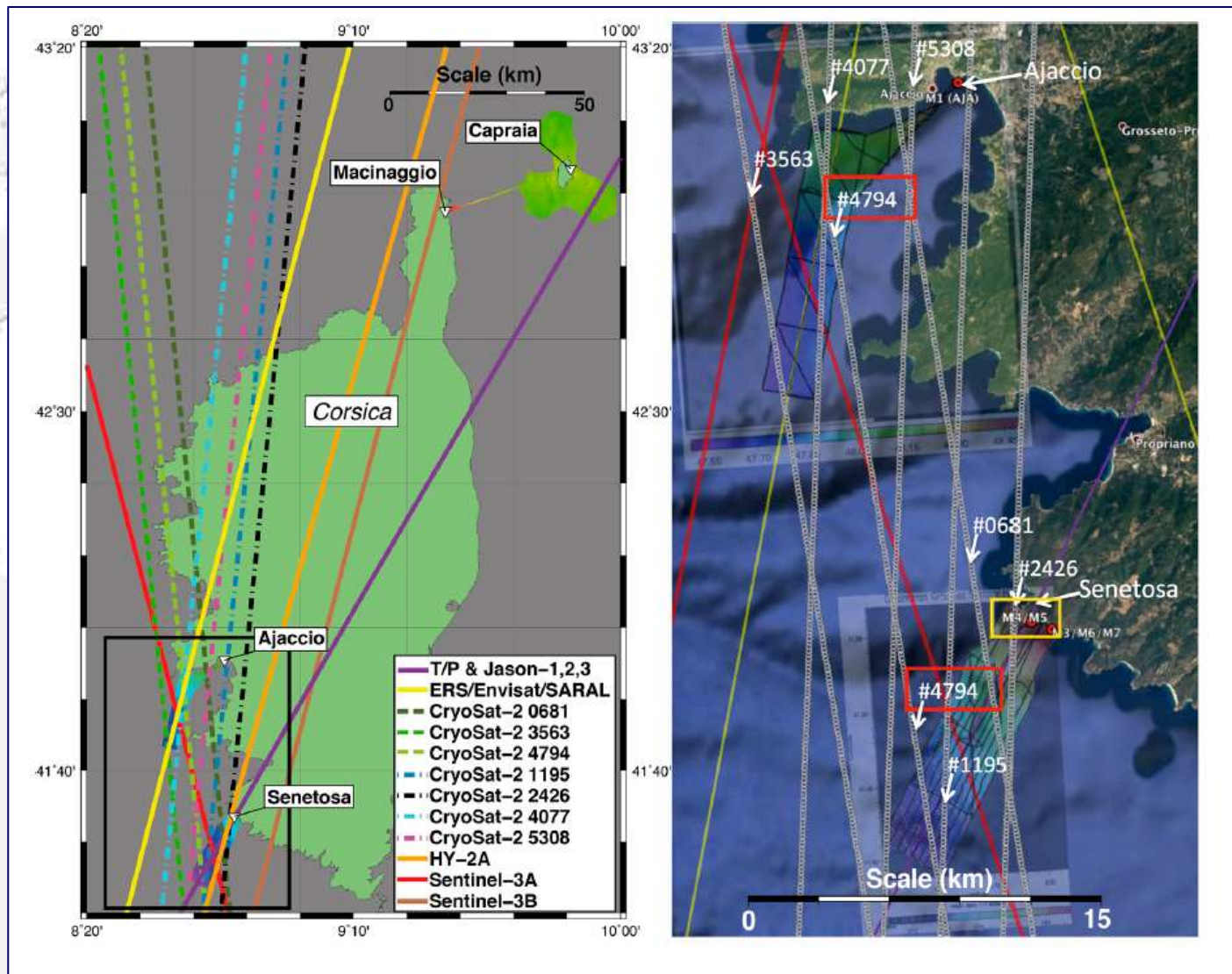
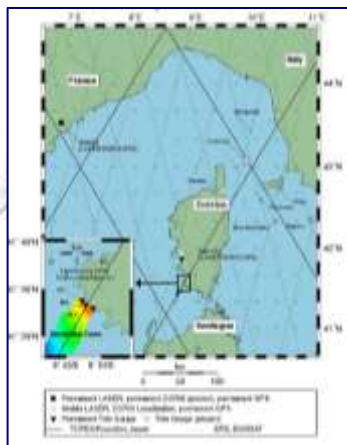
Поправка на нагрузку на ложе океанов и морей dh_{load} (мм) рассчитывается как сумма нагрузок для всех рассматриваемых компонент приливных волн ($i=1, N$)

$$dh_{load} = \sum_{i=1}^N (C_i(\varphi, \lambda) \cos(\varphi) + D_i(\varphi, \lambda) \sin(\varphi))$$

где C_i и D_i – соответственно коэффициенты разложения по сферическим функциям поправки геопотенциала на эффекты самопритяжения и нагрузки, билинейно интерполированные в точку положения альтиметра с широтой φ и долготой λ .



Калибровка данных



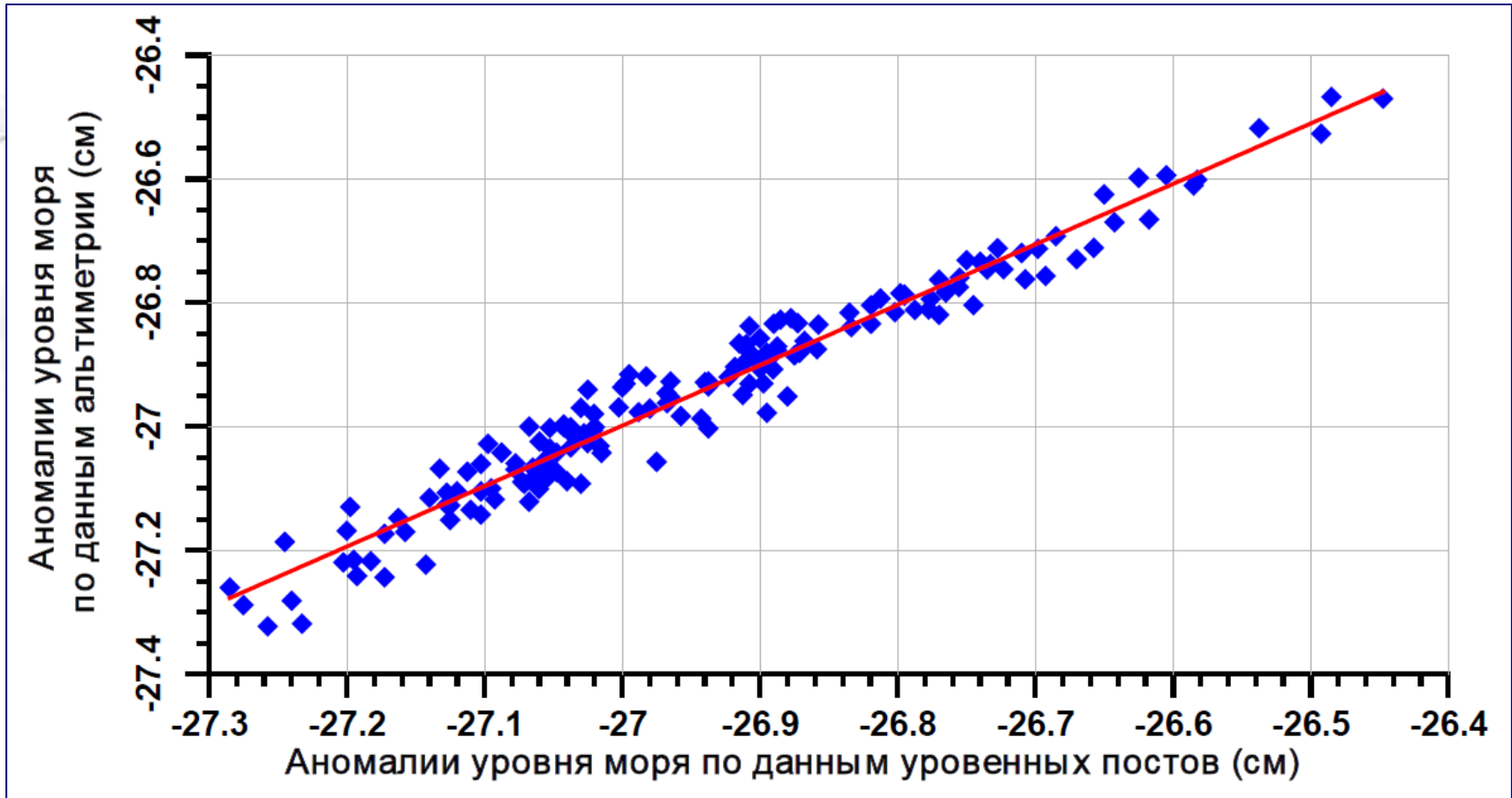
Калибровка и/или
верификация данных
проводится на
специализированном
полигоне

Девятая Международная Школа-семинар «Спутниковые методы и системы исследования Земли», Таруса, 12– 16 апреля 2018 г.

© 2018, ГЦ РАН, МГТУ, С.А. Лебедев



Верификация данных



**Сравнение среднемесячных аномалий уровня Каспийского моря (м)
по данным уровенных постов с данными альтиметрических
измерений спутников TOPEX/Poseidon и Jason-1/2**



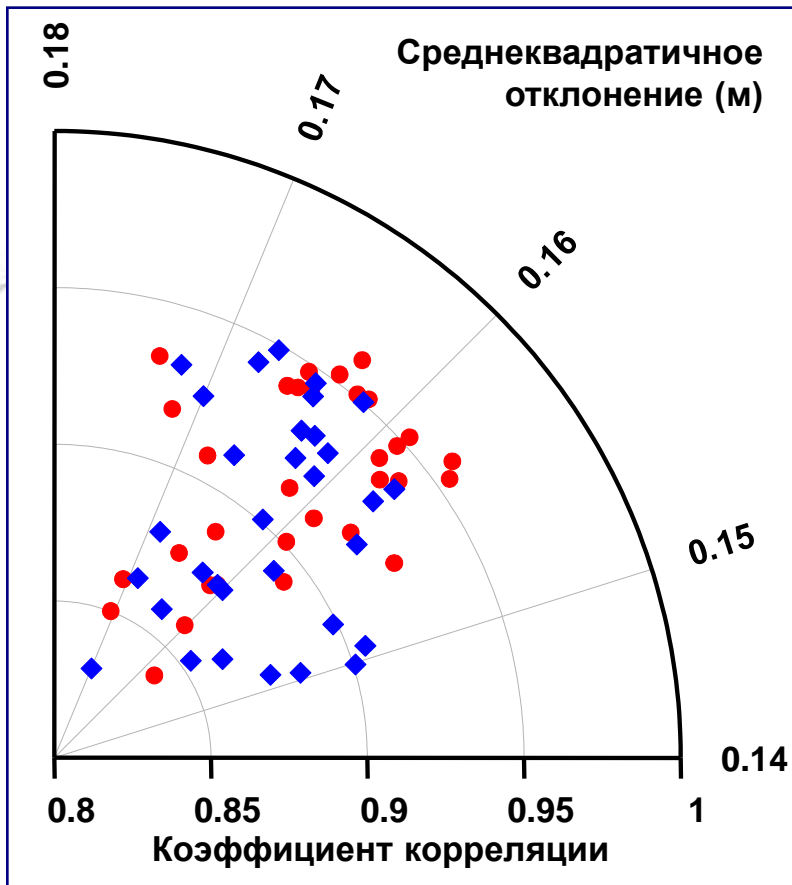
Девятая Международная Школа-семинар «Спутниковые методы и системы исследования Земли», Таруса, 12– 16 апреля 2018 г.

© 2018, ГЦ РАН, МГТУ, С.А. Лебедев



Верификация данных об уровне моря

Диаграмма среднеквадратичной разности уровня моря по постам и в точках пересечения треков и соответствующие коэффициенты корреляции между данными уровенных постов (за исключением поста Махачкала) и результатами расчетов по данным альтиметрических измерений спутников TOPEX/Poseidon и Jason-1/2 (красный цвет) и между самими уровенными постами (синий цвет)

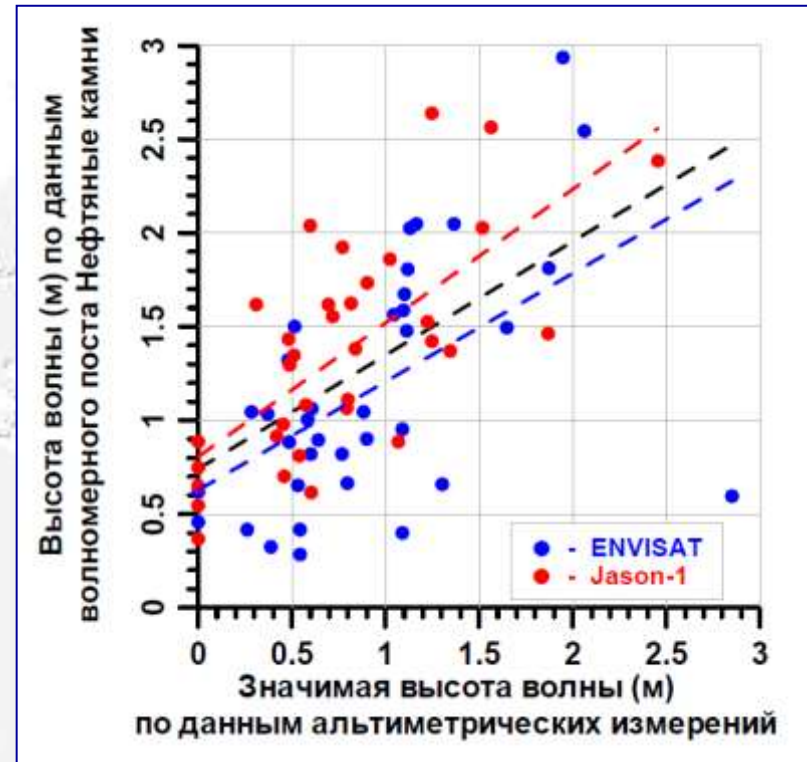
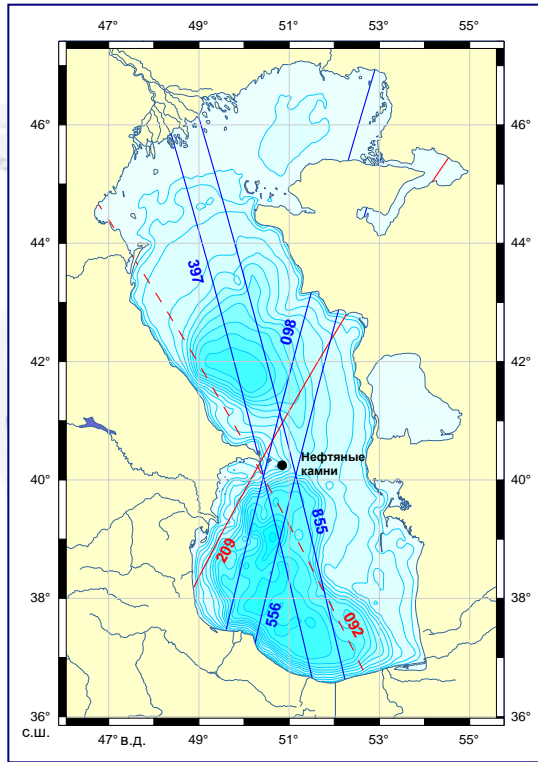


Коэффициенты корреляции данных уровенных постов и изменчивости высоты морской поверхности в точках пересечения треков

Уровнемерные посты	Точки пересечения треков							Море (по альт.)
	Северный Каспий		Средний Каспий		Южный Каспий			
	057-092	133-244	133-092	209-092	209-016	031-092	031-016	
Форт Шевченко	0.876	0.859	0.923	0.931	0.918	0.931	0.892	0.938
Махачкала	0.899	0.739	0.862	0.853	0.901	0.883	0.874	0.906
о. Жилой	0.876	0.863	0.948	0.942	0.932	0.931	0.901	0.950
Нефтяные Камни	0.876	0.876	0.943	0.942	0.941	0.948	0.901	0.953
Баку	0.841	0.889	0.951	0.960	0.913	0.919	0.892	0.941
Куули-Маяк	0.859	0.874	0.952	0.953	0.925	0.954	0.937	0.958
Туркменбаши (Красноводск)	0.861	0.850	0.918	0.933	0.914	0.948	0.908	0.940
Кара-Богаз-Гол	0.880	0.831	0.925	0.932	0.922	0.942	0.912	0.946
Море (по постам)	0.909	0.876	0.963	0.964	0.956	0.966	0.936	0.978



Верификация данных о высоте ветровых волн

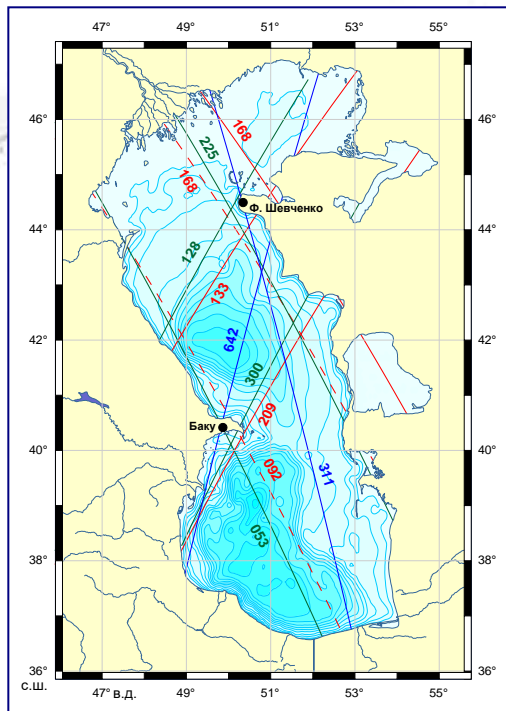


Положение треков спутника ENVISAT (синий цвет), Т/Р и J1 (красный цвет) и спутника Т/Р после маневра орбиты 19 августа 2002 г. (штриховая линия) относительно волномерного поста Нефтяные камни.

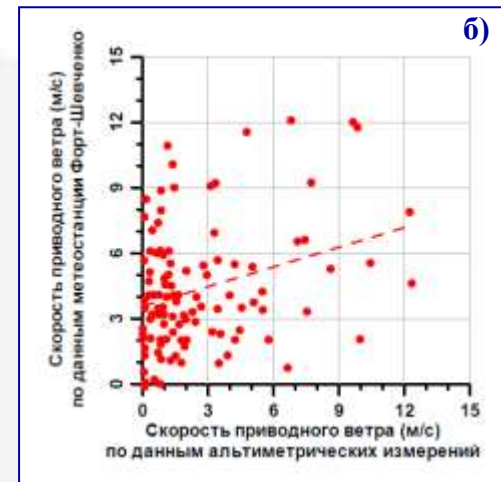
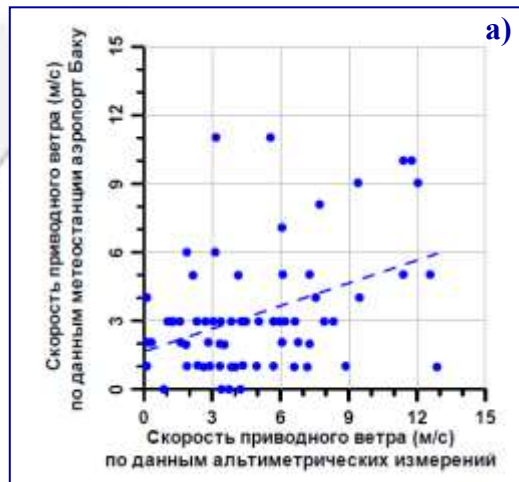
Двумерная диаграмма рассеяния высоты ветровых волн по данным альтиметрических измерений (спутники ENVISAT (синий цвет) и J1 (красный цвет)) и по данным волномерного поста Нефтяные камни. Прямыми пунктирными линиями показана линейная аппроксимация данных методом наименьших квадратов – черным цветом для объединенных данных



Верификация данных о скорости ветра



Расположение треков изомаршрутных программ спутников ERS 1/2 и ENVISAT (синяя линия), спутников и GFO 1 (зеленая линия) и T/P и J1/2 (красная линия), данные альтиметрических измерений с которых использовались для верификации скорости ветра по данным метеостанций аэропорт Баку и Форт-Шевченко.



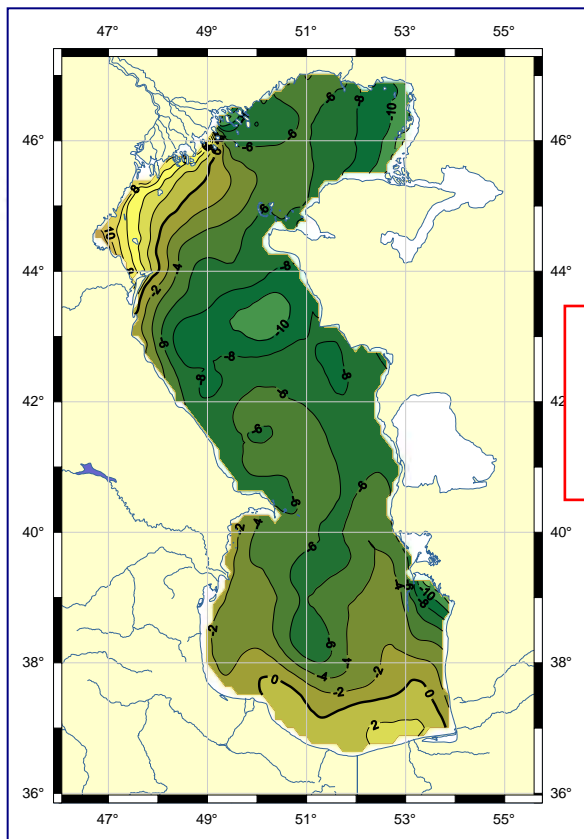
Двумерная диаграмма рассеяния скорости ветра по данным альтиметрических измерений и по данным метеостанций аэропорт Баку (а) и Форт-Шевченко (б). Прямыми пунктирными линиями показана линейная аппроксимация данных методом наименьших квадратов



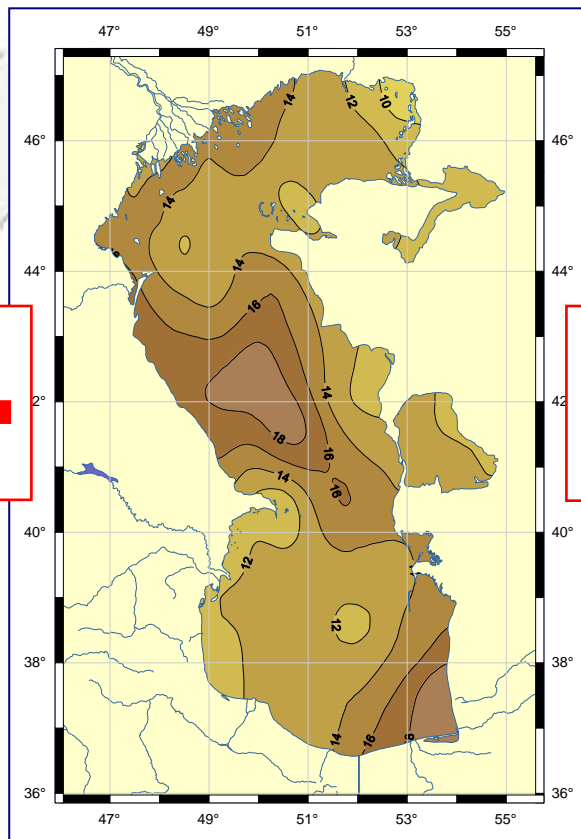
Направления разложения скорости ветра по четырем квадрантам относительно нормали к береговой линии для метеостанции Форт-Шевченко и соответствующие им коэффициенты корреляции. Стрелками показаны преобладающие направления ветра для каждого квадранта.



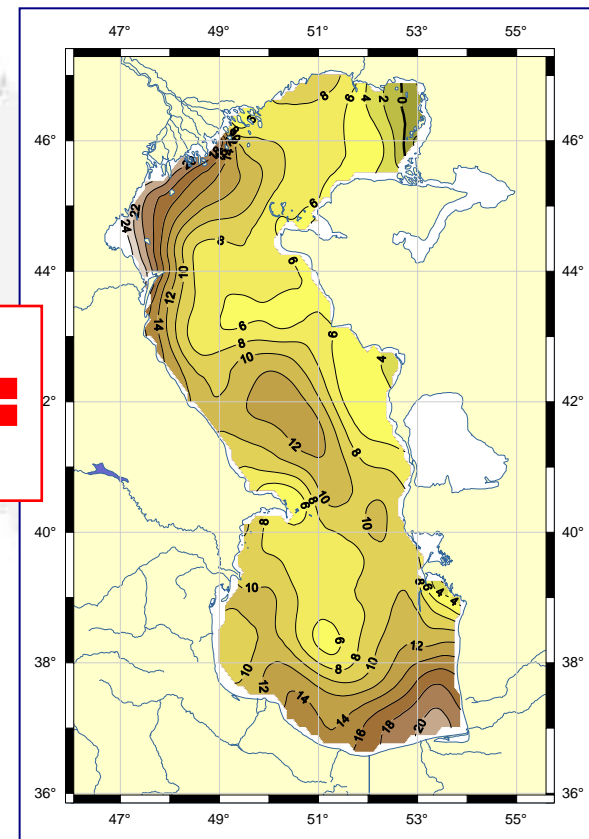
Синоптическая динамическая топография



Среднемесячные аномалии уровня Каспийского моря (см) за июль 2005 г.



Среднеклиматическая ДТ (см), рассчитанная по модели ЛМПИ Гидрометцентра России

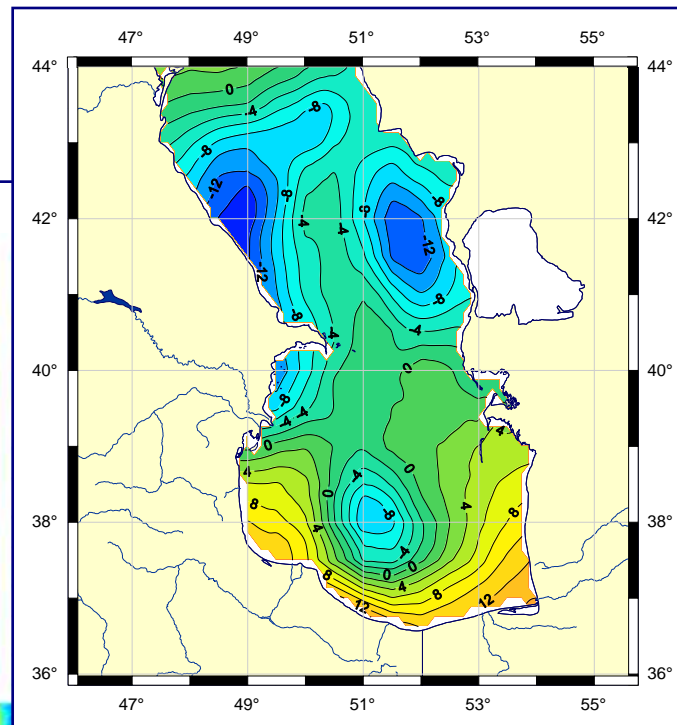
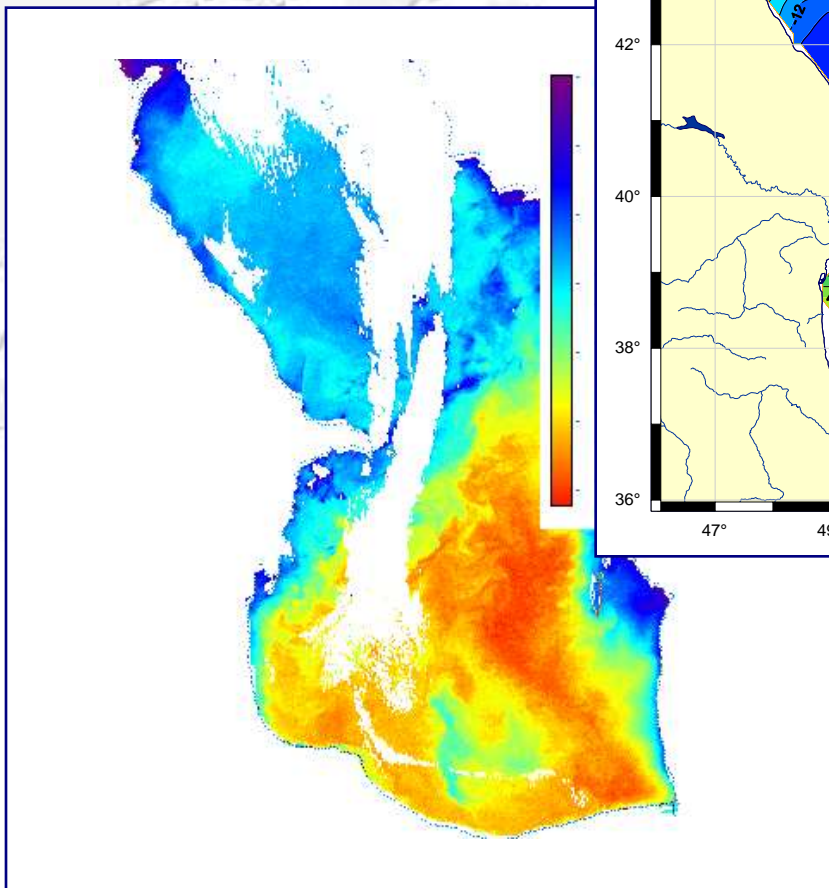


Синоптическая ДТ (см) за июль 2005 г., определяемая как суперпозиция среднеклиматической ДТ и АУМ.



Синоптическая ситуация в декабре 2003 года

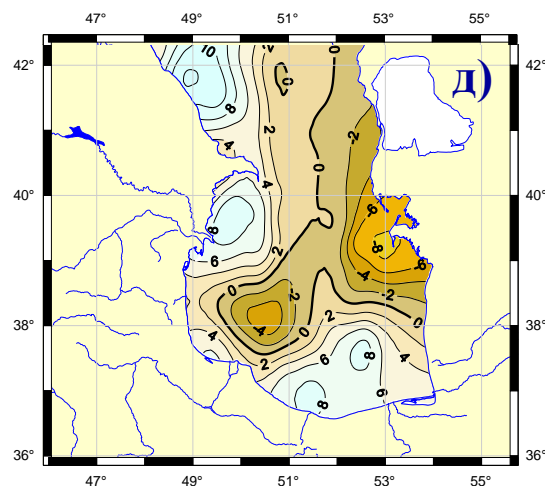
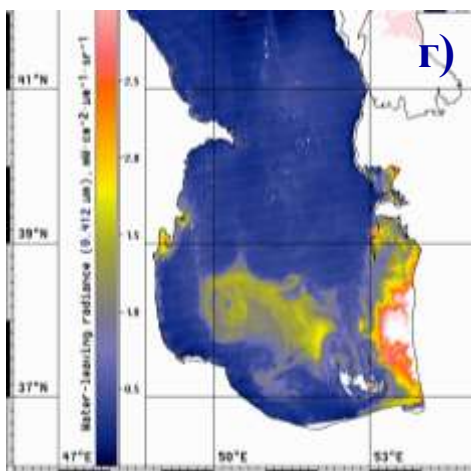
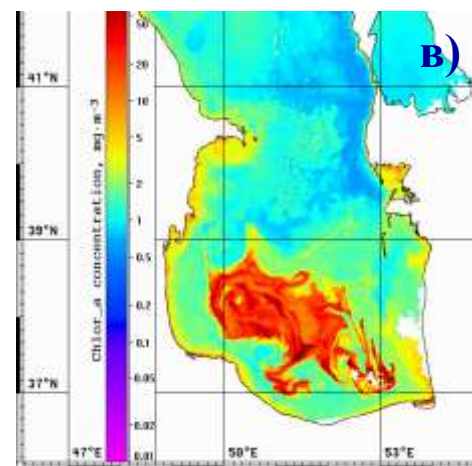
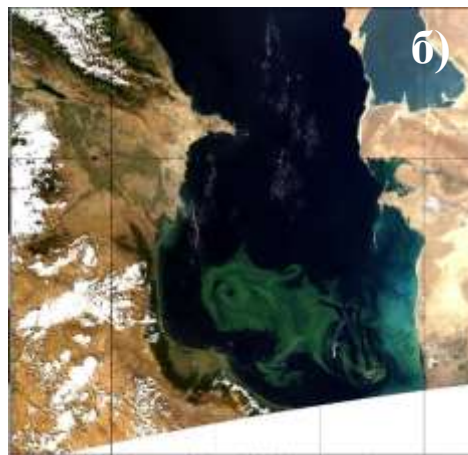
Температура поверхности
моря (°C) по данным AVHRR
NOAA на 13.12.2003



Синоптическая динамическая
топография (см)
за период
с 10.12.2003 по 16.12.2003



Верификация синоптической динамической топографии



Аномальное цветение водорослей по данным спектрорадиометра MODIS спутника Aqua (а) на 17 августа 2005 г., (б) на 1 сентября 2005 г.; карты (в) концентрации хлорофилла (мг/м³) и (г) восходящего излучения морской воды на длине волны 412 нм (мВт/см²) на 1 сентября 2005 г. и (д) среднемесячной синоптической ДТ (см) за август 2005 г., рассчитанной по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 за август 2005 г.



Данные спутниковой альтиметрии

Данные альтиметрических измерений независимо от спутников разделяются на несколько типов: оперативные, промежуточные и окончательные данные.

Ошибки расчета орбиты и поправок для разных типов данных спутника Jason-2

	Тип данных		
	Оперативные	Промежуточные	Окончательные
Инструментальная ошибка	1.7 см	1.7 см	1.7 см
Поправка на ионосферу	отсутствует	0.5 см	0.5 см
Поправка на состояние подстилающей поверхности	2 см	2 см	2 см
Поправка на отклонение от положения надира	2 см	1 см	1 см
«Сухая» атмосферная поправка	отсутствует	0.7 см	0.7 см
Поправка на влажность	1.2 см	1.2 см	1.2 см
Альтиметр		3.3 см	3.3 см
Высота орбиты	20-30 см	< 4 см	2.5 см
Точность расчета высоты морской поверхности		5 см	4.2 см
Высота волны	10%		
Скорость ветра	2 м/с	1.7 м/с	1.7 м/с



Оперативные данные

После поступления данных с борта спутника производится прогноз высоты орбиты и расчет поправок по соответствующим моделям. Таким образом, каждые 6–8 часов формируются OSDR данные.

Радиальная составляющая орбитальной ошибки прогноза высоты орбиты спутника ERS-2

День прогноза	Точность прогноза высоты орбиты (см)	Среднеквадратичное отклонение прогноза от точной орбиты (см)
1	14.6	13.4
2	19.1	17.9
3	24.6	22.9
4	31.5	29.0
5	39.4	35.5

При этом следует учитывать, что прогнозируемая высота орбиты спутника содержит радиальную ошибку по сравнению с точными расчетами с применением данных навигационных систем и систем слежения.

Однако в этих данных могут отсутствовать некоторые поправки. Так OSDR данные не содержат «сухую» тропосферную, ионосферную поправку и поправку обратного барометра.



Промежуточные данные

В течение последующих 1–2 недель прогнозируемая высота орбиты уточняется за счет радиальной составляющей, рассчитываемой по точкам пересечения (выравнивание высот орбит), что позволяет сформировать IGDR-данные. Это приводит к уточнению значений высот морской поверхности. Ошибка высоты орбиты в этом случае значительно ниже, что позволяет использовать IGDR-данные для исследования межгодовых аномалий уровня морей и океанов.

Окончательные данные

Окончательный вариант данных (GDR) получается в результате уточнения высоты орбиты по данным вектора положения спутника, полученным с наземных лазерных станций слежения или других спутников. Это повышает точность расчета высоты морской поверхности, что позволяет использовать спутниковую альтиметрию для решения не только океанологических, но и геодезических задач. GDR данные формируются примерно через 1–2 месяца после окончания цикла изомаршрутной программы спутника.



Спутниковая альтиметрия в науках о Земле

➔ Геодезия и гравиметрия

- уточнение геоцентрической системы координат
- глобальные модели геопотенциала
- определение детальных характеристик гравитационного поля в Мировом океане

➔ Батиметрия Мирового океана

- уточнение батиметрии или топографии дна Мирового океана

➔ Геология

- изучение внутреннего строения Земли и дна Мирового океана
- тектоника плит

➔ Океанология

- уточнение глобальных моделей приливов
- уточнение глобальной циркуляции Мирового океана
- климатические изменения уровня
- изучение синоптических вихрей и меандры сильных струйных течений
- планетарные волны Россби, Кельвина и градиентно-вихревые волны
- волны цунами
- морские льды

➔ Гляциология

- создание цифровых моделей ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии

➔ Гидрология суши

➔ Ландшафтоведение





**Спасибо за
внимание**

Девятая Международная Школа-семинар «Спутниковые методы и системы исследования Земли», Таруса, 12– 16 апреля 2018 г.

© 2018, ГЦ РАН, МГТУ, С.А. Лебедев

