Сергей А. Лебедев





Спутниковая альтиметрия — основы метода и приложения в науках о Земле





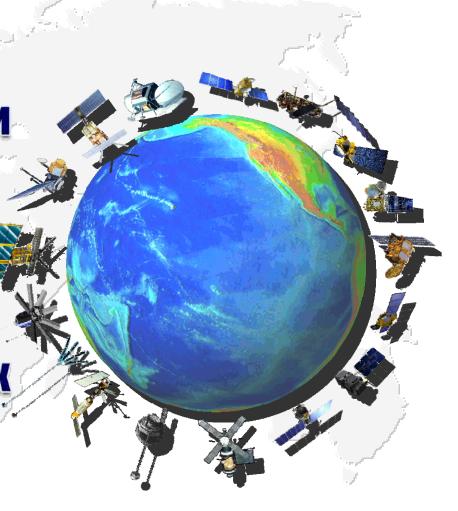
Содержание

⇒ Дистанционное зондирование Земли

ОСНОВЫ МЕТОДА СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ

Обработка данных

О Приложения в науках о Земле







Типы методов дистанционного зондирования





Методы дистанционного зондирования подразделяют на три типа: пассивные, полуактивные и активные.

- ☐ Пассивные методы основаны на регистрации теплового излучения (ИК и СВЧ) и естественного гамма-излучения с поверхности моря.
- **□** Полуактивные методы основаны на облучении естественными и искусственными источниками электромагнитного излучения в широком спектральном диапазоне и в анализе сопоставления изменения спектрального состава отраженного сигнала.
- При использовании <u>активных методов</u> исследуемая водная поверхность облучается источниками излучения заданного спектрального состава с регистрацией или отраженного излучения, или флуоресценции, или комбинационного рассеяния.





Поля и явления Мирового океана исследуемые дистанционными методами зондирования

Поля и явления Мирового океана	Параметры и характеристики	Датчик		
Температура поверхности океана	Температура	ИК-радиометр СВЧ-радиометр спектрорадиометр		
Соленость поверхности океана	Соленость	СВЧ-радиометр-интерферометр поляриметрический СВЧ-радиометр		
Уровень моря	Аномалии поля уровня, колебания уровня	альтиметр		
Приводный ветер	Скорость и направление ветра	скаттерометр СВЧ-радиометр альтиметр радиолокатор с синтезированной апертурой (РСА)		
Морские льды	Распространение, положение кромки, толщина, возраст, сплоченность, скорость и направление дрейфа льдов и т.п.	ИК-радиометр СВЧ-радиометр РСА, альтиметр		
Состояние поверхности моря, волнение	Длина, высота и направление распространения поверхностных волн	РСА, СВЧ-радиометр альтиметр		
Цвет воды, биопродуктивность	Цвет воды, концентрация хлорофилла, фитопланктона, концентрация взвеси	спектрорадиометр фотокамеры		





Поля и явления Мирового океана исследуемые дистанционными методами зондирования

	Поля и явления Мирового океана	Параметры и характеристики	Датчик
	Морские течения, динамика	Скорость и направление течения, морфологическая структура, градиент	ИК-радиометр спектрорадиометр
	водных масс, фронтальные зоны	температуры	РСА альтиметр
	Мезо/мелкомасштабные явления		ИК-радиометр
Ì	на морской поверхности	Вихри, проявление внутренних волн,	спектрорадиометр РСА
si .	Загрязнение нефтяными углеводородами и поверхностно	Цвет воды, ослабление поверхностных	ИК-радиометр
	активными веществами	капиллярных волн	PCA
	Рельеф дна	Формы рельефа дна мелководного шельфа, морфология дна Мирового океана	альтиметр
		Глобальное поле силы тяжести и его временные вариации, вызванные перераспределениями атмосферных	акселерометр
	Гравитационное поле	масс, океанической циркуляцией, изменениям уровня моря за счет таяния полярного льда и т.д.	трехосный градиентометр





Основы метода

- История развития
- Геометрия метода
- **Сеодезические** и

изомаршрутные программы

- Рабочая частота альтиметра
- Определение расстояния от альтиметра до подстилающей поверхности
- Площадь сегмента отражения





История развития спутниковой альтиметрии

Развитие спутниковой альтиметрии условно можно разделить на три этапа:

□<u>Первый этап</u> (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.

○<u>Второй этап</u> (с 1985 г. по 1992 г.) — проведение целенаправленных спутниковых экспериментов GEOSAT, Гео-ИК-1 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.).

				Параметры орбиты			
_		Время активной	Macca,	Высота,			Период
Программа		работы, месяц/год	кг	перигей	апогей	Наклонение, <i>градусы</i>	повторяемости ² , <i>сутки</i>
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	2200	761	765	108	17
		09/1978 – 10/1978	2300				3
GEOSAT	геодезическая программа	03/1985 – 11/1986	635	775	779	108,1	~23
GEOSAT	изомаршрутная программа	11/1986 – 12/1989	033				17
Гео-ИК-1 № 1 ¹ (Космос-1660)		07/1985 – 10/1986	1500	1482	1525	73,6	-
Гео-ИК-1 № 2 ¹ (Космос-1732)		03/1986 - 03/1986	1500	1480	1525	73,6	-
Гео-ИК-1 № 3 1 (Космос-1803)		12/1986 – 12/1987	1500	1497	1504	82,6	-
Гео-ИК-1 № 4 1 (Косм	Гео-ИК-1 № 4 1 (Космос-1823)		1500	1479	1524	73,6	-
Гео-ИК-1 № 5 1 (Косм	Гео-ИК-1 № 5 1 (Космос-1950)		1500	1484	1522	73,6	-
1	1		1500	1485	1524	73,6	-
<u>Гео-ИК-1 № 6 1 (Космос-2037)</u> Гео-ИК-1 № 7 1 (Космос-2088)		08/1990 - 03/1993	1500	1484	1524	73,6	-
	Фазы А, В	07/1991 – 03/1992					3
ERS-1	Фаза С	04/1992 – 12/1993	2384				35
	Фаза D	12/1993 – 04/1994		774	775	98,5	3
Фазы Е ¹ , F ¹ Фаза G		04/1994 - 03/1995	1				~168
		04/1995 – 06/1996					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

	1 1/2			Параметры орбиты			
Программа		Время активной	Масса, <i>кг</i>	Высота,			Период
		работы, месяц/год		перигей	апогей	Наклонение, <i>градусы</i>	повторяемости ² , <i>сутки</i>
TOPEX/ Poseidon	Фаза А	08/1992 - 08/2002	2402	1331	1344	66,04	10
Гео-ИК-1 № 8 ¹ (Кос	Фаза В мос_2226)	09/2002 - 01/2006 01/1993 - 07/1993	1500	1479	1525	73.6	_
Гео-ИК-1 № 9 ¹ (Гео		12/1994 – 07/1995	1500	1481	1526	73,6	_
ERS-2	THE STATE OF THE S	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 Фаза В	12/2001 - 01/2009 02/2009 - 02/2012	500	1337	1343	66,2	10
	Фаза С	05/2012 - 07/2013				66,042	~406
ENVISAT		03/2002 - 04/2012	7 991	783	785	98,6	35
ICESsat		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		04/2010 – настоящее время	720	720	730	92.0	~369
HaiYang-2A изомаршрутная программа (HY-2A) геодезическая программа		08/2011 – настоящее время	513	963.6	965	99.3	14 ~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	27
Гео-ИК-2 № 12 (Космос-2517)		04/2016 – настоящее время	1500	949	950.	99,3	17
Sentinel-3b		04/2018 – настоящее время	1200	809	811	98,65	27

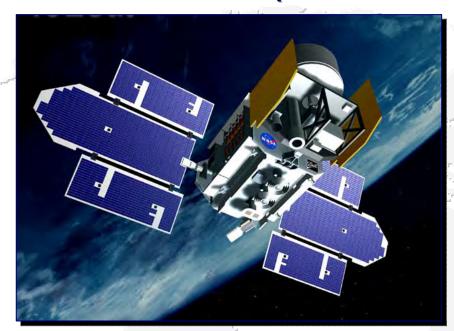
^{1 –} геодезические программы (для российских программ в скобках указан спутник-носитель)





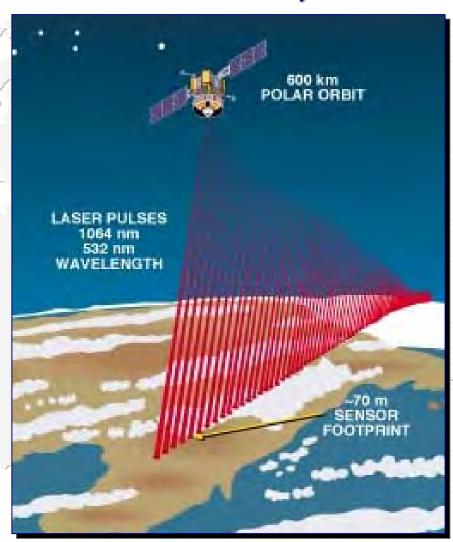
² – для изомаршрутных программ

Альтиметрическая программа спутника ICESat (Ice, Cloud and land Elevation Satellite)





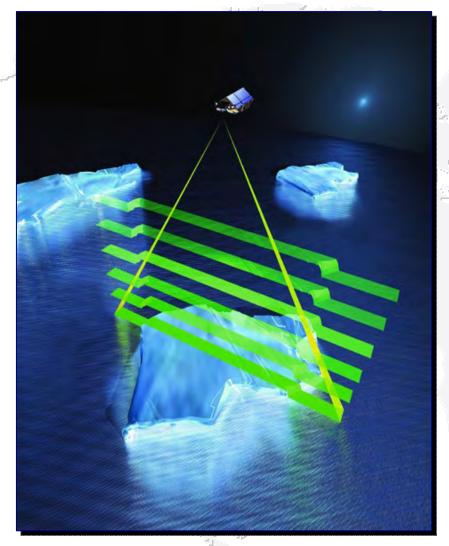
Geoscience Laser Altimeter System (GLAS)







Альтиметрическая программа спутника CryoSat





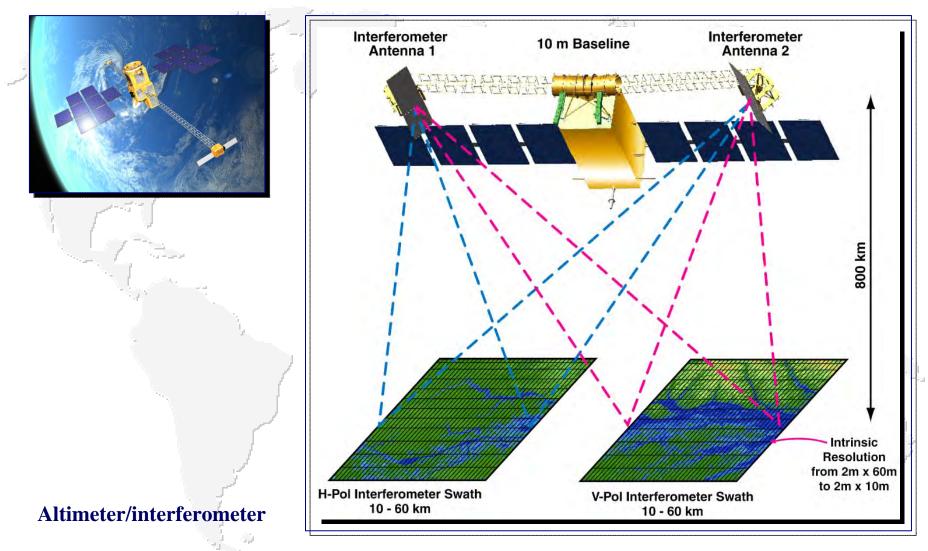


SAR Interferometer Radar Altimeter (SIRAL)





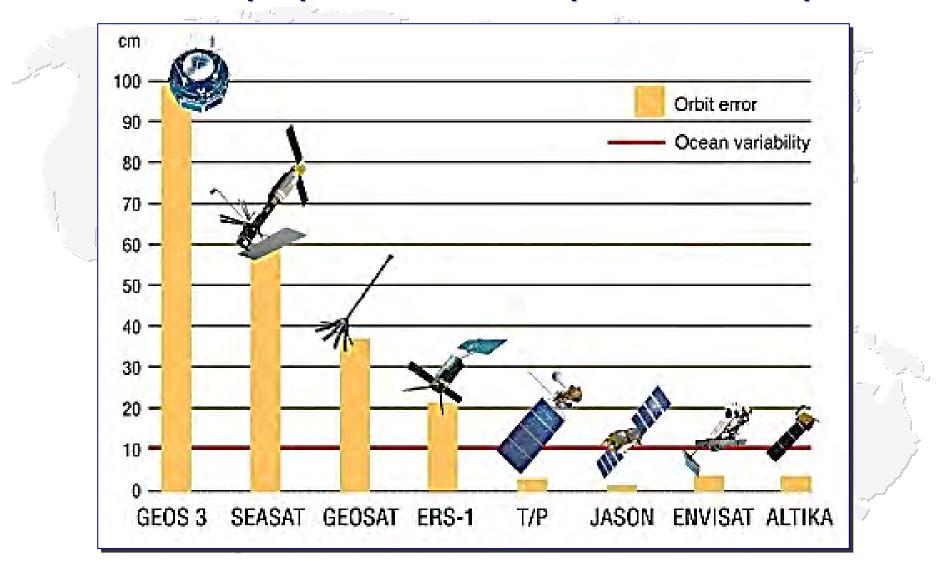
Альтиметрическая программа спутника SWOT (Surface Water Ocean Topography)







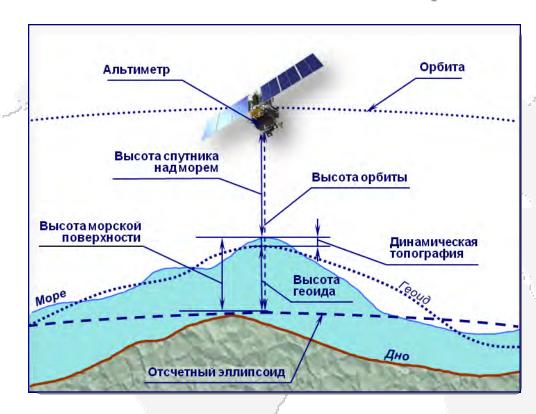
Точность расчета высоты орбиты основные программы альтиметрических измерений







Геометрия метода



Помимо этого спутниковая альтиметрия позволяет анализировать:

- амплитуду скорости приводного ветра
- значимые высоты морских волн

 H_{g} — высота геоида или эквипотенциальной поверхности 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,

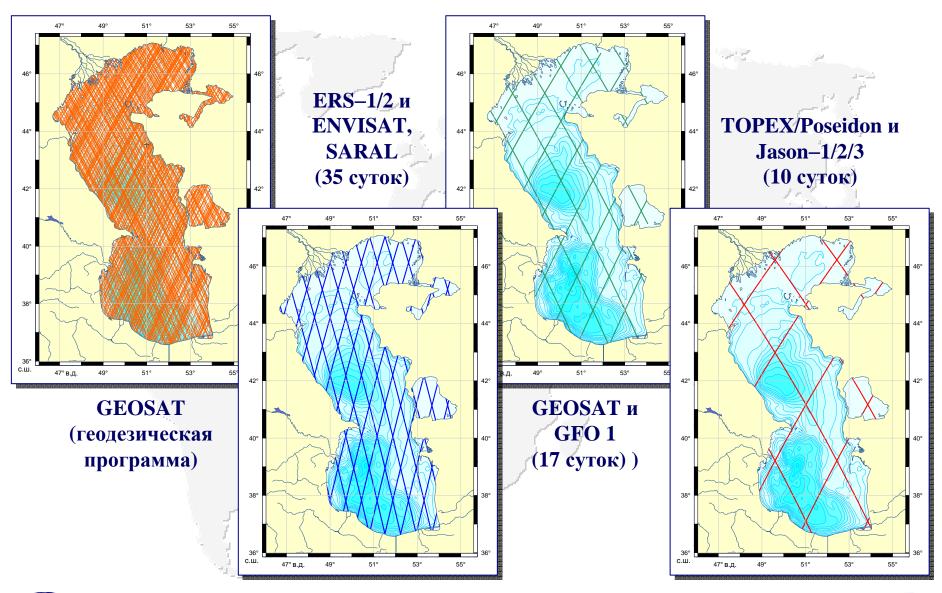
инструментальными

ошибками и состоянием

подстилающей поверхности: $H_{ssh} = H_{orb} - H_{alt} - \Sigma \Delta H_i$ динамическая топография как отклонения морской поверхности относительно геоида: $H_{dt} = H_{ssh} - H_g$



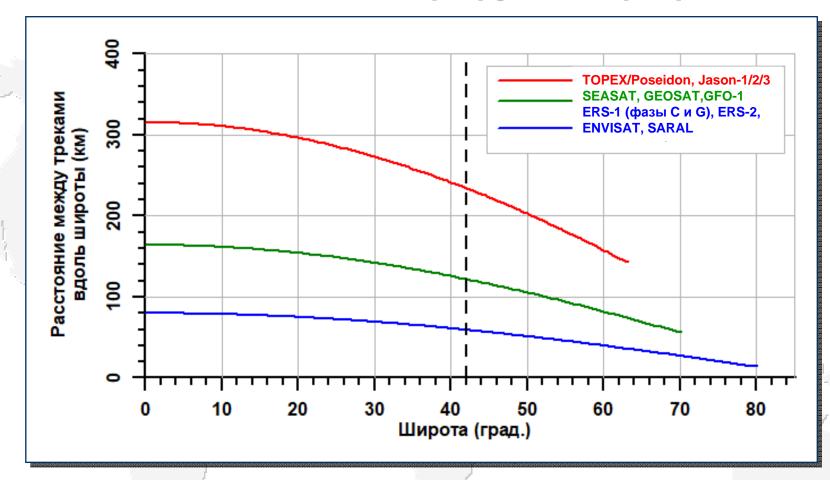
Геодезические и изомаршрутные программы







Геодезические и изомаршрутные программы

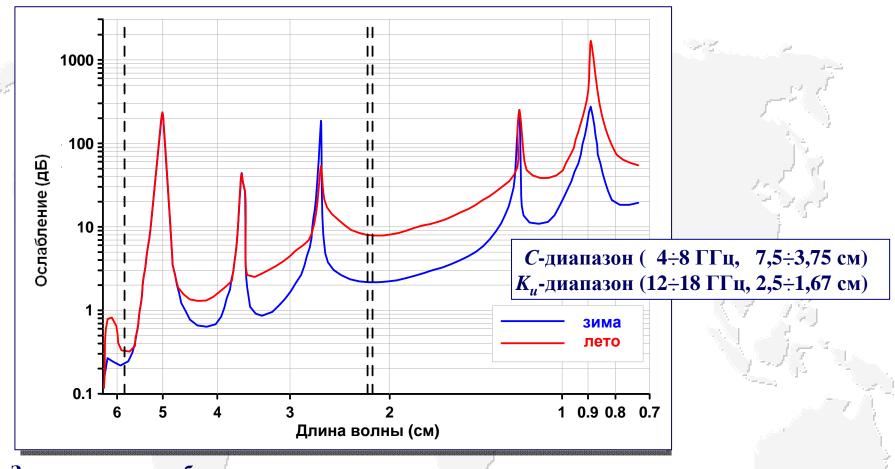


Зависимость расстояния между треками одного типа вдоль параллелей от широты для различных изомаршрутных программ спутников T/P и J1/2 (период повторяемости около 10 суток); SEASAT, GEOSAT и GFO-1 (17 суток) и ERS-1 (фазы С и G), ERS-2, ENVISAT и SARAL (35 дней).





Рабочая частота альтиметра



Зависимость ослабления электромагнитного излучения атмосферой от длины волны. Вертикальными пунктирными линиями показаны длины волн и рабочие частоты, а желтым цветом интервал длин волн и рабочих частот современных альтиметров





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 С, Ки, К и Ка.

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





Основные типы альтиметров и точность измерения высоты морской поверхности

Альтиметер	Спутник носитель	Высота орбиты, <i>км</i>	Рабочая частота, <i>ГГ</i> ц	Длительность импульса, <i>нс</i>	Частота повторения импульсов, <i>МГц</i>	Диаметр антенны <i>м</i>
S-193	Skylab–IV (орбитальная станция)	435	1,9	12	250	1,15
ALT	GEOS-3	840	13,9	12,5	100	0,6
ALT	SEASAT	800	13,5	3,125	1020	1
Radar ALT	GEOSAT	800	13,5	3,125	500	1,04
	Гео-ИК ⊘ № 19	1500	9,5			
RA	ERS#1/2	780	13,8	12,121 ¹ 3,03	1020	1,2
Гребень	Природа (модуль орбитальной станции «Мир»)	400	13,76			
			13,575	3,125	4200	
TOPEX NRA	morry/p 11	1200		10	1220	1,5
	TOPEX/ Poseidon	1300	5,3	3,125	1220	
Poseidon 21			13,65	3,125	1718	1,2
GFO Z RA	GFO 📶	880	13,5	3,125	500	1
			13,575	3,125	2060	1,2
Poseidon 72	Jason 7 1	1300	5.2	10		
			5,3	3,125		
				50		
RA2	ENVISAT	800	13,575	12,5	1795,33	1.5
KAZ	ENVISAT	800		3,125		1,5
			3,2	6,25	448,83	
			13,575	3,125		1,2
Poseidon 28	Jason ®	1330	5,3	10	2060	
			3,3	3,125		
				3,125		
HYZRA HY-2A 100 13,58		12,5	2000	1,4		
HIWA	111-2A	100		50	2000	1,4
			5,25	6,25		
Poseidon@b	Jason Z 8	1330	13,575	3,125	2060	1,2
			5,3	, in the second second		· ·
AltiKa	SARAL/AltiKa	780	13,75	0,1	3800	1
SRAL	Sentinel-3a	810		13,575 2,857	1920	1,2
SKAL	Sentinel-3b	010	5,41	3,125	1720	1,2
			13,5	3,125	_	
SADKOZ	ГЕОИК № №11	ОИК № 11 1000	5,3	10	2060	1,2
				3,125		





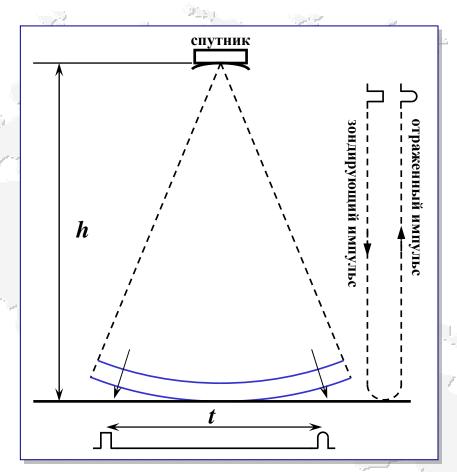


Определение расстояния от альтиметра до подстилающей поверхности

По времени возврата зондирующего радиоимпульса

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

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

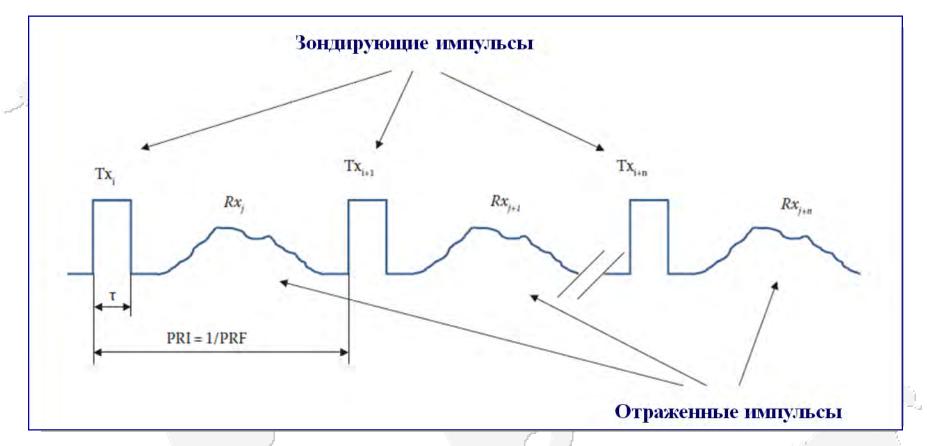


Принципиальная схема работы альтиметра





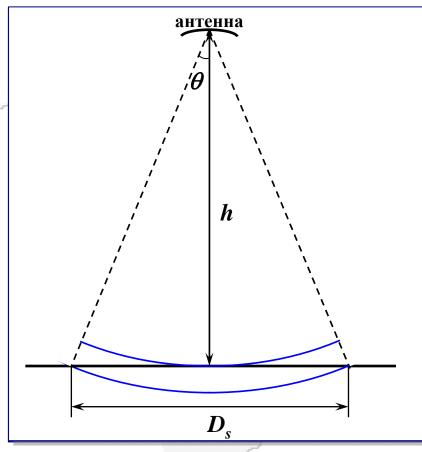
Частота повторения зондирующих импульсов



Хронограмма принципа работы альтиметра (au_{pulse} — 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 $dh = \pm c \cdot au_{pulse} / 2$







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

 D_s определяется как

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

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:

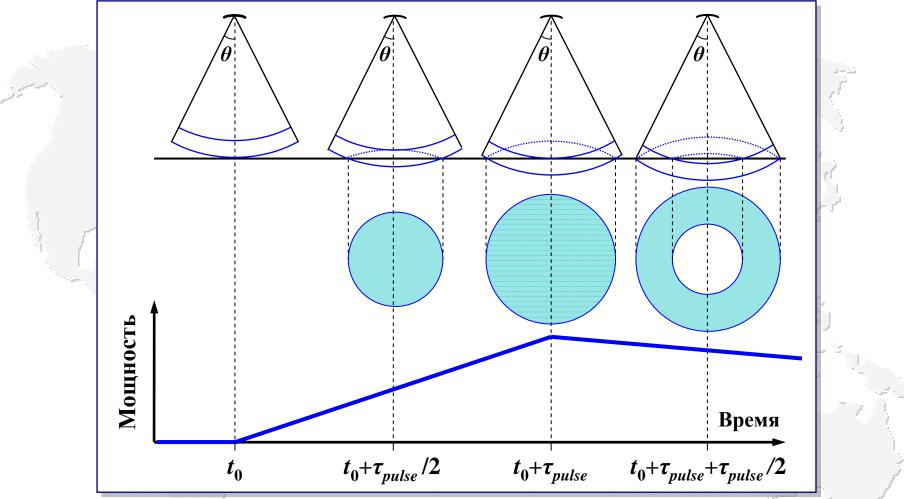
$$D_s = 2.44 h (\lambda/D_a)$$
.

Так, для альтиметра Садко, расположенного на борту спутни

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.



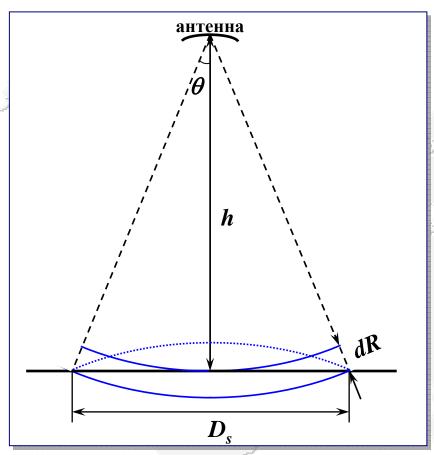




Зависимость формы и площади сегмента зеркальной подстилающей поверхности, с которого отражается зондирующий импульс альтиметра от времени (θ – угловое разрешение антенны альтиметра, au_{pulse} – длительность зондирующего импульса)







Практически зондирование подстилающей поверхности производится импульсом с

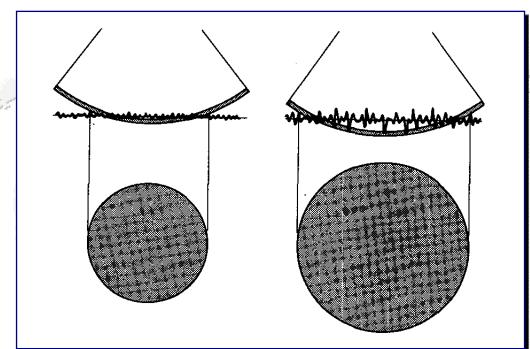
длительностью au_{pulse} . Поэтому размеры сегмента подстилающей поверхности, от которого отражается радиоимпульс, определяются не только расстоянием от спутника до поверхности h, но и временем касания переднего и заднего фронта зондирующего импульса отражающей поверхности. В этом случае диаметр сегмента отражающей поверхности определяется как

$$\left(D_{s}/2\right)^{2}+h^{2}=(h+dR)^{2}=h^{2}+dR^{2}+2hdR$$
 где dR — расстояние между передним и задним фронтами зондирующего

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







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,

 au_{pulse} – длительность зондирующего импульса)

1. Fedor (1979):

$$D_s = 2\pi h \sqrt{\left(c\tau_{pulse}\right)^2 + \left(0,5h_{swh}\right)^2}, \qquad D_s = 2\pi h \sqrt{\left(c\tau_{pulse}\right)^2 + h_{swh}^2},$$

3. Chelton et al. (1989):

$$D_{s} = \frac{2\pi h \left(c\tau_{pulse} + 2h_{swh}\right)}{1 + h/R},$$

2. Dobson et al. (1987):

$$D_{s} = 2\pi h \sqrt{\left(c\tau_{pulse}\right)^{2} + h_{swh}^{2}}.$$

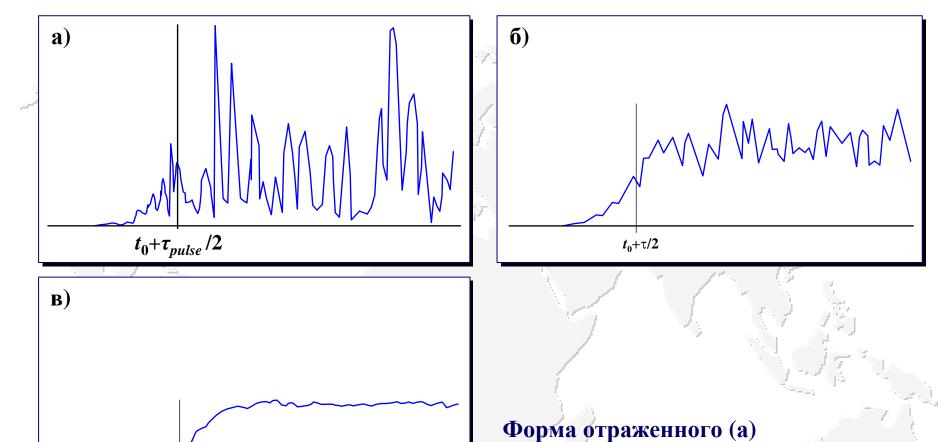
4. Parke & Walsh (1995):

$$D_{s} = \frac{2\pi h \sqrt{\left(c\tau_{pulse}\right)^{2} + \left(1,18h_{swh}\right)^{2}}}{1 + h/R}$$





Осреднение отраженного импульса





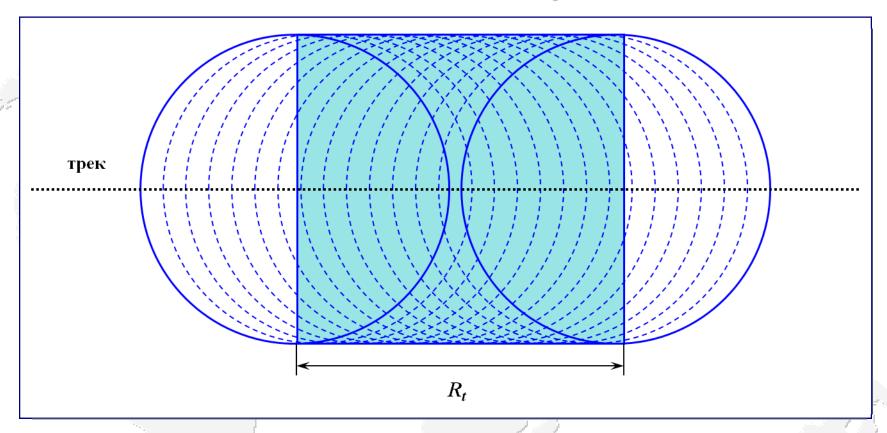


одиночного импульса и

и (в) 100 импульсов

результаты осреднения (б) 25-ти

 $t_0 + \tau_{pulse}/2$



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

Обработка данных на борту спутника

Наземный сегмент системы обработки данных

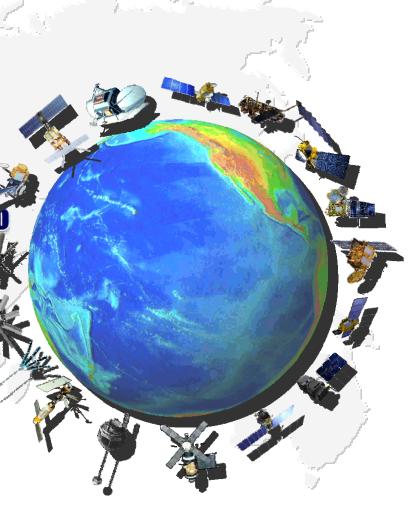
> Анализ формы отраженного импульса (ретрегкинг)

⇒ Расчет поправок

Формирование баз данных спутниковой альтиметрии

Верификация данных

🗢 Базы данных

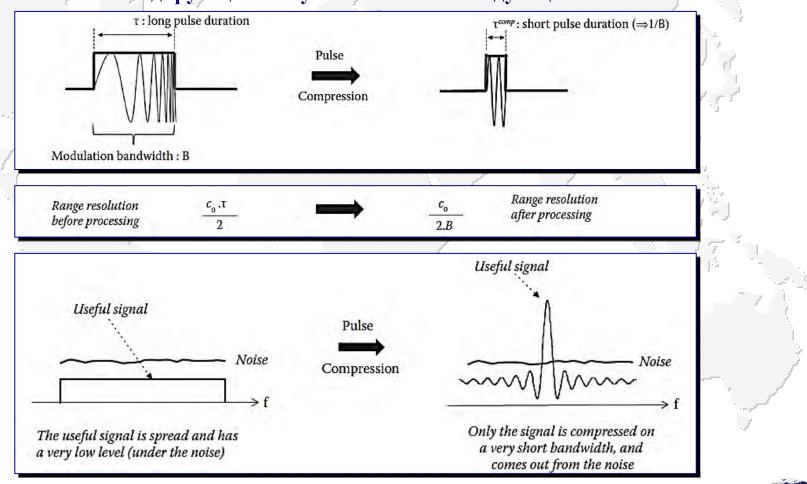






Сжатие зондирующих импульсов

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 отношение сигнал/шум. Таким образом, для повышения разрешения альтиметра используется зондирующий импульс с частотной модуляцией.

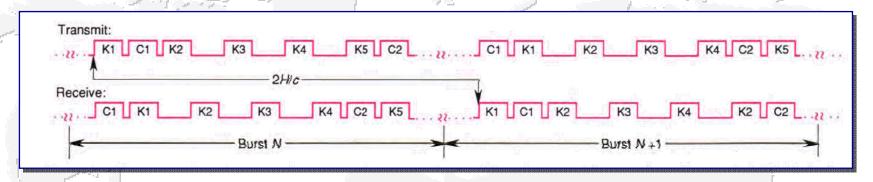




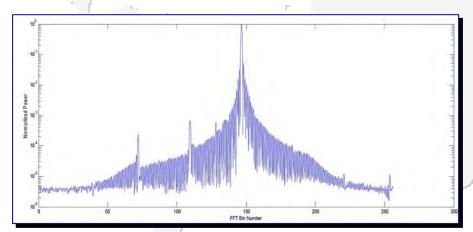


Обработка данных на борту спутника

Определение времени между посылкой зондирующего импульса и моментом приема отраженного импульса



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



Нормированная мощность отраженного импульса

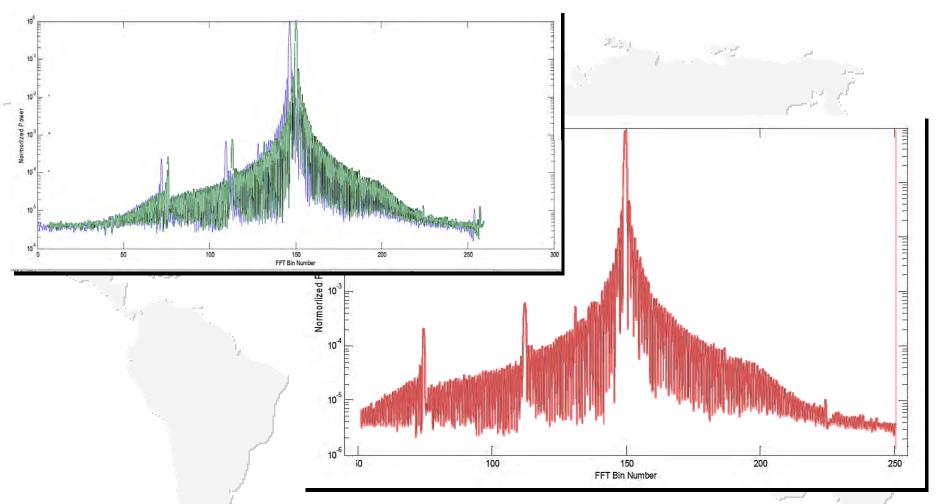


Мощность отраженного импульса после Фурье преобразования – «форма» отраженного импульса





Обработка данных на борту спутника

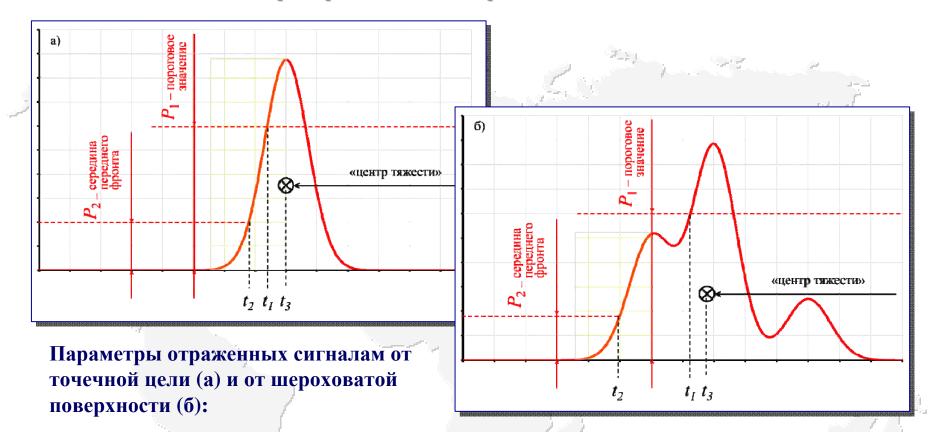








Выбор времени отражения сигнала

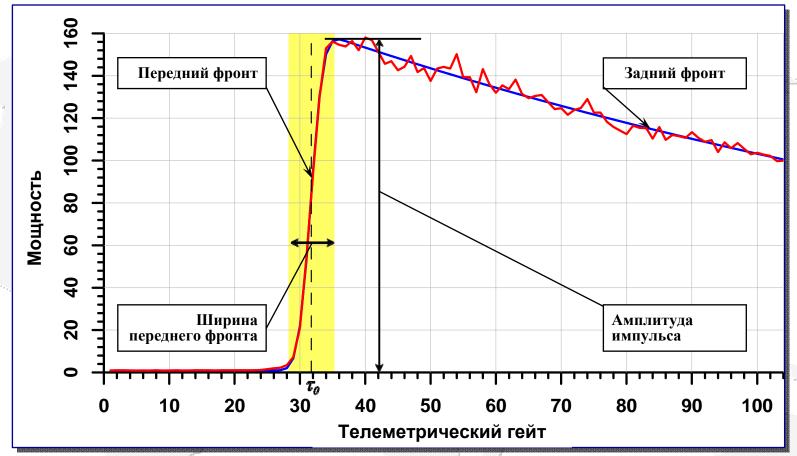


- t_1 время превышения порогового значения;
- t_2 время, соответствующее середине переднего фронта (выделен желтым цветом);
- t₃ время, соответствующее «центру тяжести» фигуры, образованной изображением отраженного сигнала на линейной временной развертке





Анализ формы отраженного импульса



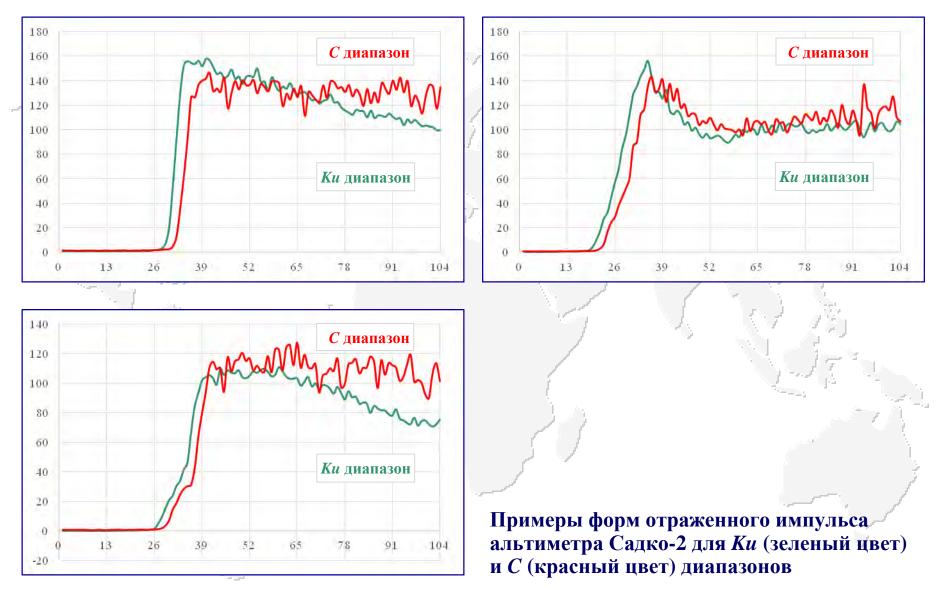
Форма импульса, отраженного от безграничной подстилающей поверхностью, аппроксимированная по формуле Брауна (синяя линия) и осредненная за 1 с форма отраженного импульса для условий открытого океана (красная линия), где τ_0 – середина переднего фронта или «эпоха».

Желтой областью выделена ширина переднего фронта, зависящая от значимых высот



ВОЛН (h_{swh}) Десятая Международная Школа-семинар «Спутниковые методы и системы исследования Земли», Таруса, 9–12 апреля 2019г.

Формы отраженного импульса







Формы отраженного импульса

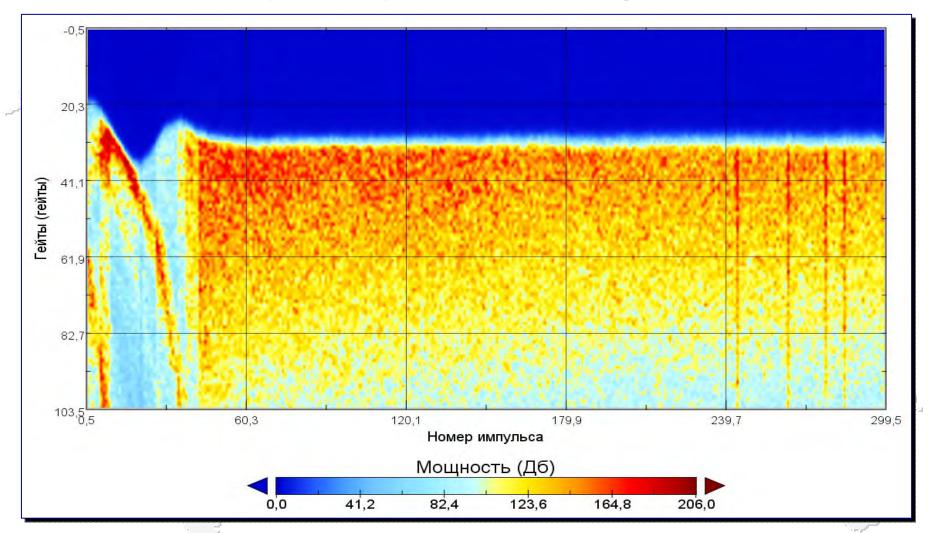


Диаграмма форм отраженного импульса альтиметра Садко-2 для Ки диапазона в районе Антарктиды





Классификация форм отраженного импульса





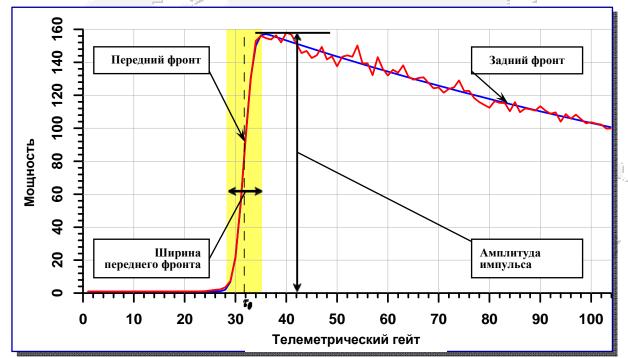


Анализ формы отраженного импульса (ретрекинг)

Алгоритмы ретрекинга разделяются на:

- lacktriangle эмпирические или параметрические (алгоритм центра тяжести или алгоритм Ice-1 , eta ретрекинг и т.д.),
- аналитические (по формуле Брауна, по формуле Брауна-Хайне, алгоритмы Ocean-1 и 2, алгоритм Ice-2 и т.д.)
- э статистические (метод оценки максимального правдоподобия и т.д.).
- э региональные.

Форма импульса, отраженного от безграничной подстилающей поверхностью, аппроксимированная по формуле Брауна (синяя линия) и осредненная за 1 с форма отраженного импульса для условий открытого океана (красная линия), где au_0 — середина переднего фронта или «эпоха». Желтой областью выделена ширина переднего фронта, зависящая от значимых высот волн (h_{swb})







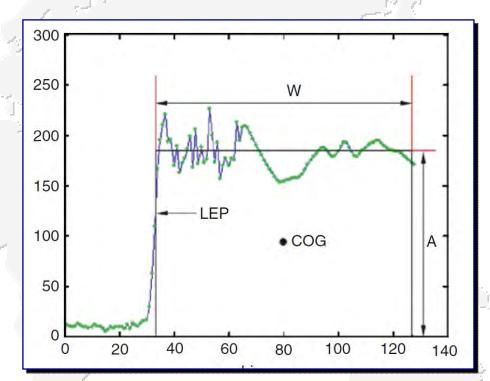
Алгоритм центра тяжести (Ice-1)

Центрирование мощности отраженного сигнала проводится по алгоритму центра тяжести по амплитуде (A), ширине (W), положению центра тяжести волны (COG) и положение середины переднего фронта (LEP)

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

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

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



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





Теоретическая модель формы отраженного импульса

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

$$P(t) = P_{FSI}(t) \otimes s_r(t) \otimes q_s(t)$$

 $P_{FSI}(t)$ — 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:

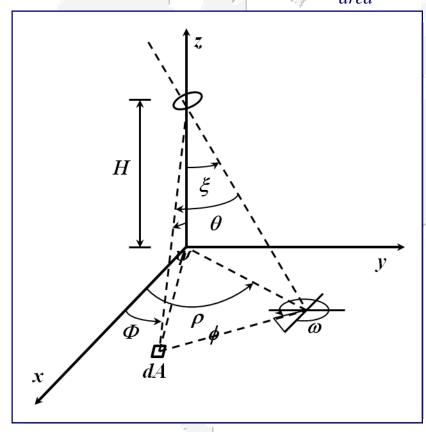
- отражающая поверхность содержит достаточно большое число независимых отражающих элементов;
- статистики возвышений поверхности являются постоянными в пределах освещаемой радаром поверхности;
- отражение является скалярным процессом без эффектов поляризации;
- нормированное сечение обратного рассеяния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





Модель Брауна

$$P_{FSI}(t) = \left(\frac{\lambda^{2}}{4\pi}\right)^{3} L_{P} \int_{\substack{\text{illuminated}\\ \text{area}}} \left(\delta\left(t - \frac{2r}{c}\right)G^{2}(\theta, \omega)\sigma(\psi, \phi)/r^{4}\right) dA$$



 длина волны зондирующего импульса радиовысотомера;

*L*_P – двусторонняя потеря при распространении сигнала;

S(t-2r/c)— передаточная функция с задержкой по времени, которая является дельтафункцией;

расстояние от антенны до элементарной области dA на поверхности;

 $G^{2}(\theta,\omega)$ – диаграмма направленности антенны;

 $\sigma(\psi,oldsymbol{arphi})$ — сечение обратного рассеяния на dA;

 Н – высота орбиты спутника относительно подстилающей поверхности.



Десятая Международная Школа-семинар «Спутниковые методы и системы исследования Земли», Таруса, 9– 12 апреля 2019г.

Модель Брауна

Модель Брауна
$$\frac{\partial P_1}{\partial \tau} \quad \frac{\partial P_1}{\partial h_{swh}} \quad \frac{\partial P_1}{\partial \sigma_0} \quad \frac{\partial P_1}{\partial \xi}$$

$$= M \quad M \quad M \quad M$$

$$\frac{\partial P_n}{\partial t} \quad \frac{\partial P_n}{\partial t} \quad \frac{\partial P_n}{\partial t} \quad \frac{\partial P_n}{\partial t} \quad \frac{\partial P_n}{\partial t}$$

время отражения зондирующего импульса от подстилающей поверхности;

$$G_0$$
 — нормировочный коэффициент диаграммы направленности антенны;

$$\sigma_0$$
 – коэффициент обратного рассеяния;

$$\tau = t - 2H/c$$

$$\gamma = 0,724 \cdot \sin^2 \theta_{3dB}$$

$$\Gamma(x) = \int_{0}^{\infty} t^{x-1} e^{-t} dt = \int_{0}^{1} (-\ln z)^{x-1} dz$$

диаграммы направленности антенны на уровне 3 дБ по мощности;

$$\Gamma(x)$$
 – Гамма функция;

функция Бесселя *п*-го порядка.





Модель Брауна

$$P(t) = \frac{P_0 \sigma_0}{2H^4} \exp\left(-\left(\frac{4}{\gamma} + \alpha\right) \frac{c}{H} \left(t - \tau_0\right)\right) \times \left(1 + \operatorname{erf}\left(\frac{c(t - \tau_0)}{\sqrt{2}\sqrt{s^2 + c^2 \tau_{pulse}^2}}\right)\right) \times \left(1 + \operatorname{erf}\left(\frac{c(t - \tau_0)}{\sqrt{2}\sqrt{s^2 + c^2 \tau_{pulse}^2}}\right)\right) \times \left(1 + \operatorname{erf}\left(\frac{c(t - \tau_0)}{\sqrt{2}\sqrt{s^2 + c^2 \tau_{pulse}^2}}\right)\right) \times \left(1 + \operatorname{erf}\left(\frac{c(t - \tau_0)}{\sqrt{2}\sqrt{s^2 + c^2 \tau_{pulse}^2}}\right)\right) \times \left(1 + \operatorname{erf}\left(\frac{c(t - \tau_0)}{\sqrt{2}\sqrt{s^2 + c^2 \tau_{pulse}^2}}\right)\right) \times \left(1 + \operatorname{erf}\left(\frac{c(t - \tau_0)}{\sqrt{2}\sqrt{s^2 + c^2 \tau_{pulse}^2}}\right)\right) \times \left(1 + \operatorname{erf}\left(\frac{c(t - \tau_0)}{\sqrt{2}\sqrt{s^2 + c^2 \tau_{pulse}^2}}\right)\right) \times \left(1 + \operatorname{erf}\left(\frac{c(t - \tau_0)}{\sqrt{2}\sqrt{s^2 + c^2 \tau_{pulse}^2}}\right)\right) \times \left(1 + \operatorname{erf}\left(\frac{c(t - \tau_0)}{\sqrt{2}\sqrt{s^2 + c^2 \tau_{pulse}^2}}\right)\right) \times \left(1 + \operatorname{erf}\left(\frac{c(t - \tau_0)}{\sqrt{2}\sqrt{s^2 + c^2 \tau_{pulse}^2}}\right)\right) \times \left(1 + \operatorname{erf}\left(\frac{c(t - \tau_0)}{\sqrt{2}\sqrt{s^2 + c^2 \tau_{pulse}^2}}\right)\right) \times \left(1 + \operatorname{erf}\left(\frac{c(t - \tau_0)}{\sqrt{2}\sqrt{s^2 + c^2 \tau_{pulse}^2}}\right)\right) \times \left(1 + \operatorname{erf}\left(\frac{c(t - \tau_0)}{\sqrt{2}\sqrt{s^2 + c^2 \tau_{pulse}^2}}\right)\right) \times \left(1 + \operatorname{erf}\left(\frac{c(t - \tau_0)}{\sqrt{2}\sqrt{s^2 + c^2 \tau_{pulse}^2}}\right)\right) \times \left(1 + \operatorname{erf}\left(\frac{c(t - \tau_0)}{\sqrt{2}\sqrt{s^2 + c^2 \tau_{pulse}^2}}\right)\right) \times \left(1 + \operatorname{erf}\left(\frac{c(t - \tau_0)}{\sqrt{2}\sqrt{s^2 + c^2 \tau_{pulse}^2}}\right)\right) \times \left(1 + \operatorname{erf}\left(\frac{c(t - \tau_0)}{\sqrt{2}\sqrt{s^2 + c^2 \tau_{pulse}^2}}\right)\right) \times \left(1 + \operatorname{erf}\left(\frac{c(t - \tau_0)}{\sqrt{2}\sqrt{s^2 + c^2 \tau_{pulse}^2}}\right)\right) \times \left(1 + \operatorname{erf}\left(\frac{c(t - \tau_0)}{\sqrt{2}\sqrt{s^2 + c^2 \tau_{pulse}^2}}\right)\right) \times \left(1 + \operatorname{erf}\left(\frac{c(t - \tau_0)}{\sqrt{2}\sqrt{s^2 + c^2 \tau_{pulse}^2}}\right)\right) \times \left(1 + \operatorname{erf}\left(\frac{c(t - \tau_0)}{\sqrt{2}\sqrt{s^2 + c^2 \tau_{pulse}^2}}\right)\right) \times \left(1 + \operatorname{erf}\left(\frac{c(t - \tau_0)}{\sqrt{2}\sqrt{s^2 + c^2 \tau_{pulse}^2}}\right)\right)$$

$$\times \exp\left[-\frac{4}{\gamma}\sin^2\xi - \frac{c}{H}(t-\tau_0)\left(\frac{4}{\gamma}\cos 2\xi + \alpha\right)\right]I_0\left(\frac{4}{\gamma}\sin 2\xi\sqrt{\frac{c}{H}(t-\tau_0)}\right)$$

время

«эпоха»

коэффициент обратного рассеяния

угол отклонения антенны от положения надира

средняя высота шероховатости подстилающей

поверхности (зависит от значимой высоты волны h_{swh})

расстояние от спутника до поверхности

мощность зондирующего импульса

радиус Земли

угловое разрешение антенны

длительность зондирующего импульса. au_{pulse}

функция Бесселя

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

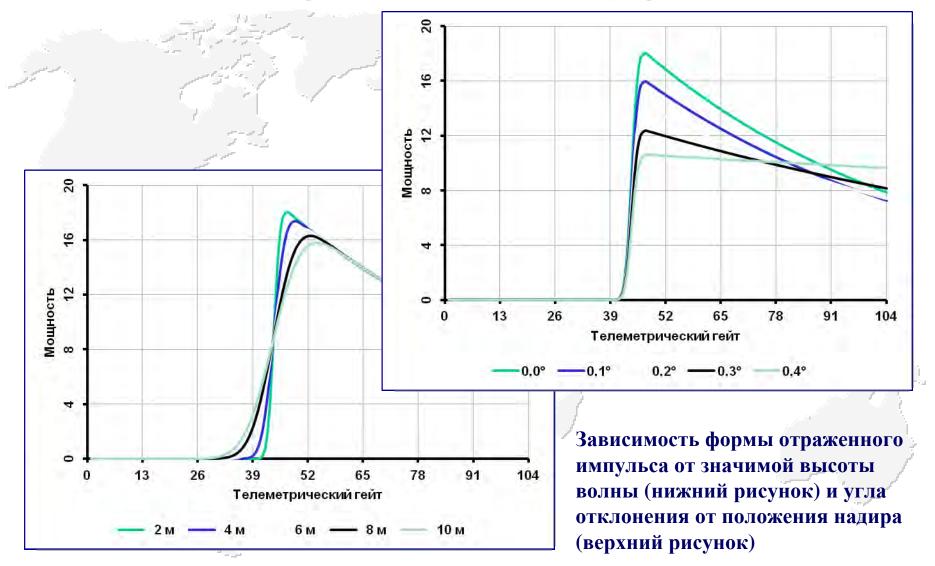
$$\gamma = \frac{\sin^2(\theta)}{2\ln(2)}$$

$$I_0(z)=1$$





Теоретические формы отражения импульса по модели Брауна







Модифицированная формула Брауна

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

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

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

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

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

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

«эпоха», номер гейта

коэффициент обратного рассеивания

значимая высота морских волн

угол отклонения надира

угловое разрешение антенны

расстояние от спутника до поверхности

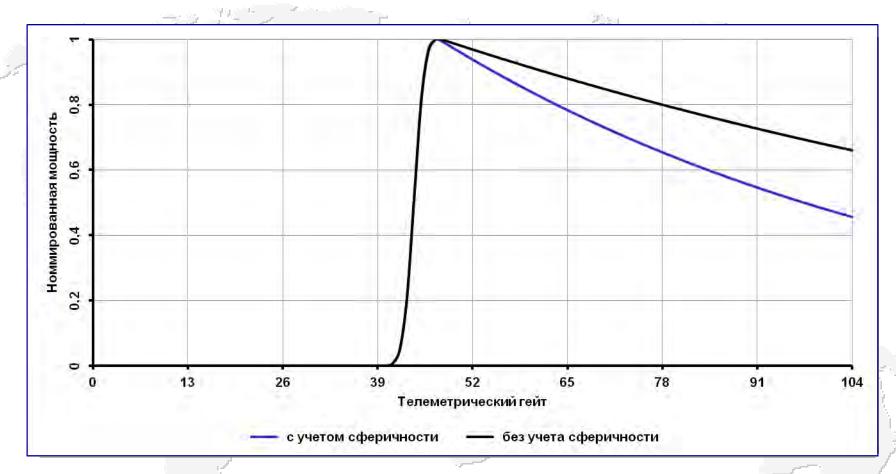
радиус Земли

скорость света





Теоретические формы отражения импульса по модели Брауна



Зависимость нормированной мощности отраженного импульса от времени с учетом и без учета сферичности





Развитие теоретической модели формы отраженного импульса

Развитие модели Брауна:

$$P(t) = A \exp(-v) \left[1 + erf(u) \right]$$

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

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

○ Использование различных разложений функций Бесселя и разные порядки ортогональных полиномов Чебышева-Эрмита *H*_n

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

Э Использование различных распределений плотность вероятности возвышений морской поверхности.





Метод максимального правдоподобия (MLE – Maximum Likelihood Estimator)

Это универсальный метод оптимального оценивания неизвестных параметров, если известен вид функции распределения. Для обработки данных спутниковой альтиметрии функция правдоподобия имеет вид:

$$\chi^{2}(\theta_{j}) = \sum_{i=1}^{n} \left(-N \frac{\bar{P}_{i}}{P_{i}(\theta_{j})} - N \ln P_{i}(\theta_{j}) \right)^{2}$$

 N – количество отдельных форм импульса, усреднённых для формирования измеренного сигнала

N - количество гейтов

Р. – теоретическая мощность отраженного сигнала

 $\overline{P}_{i}/-$ реальная мощность отраженного сигнала

 $\hat{\theta_i}$ – оцениваемые параметры ($i=2\div 4$)



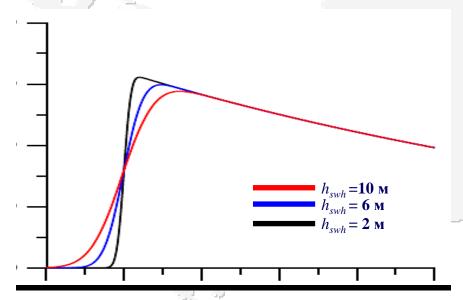


Значимая высота ветровых волн

Уравнение свертки

$$P(t) = P_{FSI}(t) \otimes s_r(t) \otimes q_s(t)$$

 $q_{_S}(\ t\)$ — плотность вероятности возвышений морской поверхности



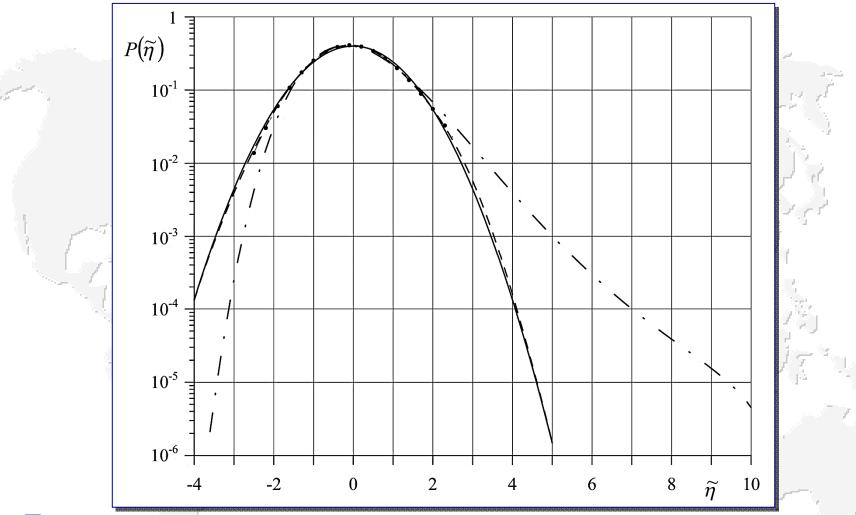
- Э Линейная модель (распределение Гаусса)
 - не учитывает асимметрии и эксцесса распределения возвышений взволнованной морской
- → Нелинейная модель Грама-Шарлье (распределение Грама-Шарлье)
 - возвышения морской поверхности
 ≤ 2,5 м
- Э Комбинированная модель
 - распределение Грама-Шарлье (возвышения морской поверхности ≤ 2,5 м)
 - распределение Гаусса-(возвышения морской поверхности > 2,5 м)

Примеры сглаженных форм отраженного импульса для различной степени волнения морской поверхности





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)





Поиск решения по аналитическим алгоритмам

Обеспечение максимально точного подбора параметров аналитического алгоритма ретрекинга для реальных измерений осуществляется поиск минимума функционала ошибки

$$\left|V_i(t_i)-P(t,\tau_0,h_{swh},\sigma_0,\xi)\right| \rightarrow \min$$

 V_i — измеренная мощность отраженного импульса

аналитическая формула мощности отраженного импульса выбранного алгоритма ретрекинга

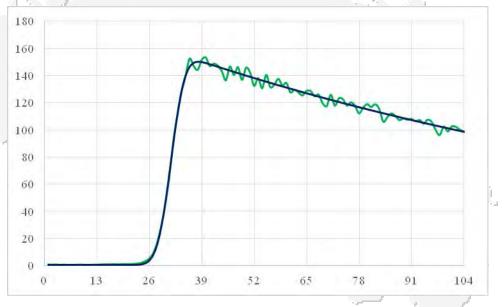
t - время

т – «эпоха», номер гейта

σ₀ – коэффициент обратного рассеивания

 h_{swh} — значимая высота морских волн

 ξ — угол отклонения антенны от положения надира



Примеры формы отраженного импульса альтиметра Садко-2 для *Ки* (зеленый цвет) и результаты решения по формуле Брауна (синий цвет)





Поиск решения по аналитическим алгоритмам

Используя итерационный метод наименьших квадратов, подбираем параметры математической модели для осреднённой формы сигнала.

$$\min \overline{X} = (B^T \cdot B)^{-1} \cdot B^T \cdot \overline{L}$$

где B — матрица частных производных; L — вектор разниц реального и смоделированного сигнала; X — вектор определяемых поправок.

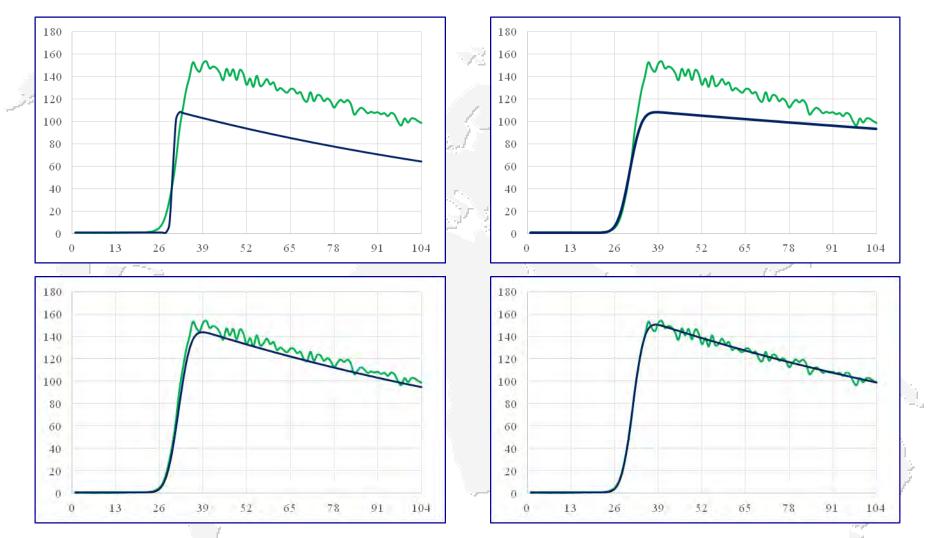
$$\overline{X} = \begin{bmatrix} \Delta \tau \\ \Delta h_{swh} \\ \Delta \sigma_0 \\ \Delta \xi \end{bmatrix} \quad B = \begin{bmatrix} \frac{\partial P_1}{\partial \tau} & \frac{\partial P_1}{\partial h_{swh}} & \frac{\partial P_1}{\partial \sigma_0} & \frac{\partial P_1}{\partial \xi} \\ M & M & M & M \\ \frac{\partial P_n}{\partial \tau} & \frac{\partial P_n}{\partial h_{swh}} & \frac{\partial P_n}{\partial \sigma_0} & \frac{\partial P_n}{\partial \xi} \end{bmatrix} \quad \overline{L} = \begin{bmatrix} V_1 - P_1 \\ M \\ V_n - P_n \end{bmatrix}$$

где n — число измерений (для Гео-ИК-2 № 12 n=104, V — мощность измеренного сигнала, P — мощность модельного сигнала.





Примеры решения по аналитическим алгоритмам



Пример поиска параметров τ , $\sigma_{0,}h_{swh}$ и ξ методом наименьших квадратов по формуле Брауна (синий цвет) для Ku (зеленый цвет).





Период волн

1. На основании закона разгона:

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

$$\log_{10}\left(T_{p}\right) = a + b\log_{10}\left(\left(\sigma_{0}h_{SWH}\right)^{\frac{1}{4}}\right)$$

3. Badulin (2014():

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

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

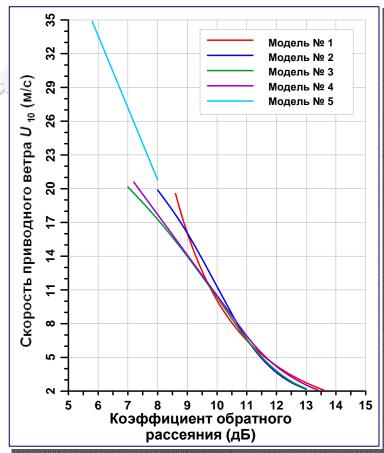
Периоды волн ближайших к бую AD06 (18.814 с.ш., 67.095 в.д.) по разным методикам за 26 января 2013 и за 24 декабря 2013 гг.

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





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):

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

3. Witter & Chelton (1991):

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

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):

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





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





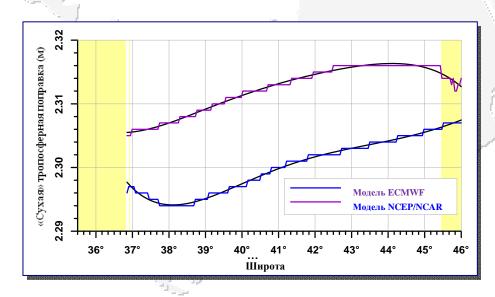
«Сухая» тропосферная поправка

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

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

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 поглощение зондирующего радиоимпульса водяным паром (<0,5 м).

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

где T_{air} – температура атмосферы на уровне моря (°К), W – интегральная влажность или влагосодержание атмосферы (г/см²).

$$dh_{wet} = -\left(1,11645410^{-3} \int_{P_{sat}}^{P_{surf}} q \, dP + 17,66543928 \int_{P_{sat}}^{P_{surf}} \frac{q}{T} \, dP\right) \times \left(1 + \overline{0},0026\cos\left(2\varphi\right)\right)$$

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.



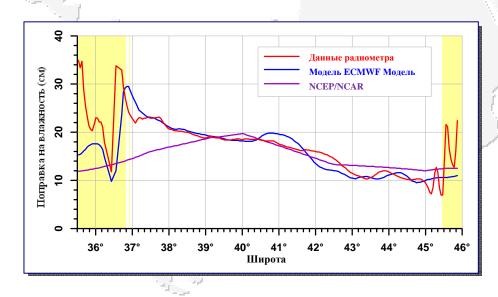


Поправка на влажность

Величина влагосодержание атмосферы может быть получена по данным микроволнового радиометра.

$$W = 0.0011 \left(\sum_{i=1}^{N} A_i \left(T_{Bi} - T_{0j} \right) \right)^2 + 0.1 \left(\sum_{i=1}^{N} A_i \left(T_{Bi} - T_{0j} \right) \right) + 2$$

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.





Ионосферная поправка

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

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

ТЕС определяется: /

- つ 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).
- lacktriangled по данным альтиметра, имеющих две рабочих частоты f_C и f_{Ku} в разных частотных диапазонах (точность 0,5 см)

$$dh_{iono_{-}f_{i}} = \frac{f_{i}^{2}}{f_{Ku}^{2} - f_{C}^{2}} \left(h_{ssh_{-}f_{Ku}} - h_{ssh_{-}f_{C}}\right)$$

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

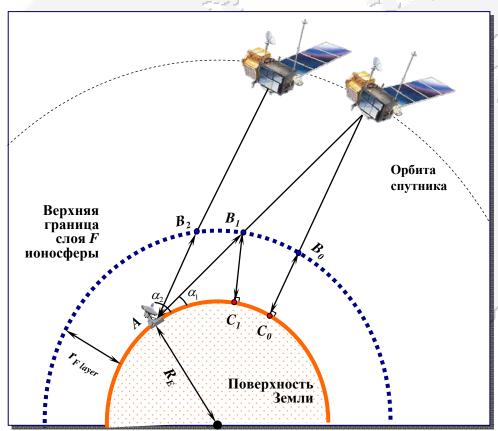




Ионосферная поправка

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

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



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

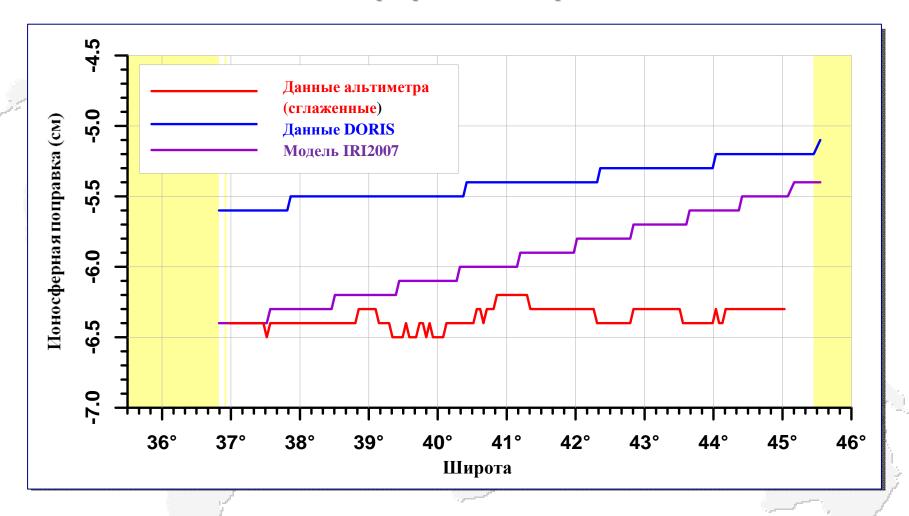
$$K_{i} = r_{F_{lay}} / \sqrt{r_{F_{lay}}^{2} - R_{E}^{2} \cos^{2}(\alpha_{i})}$$

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





Ионосферная поправка



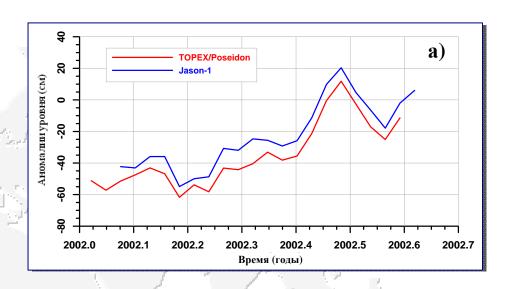
Изменчивость ионосферной поправки (см) вдоль 092 трека спутника Jason-2 на 1 августа 2012 г. (150 цикл). Желтым цветом выделены области суши.



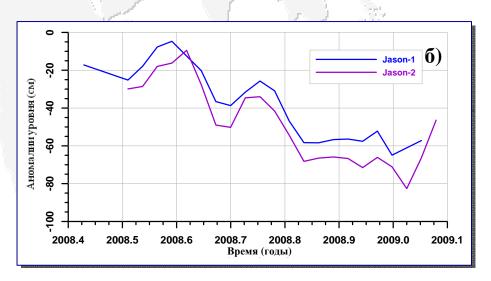


Учет систематической ошибки

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



Временная изменчивость аномалий уровня (см) Каспийского моря (а) в точке (50°49′56,7" в.д. и41°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)

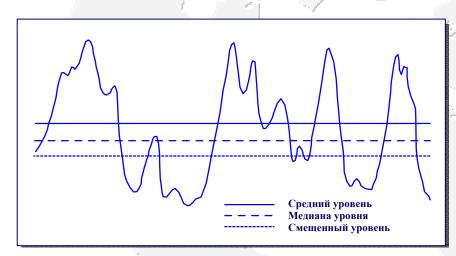






Поправки на состояние подстилающей поверхности

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

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

- Э 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

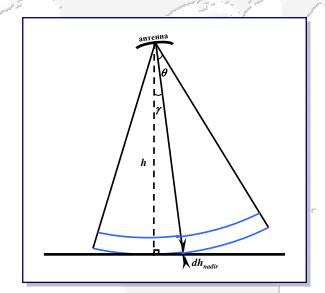
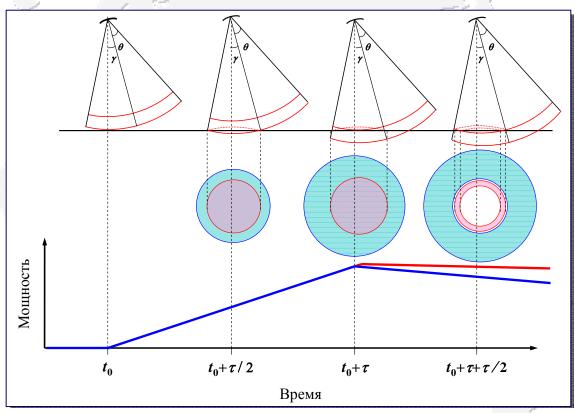


Схема отклонения альтиметра от положения надира



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

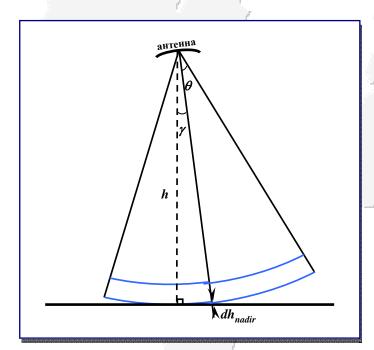
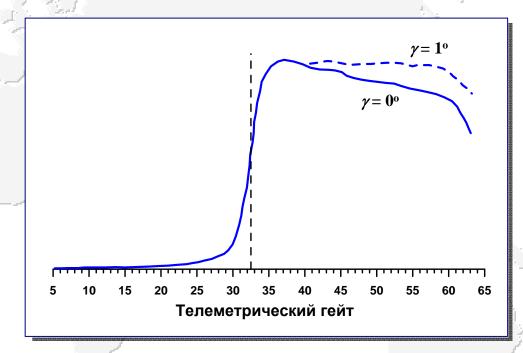


Схема отклонения альтиметра от положения надира



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

Э Поправка обратного барометра

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

- **Приливные поправки**
 - обусловлен воздействием приливообразующих сил на водную и твердую оболочки Земли
- Э Полюсные приливы
 - отклонение водной поверхности или твердой оболочки Земли, вызванное колебаниями положения ее полюса, которые обусловлены свободной эйлеровской прецессией
- Э 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



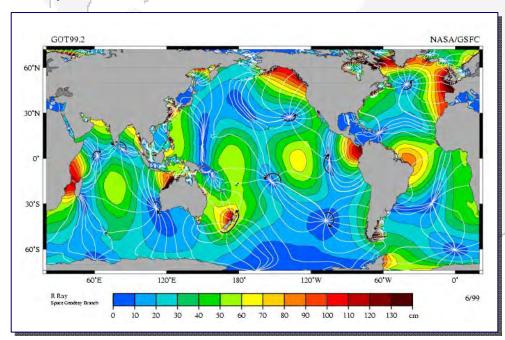


Приливные поправки

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.



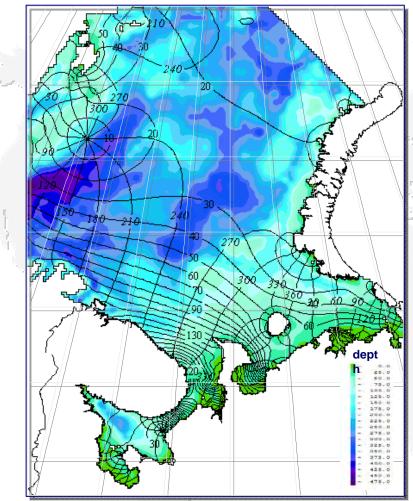
Выделяют три способа расчета котидальных карт: на основе эмпирических данных, по результатам расчетов по гидродинамическим моделям и на основе результатов расчетов по гидродинамическим моделям с усвоением эмпирических данных.

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

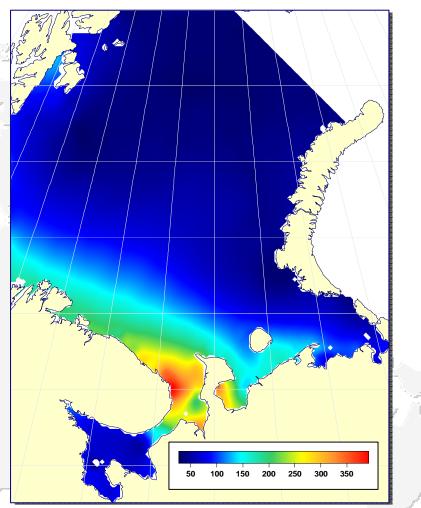




Региональные модели приливов



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



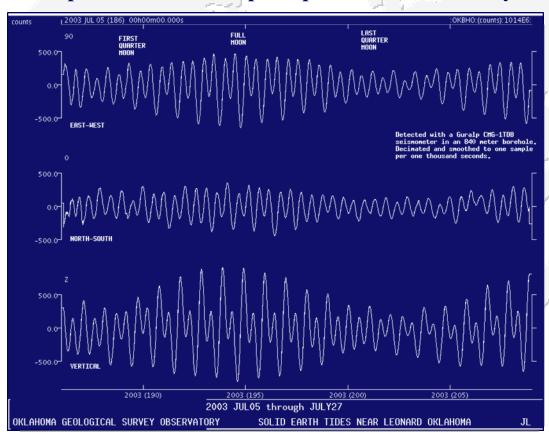
Разница в высоте приливов (см), рассчитанных по региональной модели Лаборатории прикладных морских исследований Гидрометцентра РФ и глобальной модели приливов GOT00.2.





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).

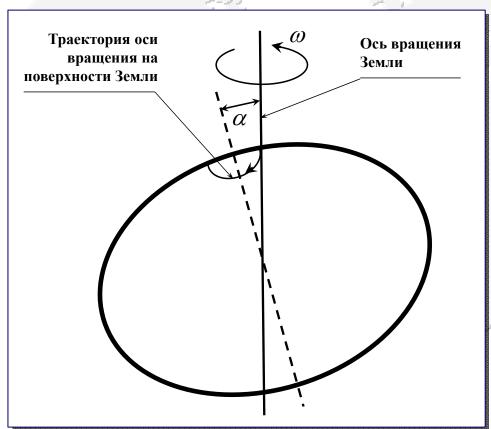




Поправка на полюсный прилив

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

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



где x и y — координаты (в угловых секундах) положения полюса на время расчета, а \overline{x} и \overline{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 донолнительные 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)

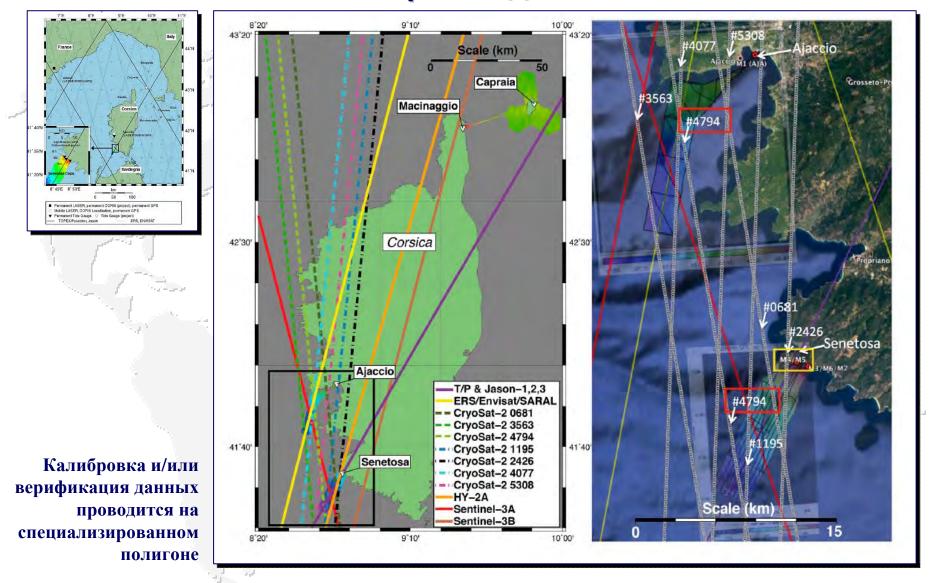
$$dh_{load} = \sum_{i=1}^{N} \left(C_i \left(\varphi, \lambda \right) \cos \left(\varphi \right) + D_i \left(\varphi, \lambda \right) \sin \left(\varphi \right) \right)$$

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 .





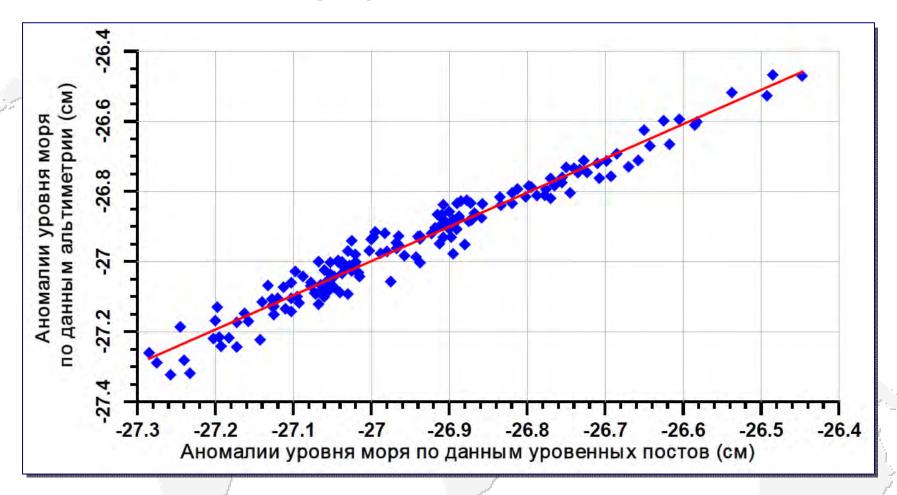
Калибровка данных







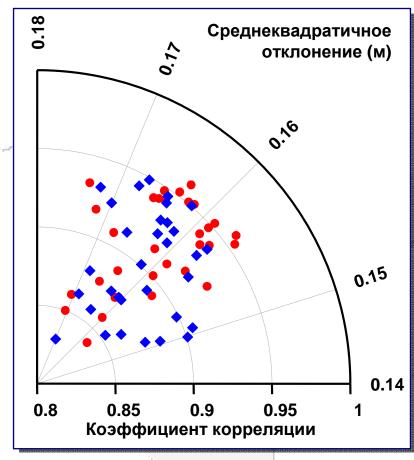
Верификация данных



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







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

Верификация данных об уровне моря

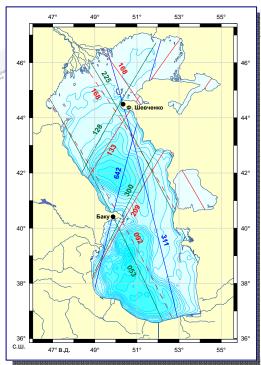
Диаграмма среднеквадратичной разности уровня моря по постам и в точках пересечения треков и соответствующие коэффициенты корреляции между данными уровенных постов (за исключением поста Махачкала) и результатами расчетов по данным альтиметрических измерений спутников ТОРЕХ/Poseidon и Jason-1/2 (красный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

	Точки пересечения треков							
Уровнемерные посты	Северный Каспий		Средний Каспий		Южный Каспий			Море (по альт.)
	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

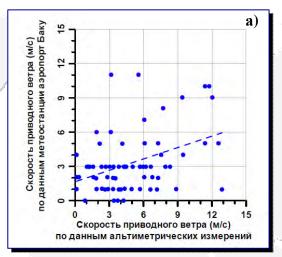


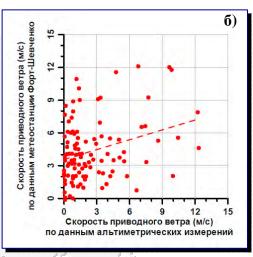


Верификация данных о скорости ветра

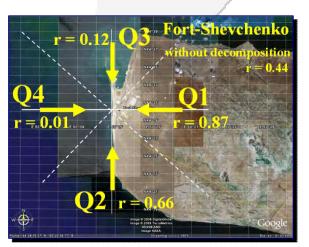


Расположение треков изомаршрутных программ спутников ERS 1/2 и ENVISAT (синяя линия), спутников и GFO 1 (зеленая линия) и T/P и J1/2 (красная линия), данные альтиметрических измерений с которых использовались для верификации скорости ветра по данным метеостанций аэропорт Баку и Форт-Шевченко.





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 наименьщих квадратов



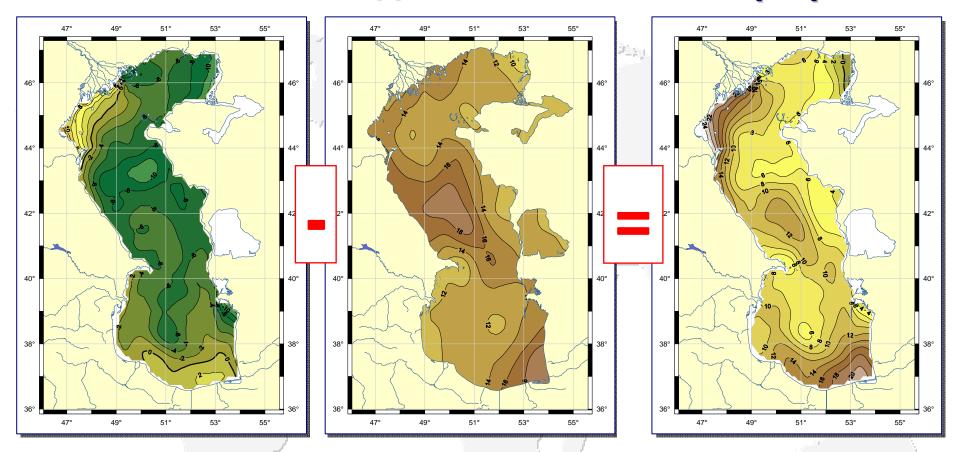
Направления разложения скорости ветра по четырем квадрантах относительно нормали к береговой линии для метеостанции Форт-Шевченко и соответствующие им коэффициенты корреляции Стрелками показаны преобладающие направления ветра для каждого квадранта



Десятая Международная Школа-семинар «Спутниковые методы и системы исследования Земли», Таруса, 9– 12 апреля 2019г.



Синоптическая динамическая топография



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

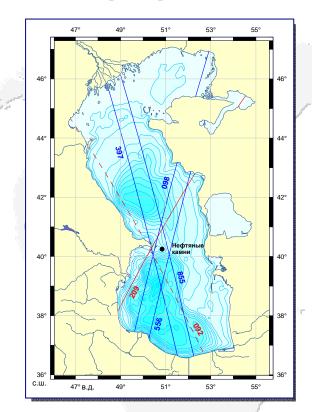
Среднемесячные аномалии уровня Каспийского моря (см) за июль 2005 г.

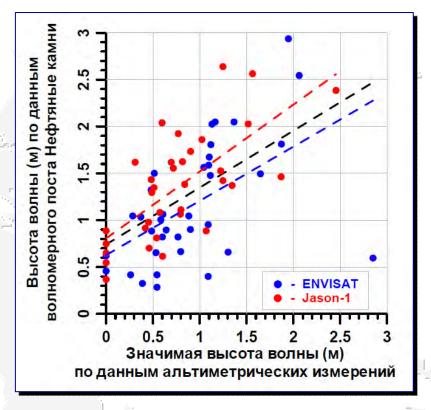
Синоптическая ДТ (см) за июль 2005 г., определяемая как суперпозиция среднеклиматической ДТ и АУМ.





Верификация данных о высоте ветровых волн





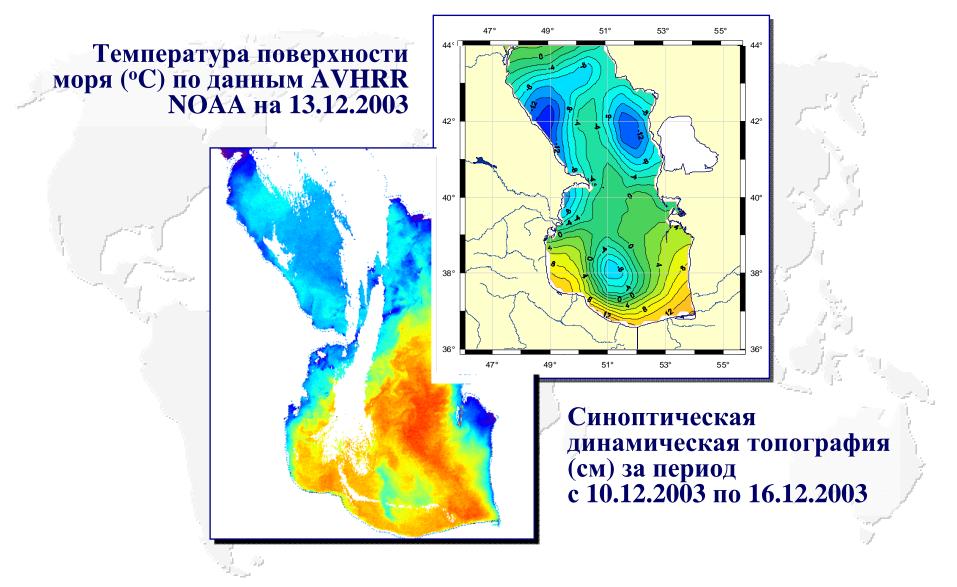
Положение треков спутника ENVISAT (синий цвет), T/P и J1 (красный цвет) и спутника T/P после маневра орбиты 19 августа 2002 г. (штриховая линия) относительно волномерного поста Нефтяные камни.

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





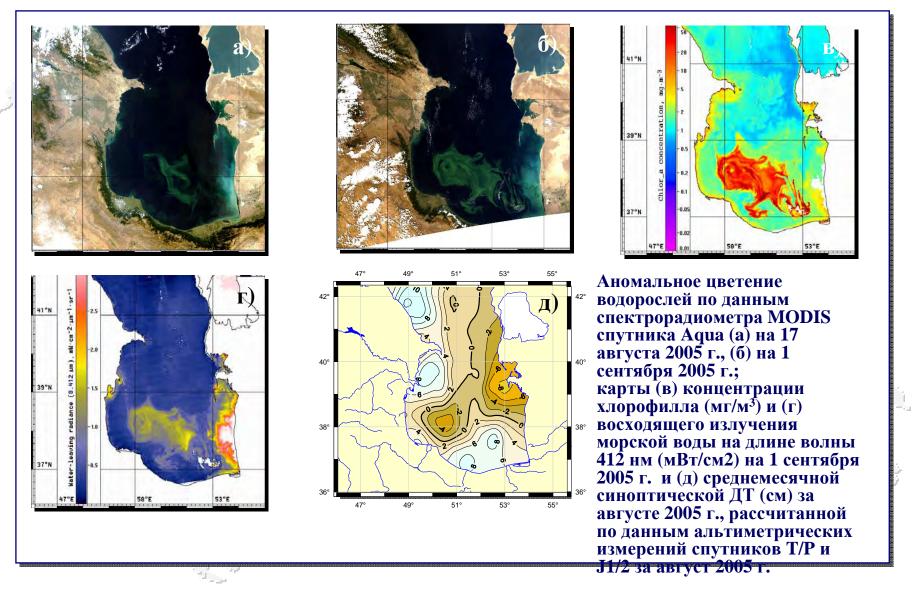
Синоптическая ситуация в декабре 2003 года







Верификация синоптической динамической топографии







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 w/c	





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 <i>(см)</i>	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.





Приложения в науках о Земле

○ Геодезия и гравиметрия

э Батиметрия Мирового

океана

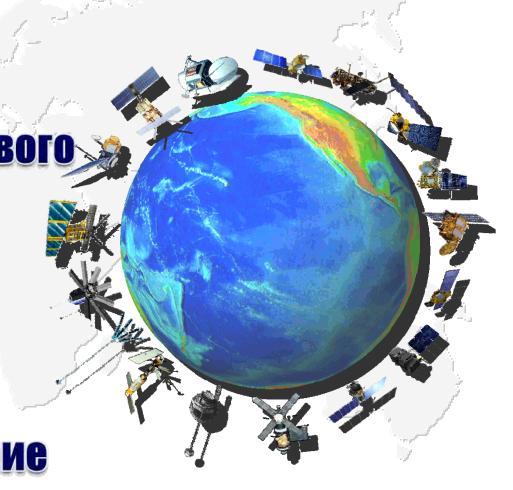
⇒ Геология

Океанология

Э Гляциология

Гидрология суши

Пандшафтоведение







Спутниковая альтиметрия в науках о Земле

- **○** Геодезия и гравиметрия
 - уточнение геоцентрической системы координат
 - глобальные моделей геопотенциала
 - определение детальных характеристик гравитационного поля в Мировом океане
- Э Батиметрия Мирового океана
 - уточнение батиметрии или топографии дна Мирового океана
- Э 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
- Э Гляциология
 - создание цифровых моделей ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии
- Э Гидрология суши
- Э Ландшафтоведение

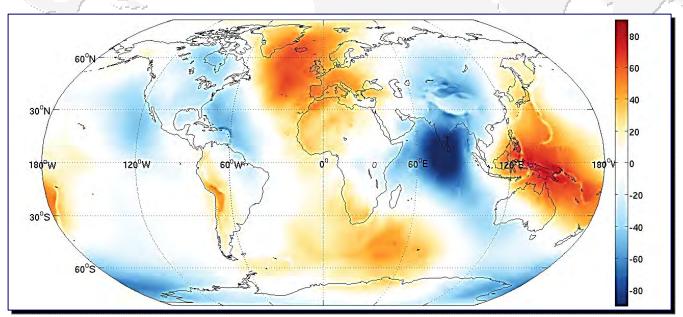




Спутниковая альтиметрия в геодезии и гравиметрии

Современное методическое и техническое состояние спутниковой альтиметрии позволяет успешно использовать данные дистанционного зондирования при решении различных геодезических задач. В их число вхоряжточнение геоцентрической системы координат

- э вывод глобальных моделей геопотенциала
- э определение детальных характеристик гравитационного поля Земли в Мировом океане в виде цифровых моделей высот геоида, уклонений отвесных линий, аномалий силы тяжести
- э установление и поддержание общеземной системы высот



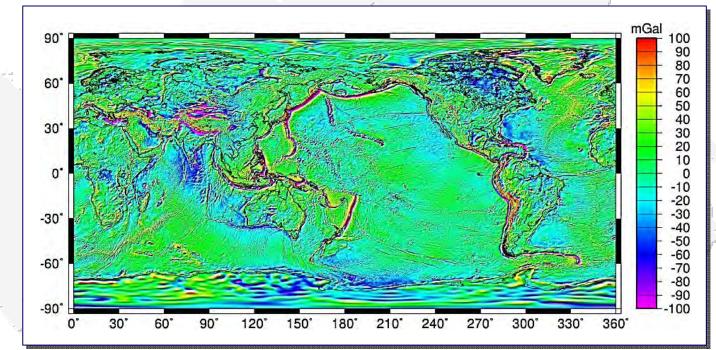
Высота геоида (м), рассчитанная по модели EGM2008 с разложением на сферические функции до 500 степени.





Спутниковая альтиметрия в геодезии и гравиметрии

По теоретическим оценкам спектральных плотностей сигнала и шума, разрешающая способность спутниковой альтиметрии по данным об аномалиях силы тяжести находится на уровне 30 км, а точность составляет 8 мГал. Комплексное использование данных, полученных различными системами спутниковой альтиметрии, потенциально позволяет на значительной части акватории Мирового океана обеспечить определение аномалий силы тяжести с точностью около 5 мГал и разрешением не хуже 20 км.



Аномалии силы тяжести (мГал = 10^{-3} м/с²), рассчитанные по модели EGM2008

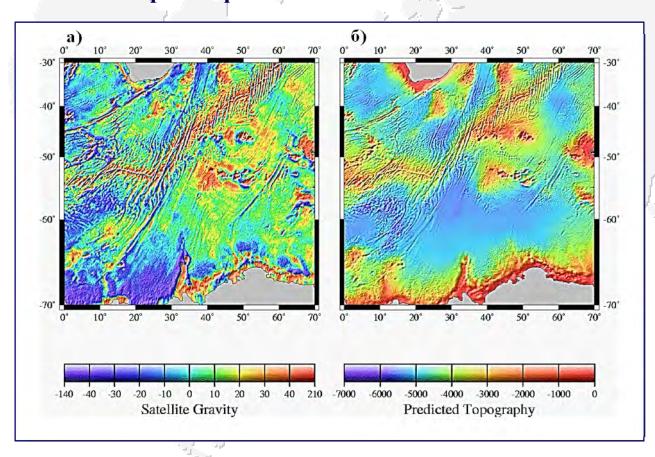






Батиметрия Мирового океана

Метод спутниковой альтиметрии позволил существенно уточнить батиметрию или «топографию» дна Мирового океана, так как аномалии силы тяжести, рассчитанные по данным спутниковой альтиметрии, отображают особенности ре-льефа океанического дна.

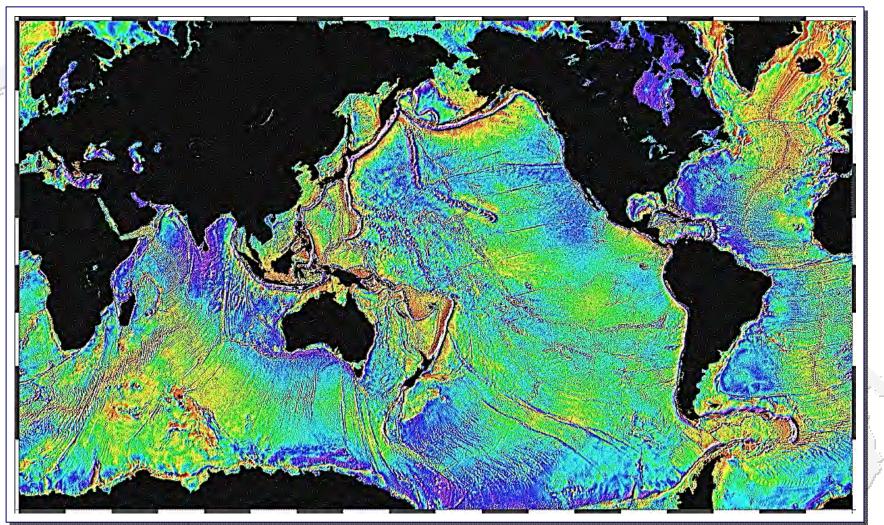


Связь (а) аномалий силы тяжести (мГал), рассчитанных по данным спутниковой альтиметрии, и (б) предполагаемого рельефа дна (м) южной части Атлантического и Индийского секторов Южного океана в районе Капской котловины, котловины Агульяс, Африканско-Антарктического хребта и Африканско-Антарктической котловины





Батиметрия Мирового океана



Карта *предполагаемого* рельефа дна Мирового океана, рассчитанного по данным спутниковой альтиметрии





Спутниковая альтиметрия в геологии

Спутниковые альтиметрические измерения стали одним из новых методов в выявлении общих закономерностей геологического строения дна Мирового океана, так как аномалии силы тяжести и высот морского геоида весьма чувствительны к обширным неоднородностям гравитационного поля Земли

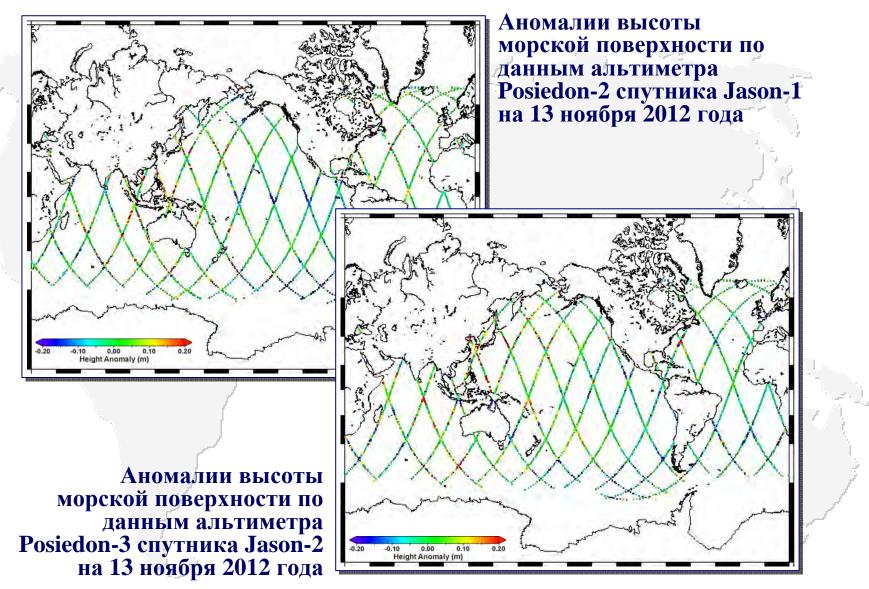
Поле высот геоида на акватории Мирового океана, построенное по данным спутниковой альтиметрии с пространственным разрешением 5′, позволило изучать внутреннее строение Земли по его аномалиям. В основе такой интерпретации лежит частотный анализ. Разложение по сферическим функциям высот геоида отображает:

- ⊃ гармоники 2-4 порядка топографию границы ядро-мантия,
- ⇒ гармоники 4–10 аномалии плотности в нижних частях мантии
- **○** гармоники 10–14 порядка соответствуют аномалиям плотностей средней мантии на глубинах 600–2000 км.
- □ гармоники 14–18 связаны с плотностными изменениями в верхней мантии и на нижней границе литосферных плит, расположенной на глубинах до 300 км
- **э** гармоники 18–22 порядка представляют интерес для изучения верхнего слоя земной коры и топографии дна океана





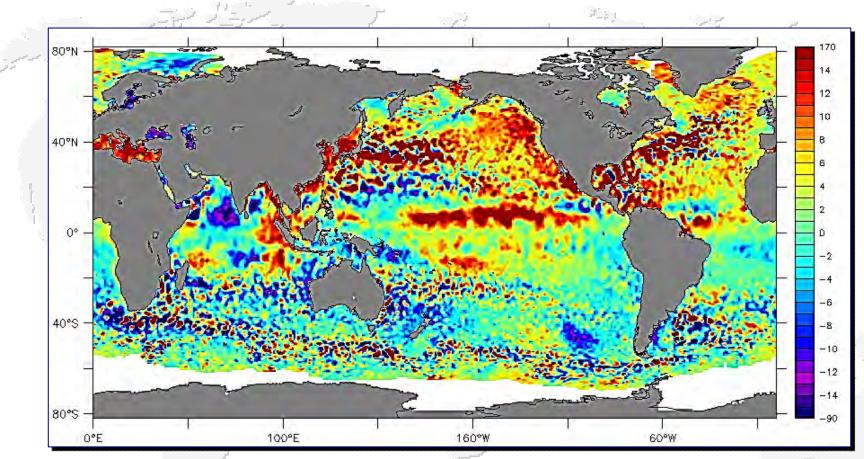
Высота морской поверхности







Аномалии высот морской поверхности

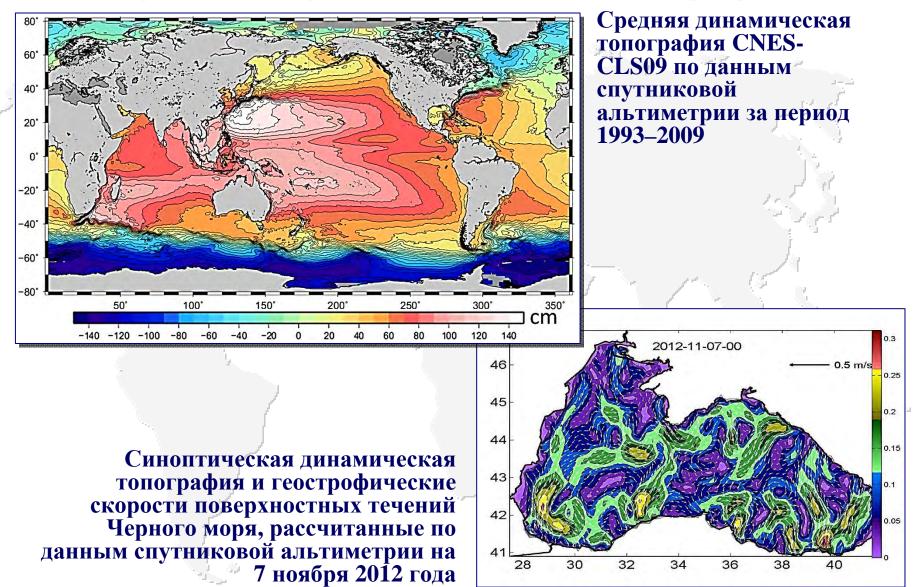


Аномалии высоты морской поверхности по данным альтиметрических измерений спутника Jason-2 за июль 2012 года





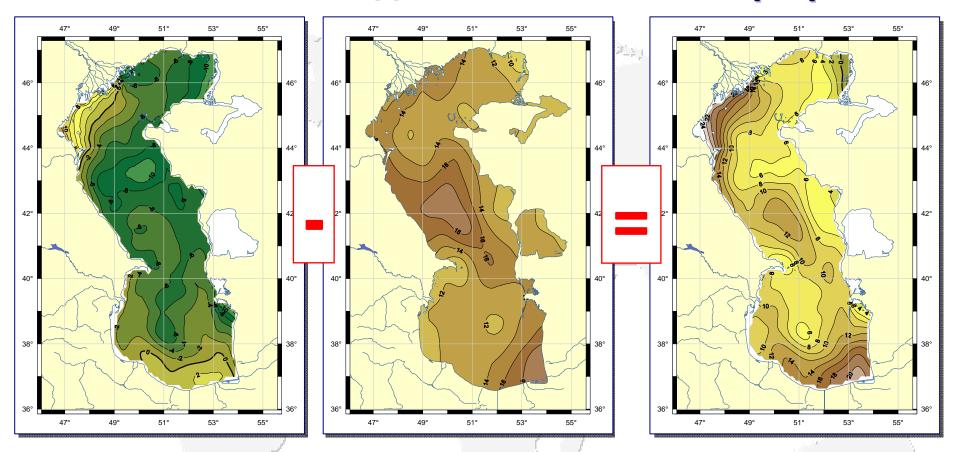
Уровень моря. Динамическая топография







Синоптическая динамическая топография



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

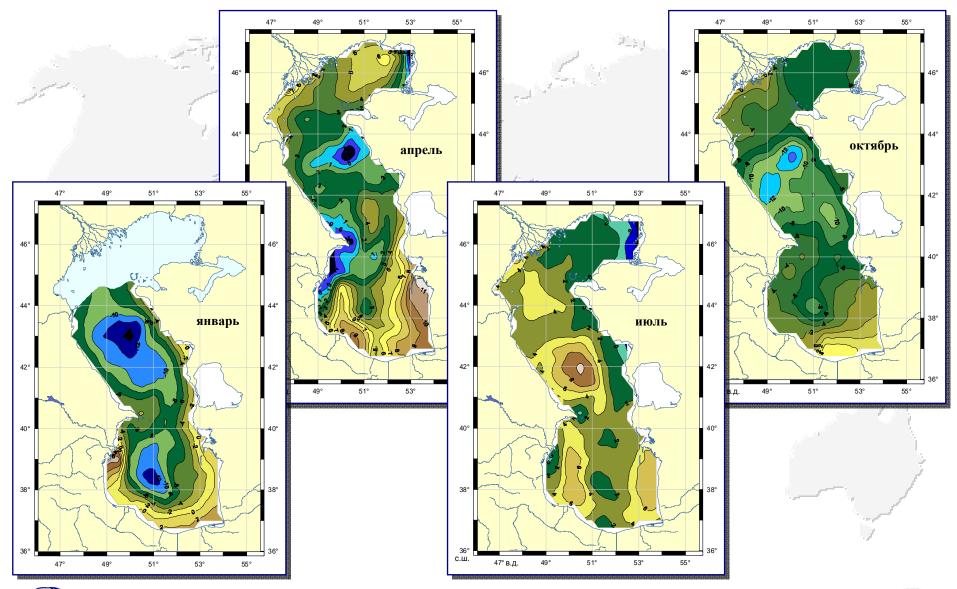
Среднемесячные аномалии уровня Каспийского моря (см) за июль 2005 г.

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





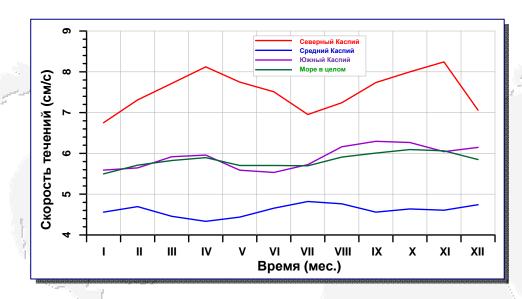
Сезонная изменчивость динамической топографии







Сезонная изменчивость скоростей течений



Сезонная изменчивость геострофических скоростей течений на поверхности (см/с)

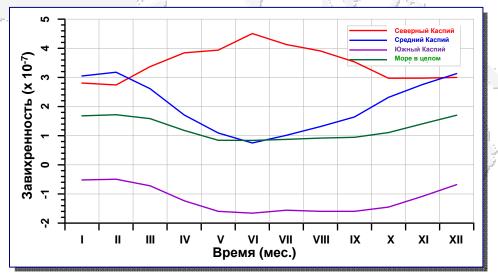
$$U_g = -\frac{g}{f} \frac{\partial h_{dyn}}{\partial y}$$
 $V_g = \frac{g}{f} \frac{\partial h_{dyn}}{\partial x}$

в Северном (красная линия), Среднем (синяя) и Южном (фиолетовая) Каспии по данным о альтиметрическим измерениям спутников Т/Р и J1/2 за 1993 2012 гг.

Сезонная изменчивость поля завихренности

$$\zeta = \frac{\partial V_g}{\partial x} - \frac{\partial U_g}{\partial y}$$

геострофических скоростей течений на поверхности в Северном (красная линия), Среднем (синяя) и Южном (фиолетовая) Каспии по данным альтиметрическим измерениям спутников Т/Р и J1/2 за 1993 2012 гг

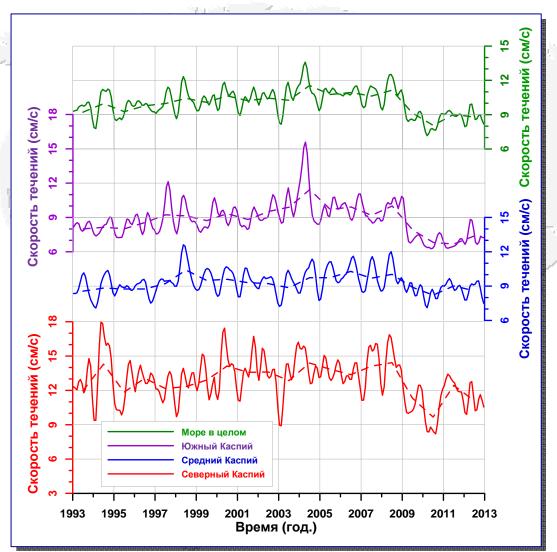




Десятая Международная Школа-семинар «Спутниковые методы и системы исследования Земли», Таруса, 9–12 апреля 2019г.



Межгодовая изменчивость геострофических скоростей течений



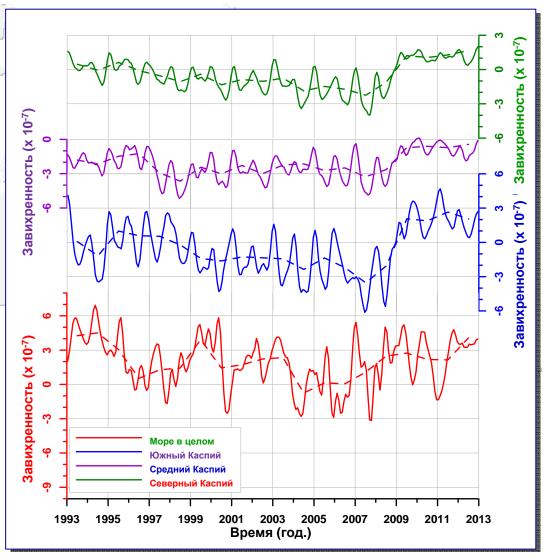
Межгодовая изменчивость среднемесячной геострофических скоростей течений (м/с) в различных частях Каспия и моря в целом по данным альтиметрических измерений спутника Т/Р и J1/2 за сентябрь 1992 г. — декабрь 2012 г.





Межгодовая изменчивость завихренности геострофических скоростей течений

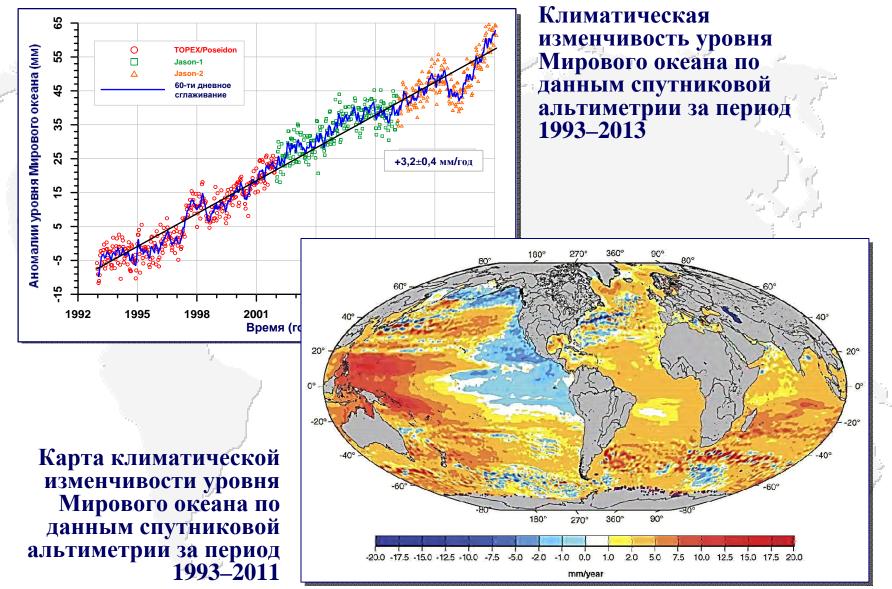
Межгодовая изменчивость среднемесячной завихренности геострофических скоростей течений (м/с) в различных частях Каспия и моря в целом по данным альтиметрических измерений спутника Т/Р и J1/2 за сентябрь 1992 г. — декабрь 2012 г.







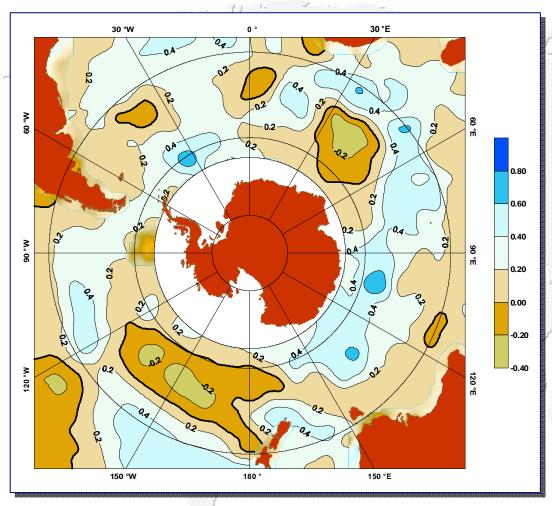
Уровень моря. Климатическая изменчивость







Уровень моря Климатическая изменчивость

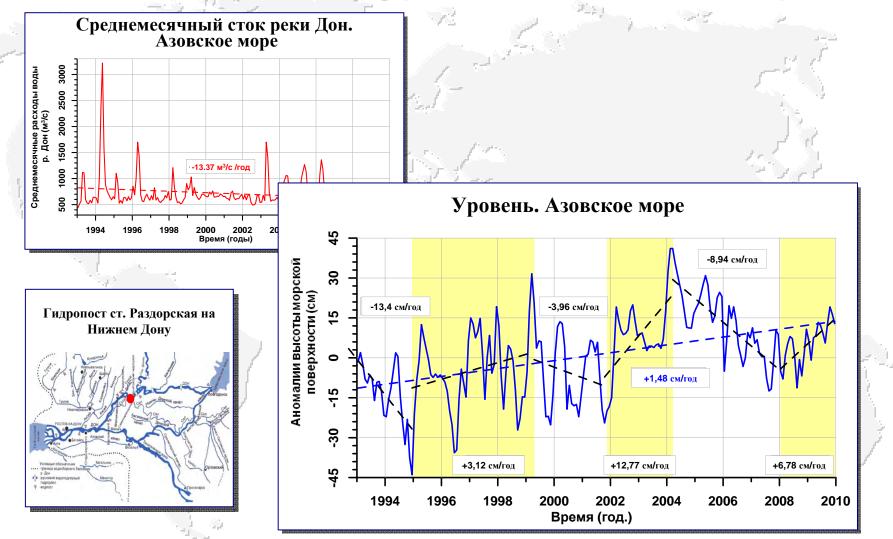


- В целом уровень Южного океана растет со средней скоростью около 0.24±0.026 см/год.
- **Э** В районе Южнотихоокеанского поднятия уровень падает со скоростью -0.21±0.05 см/год.
- В восточной части Африканско-Атлантической котловины уровень океана также падает только с более высокой скоростью -0.19±0.07 см/год.
- В районах северо-восточной части Аргентинской котловины, юго-восточной части Капской котловины (на стыке с котловиной Агульяс) и в центральной части Южно-австралийской котловины наблюдается падение уровня со скоростью более чем -0.11±0.03 см/год.





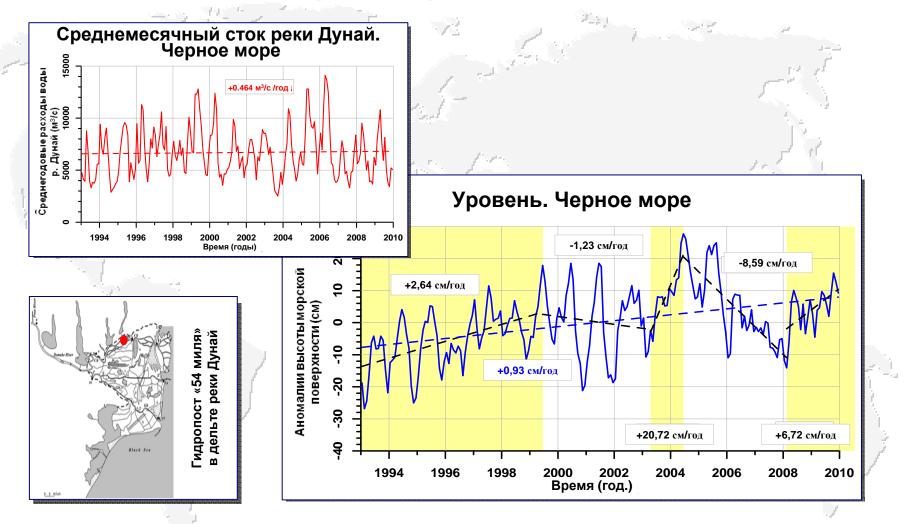
Климатические изменения стока реки Дон и уровня Азовского моря







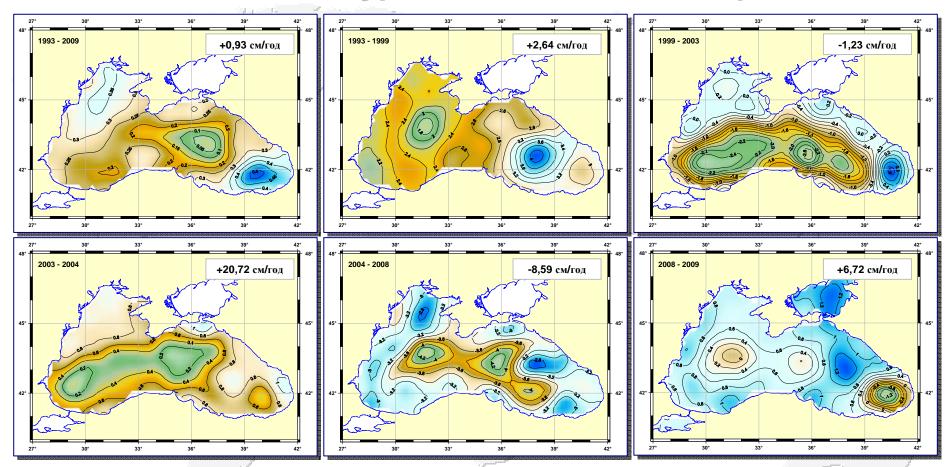
Климатические изменения стока реки Дунай и уровня Черного моря







Пространственная изменчивость межгодовой скорости изменения уровня Каспийского моря



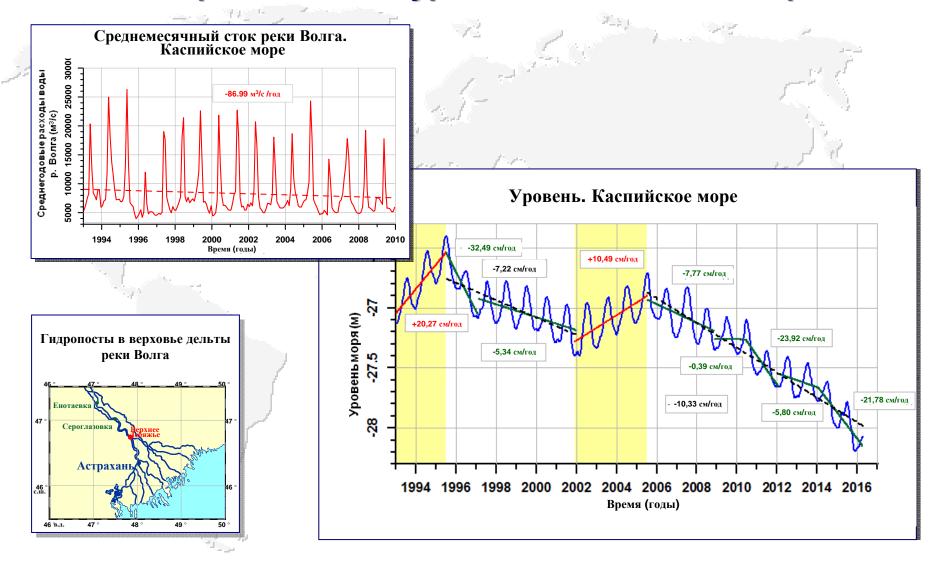
Пространственная изменчивость межгодовой скорости изменения аномалий уровня Черного моря (см/год) по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J 1/2 для разных временных интервалов:

1993–1999 гг. - рост уровня, 1999–2003 гг. – понижение уровня, 2003–2004 гг. – рост уровня, 2004–2008 гг. – понижение уровня, 2008–2010 гг. - рост уровня.





Климатические изменения стока реки Волга и уровня Каспийского моря



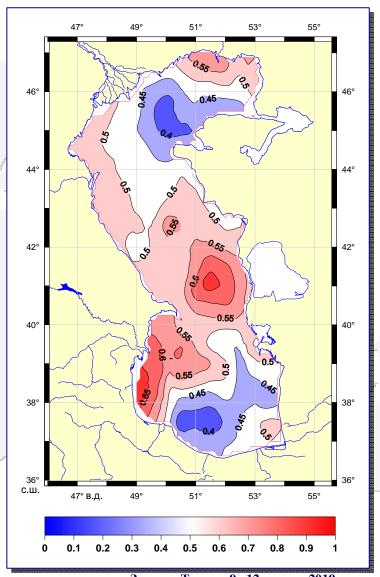




Пространственная неоднородность межгодовой изменчивости уровня Каспийского моря



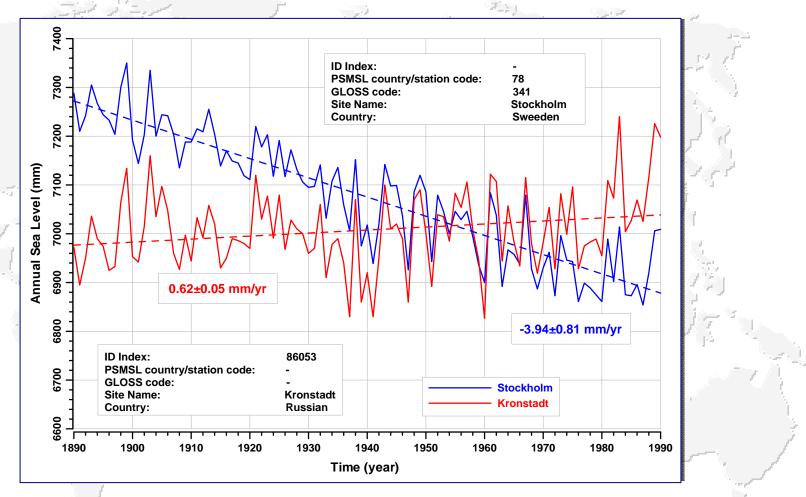
Нормированные скорости межгодовой измечивости уровня Каспийского моря по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 с января 1993 г. по декабрь 2012 г.





Десятая Международная Школа-семинар «Спутниковые методы и сис<mark>темы исследования Земли», Таруса, 9– 12 апреля 2019г.</mark>

Климатические изменения уровня Балтийского моря



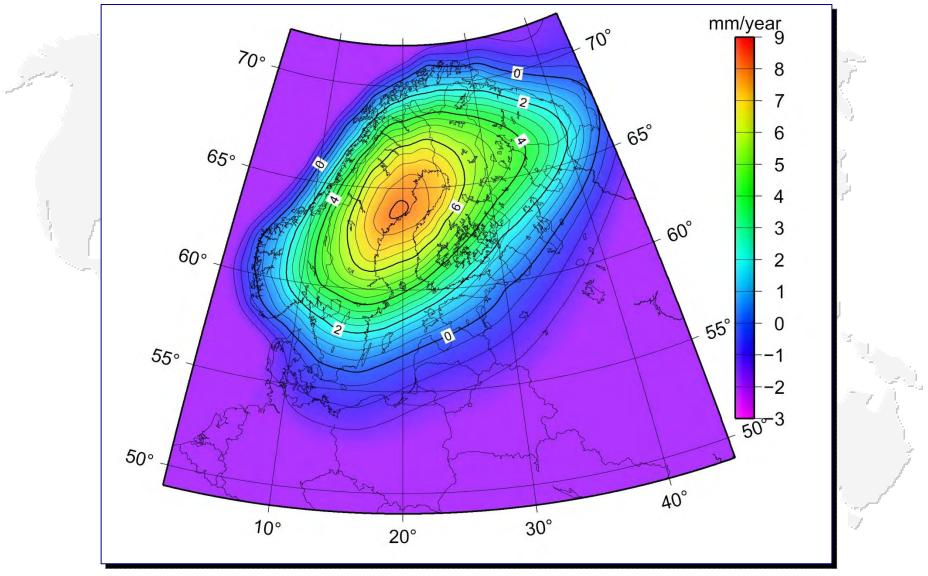
Сравнение межгодовой изменчивости уровня Балтийского моря по данных уровенных постов Стокгольм (Швеция) и Кронштадт (Россия)







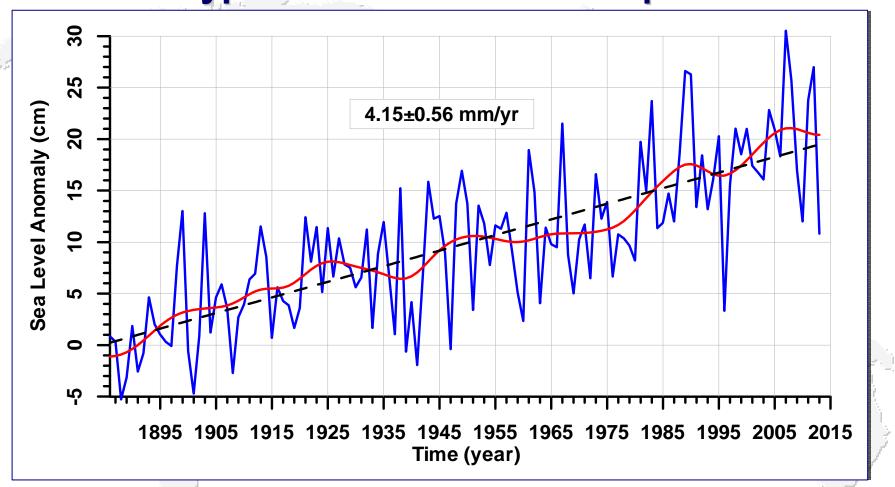
Скорости СВДЗК в районе Балтийского моря







Климатические изменения уровня Балтийского моря

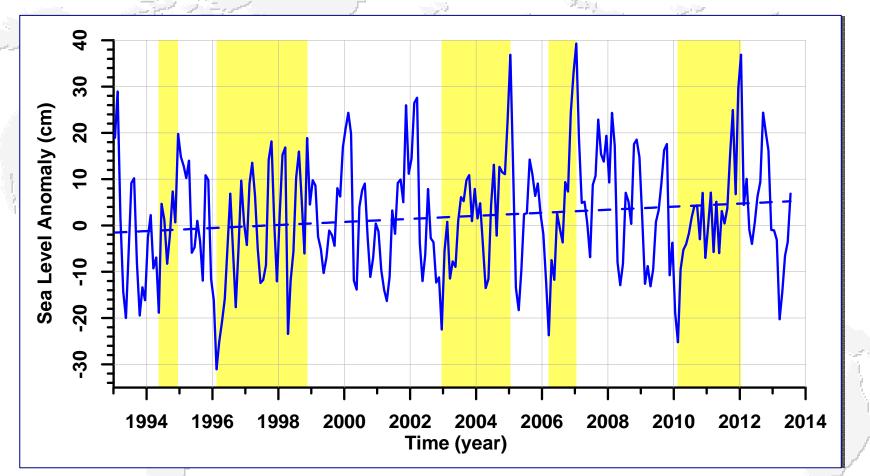


Межгодовая изменчивость уровня Балтийского моря по данных уровенного поста Стокгольм (Швеция) с учетом скорости СВДЗК





Климатические изменения уровня Балтийского моря

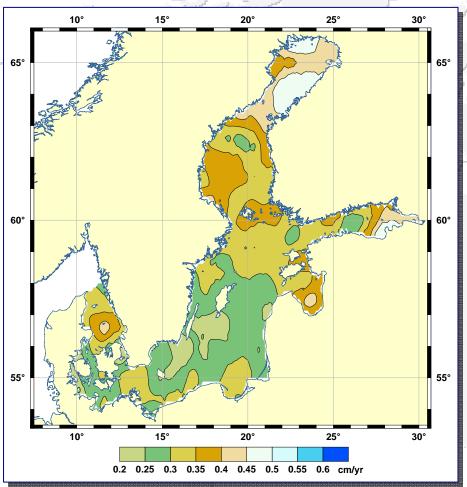


Межгодовая изменчивость уровня Балтийского моря по данным альтиметрических измерений спутников T/P and J1/2





Пространственно-временная изменчивость уровня Балтийского моря



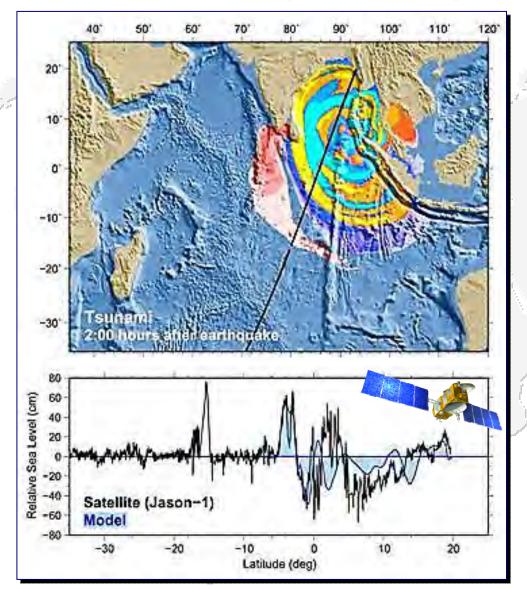
Скорость межгодовой изменчивости уровня Балтийского моря (см/г)

Район	Средняя	Миним.	Максим.
Ботнический залив	0.44±0.03	0.35	0.51
Ботническое море	0.35±0.03	0.28	0.42
Финский залив	0.35±0.06	0.26	0.49
Рижский залив	0.37±0.03	0.32	0.43
Центральная часть моря	0.28±0.02	0.23	0.38
Датские проливы	0.28±0.02	0.21	0.31
Пролив Каттегат	0.32±0.05	0.23	0.43





Уровень моря. Цунами

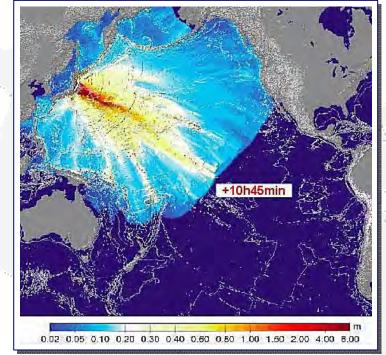


Амплитуда волны цунами, рассчитанная по модели (верхний рисунок) и изменчивость уровня моря вдоль треков спутника Jason-1 (нижний рисунок) после подводного землетрясения в Индийском океане возле северозападного берега острова Суматры (Индонезия), произошедшего 26 декабря 2004 года

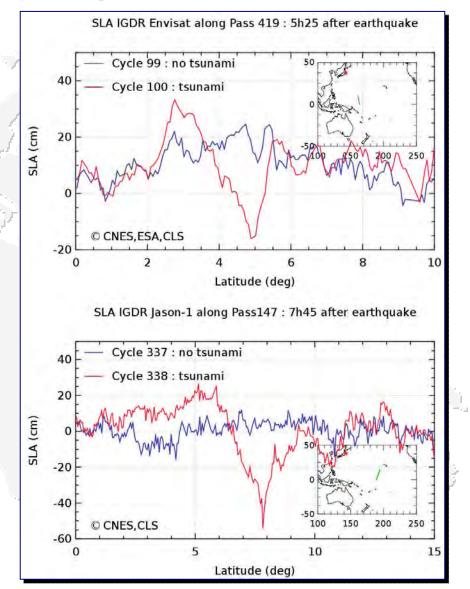




Уровень моря. Цунами



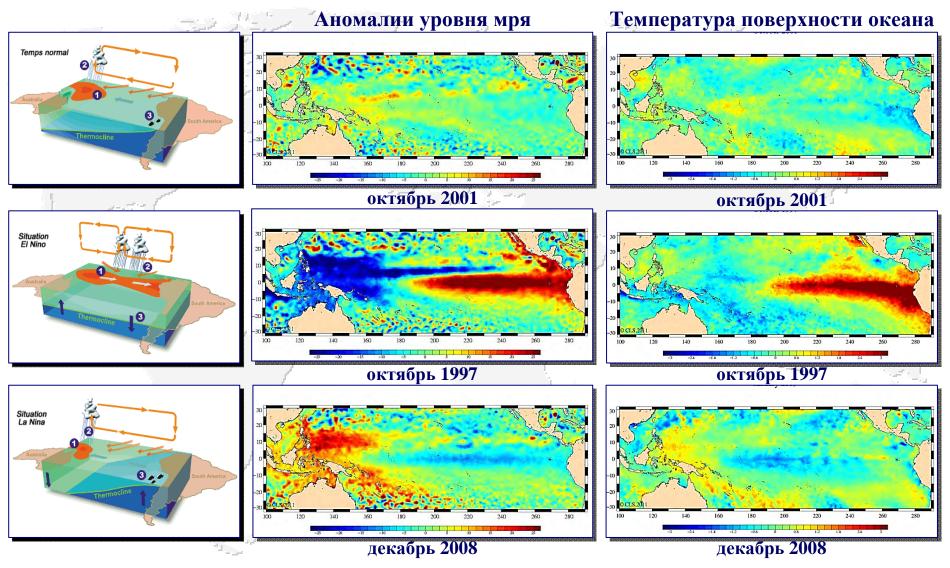
Амплитуда волны цунами, рассчитанная по модели (верхний рисунок) и изменчивость уровня моря вдоль треков спутника Envisat (левый рисунок) после подводного землетрясения в Тихом океана у восточного побережья острова Хонсю (Япония), произошедшего 11 марта 2011 года







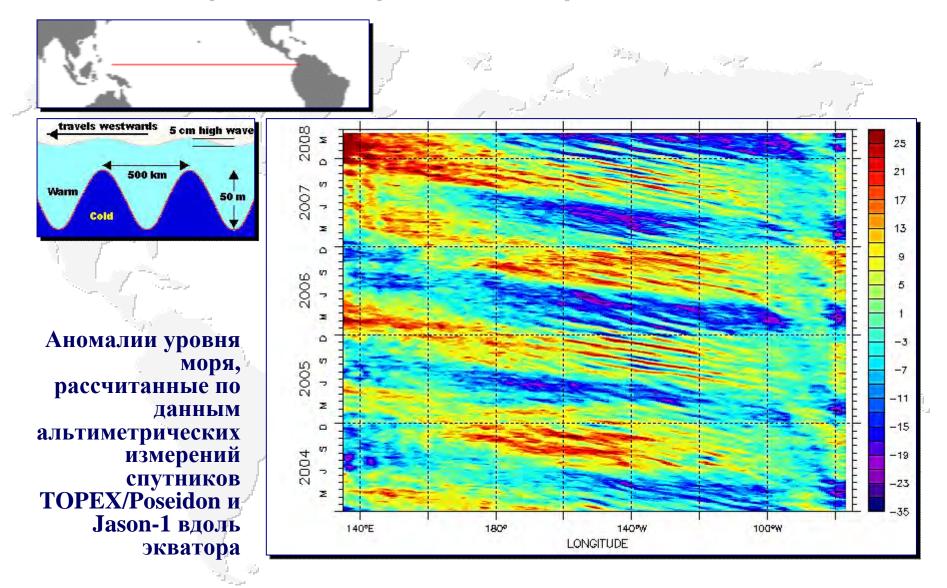
Уровень и температура поверхности моря Явления *El Niño* and *La Niña*







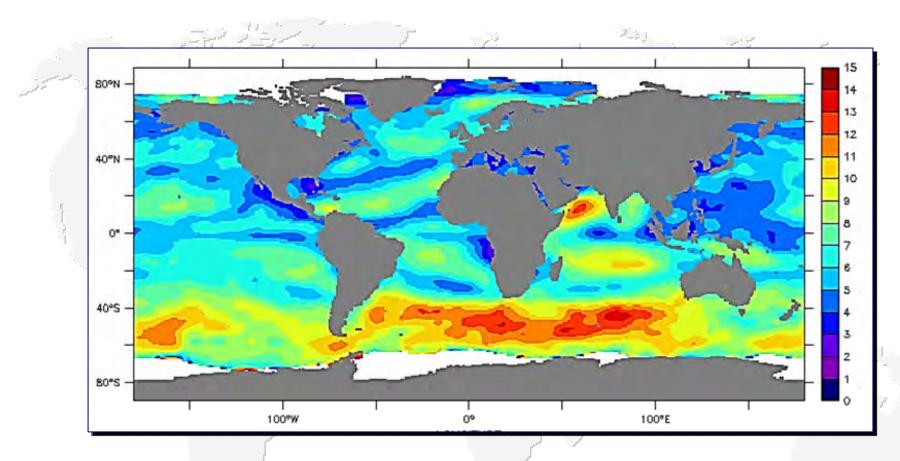
Уровень моря. Планетарные волны







Скорость приводного ветра

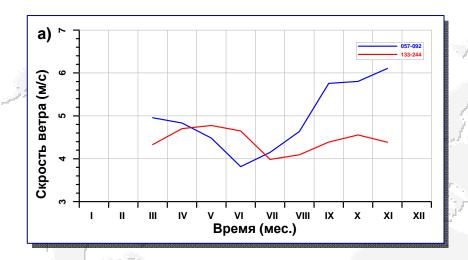


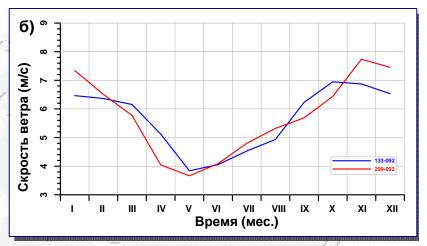
Среднемесячная скорость приводного ветра по данным альтиметрических измерений спутника Jason-2 за июль 2012 года





Сезонная изменчивость скорости ветра





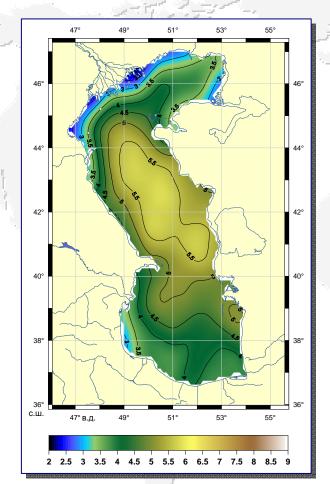


Сезонная изменчивость скорости ветра (м/с) в Северном (а), Среднем (б) и Южном (в) Каспии по данным альтиметрических измерений спутника Т/Р и J1/2 в точках пересечения треков за января 1993 г. — декабрь 2012 г.

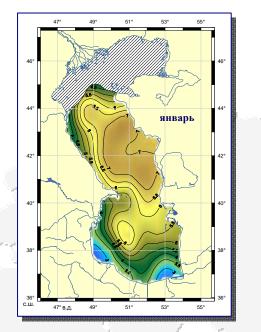


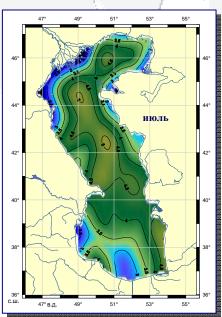


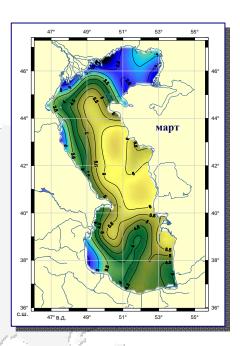
Сезонная изменчивость скорости ветра

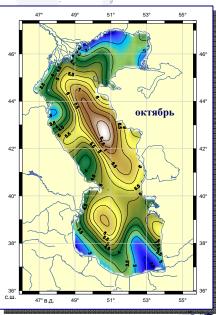


Средняя скорость ветра (м/с) по данным альтиметрических измерений спутника Т/Р и J1/2 в точках пересечения треков за января 1993 г. - декабрь 2012 г.





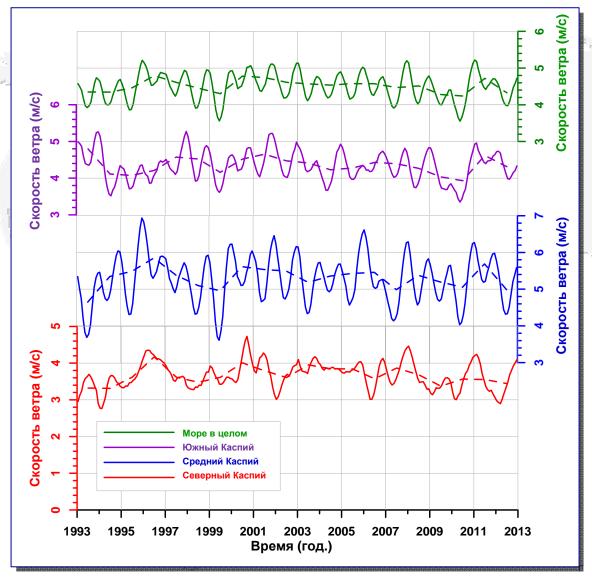




Десятая Международная Школа-семинар «Спутниковые методы и системы исследования Земли», Таруса, 9– 12 апреля 2019г.



Межгодовая изменчивость скорости ветра

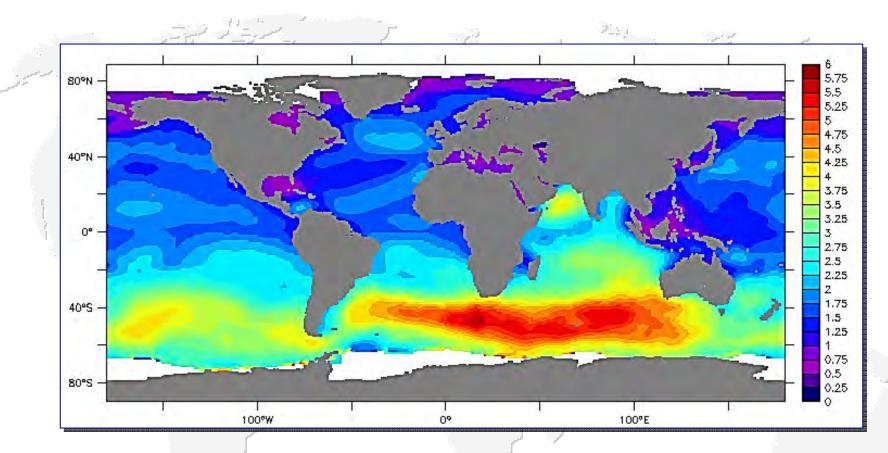


Межгодовая изменчивость среднемесячной скорости приповерхностного ветра (м/с) в различных частях Каспия и моря в целом по данным альтиметрических измерений спутника Т/Р и J1/2 за сентябрь 1992 г. — декабрь 2012 г.





Высоты ветровых волн

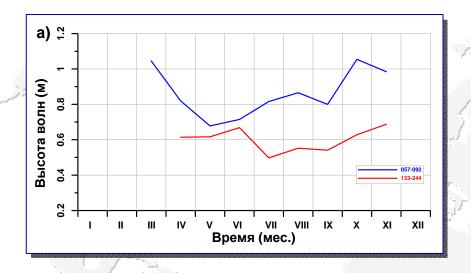


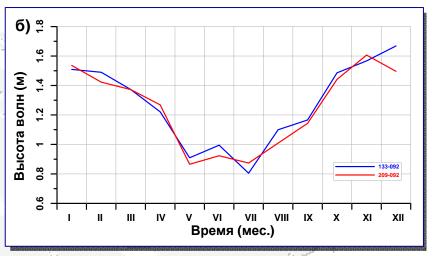
Среднемесячная значимая высота морских волн по данным альтиметрических измерений спутника Jason-2 за июль 2012 года

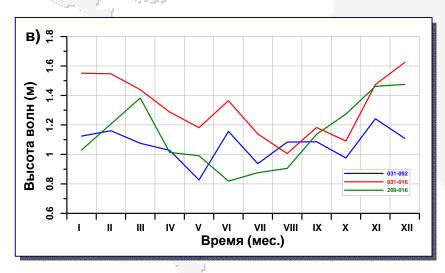




Сезонная изменчивость высот волн





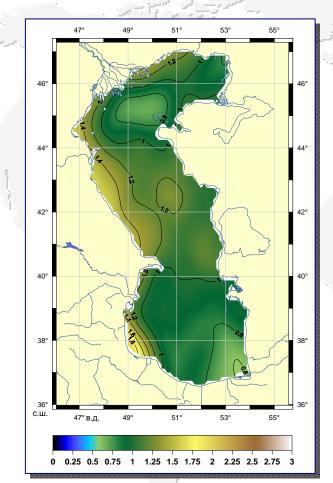


Сезонная изменчивость высоты волн (м) в Северном (а), Среднем (б) и Южном (в) Каспии по данным альтиметрических измерений спутника Т/Р и J1/2 в точках пересечения треков за января 1993 г. — декабрь 2012 г.

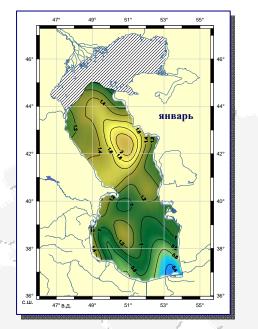


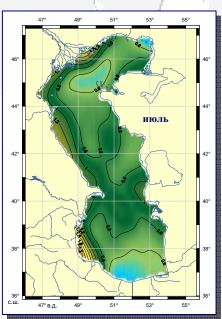


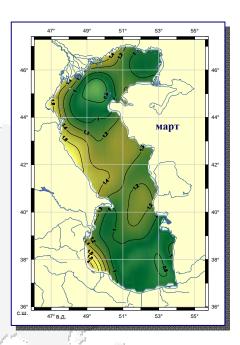
Сезонная изменчивость высот волн

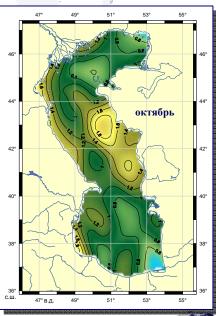


Средняя высота волн (м) по данным альтиметрических измерений спутника Т/Р и J1/2 в точках пересечения треков за января 1993 г. - декабрь 2012 г.





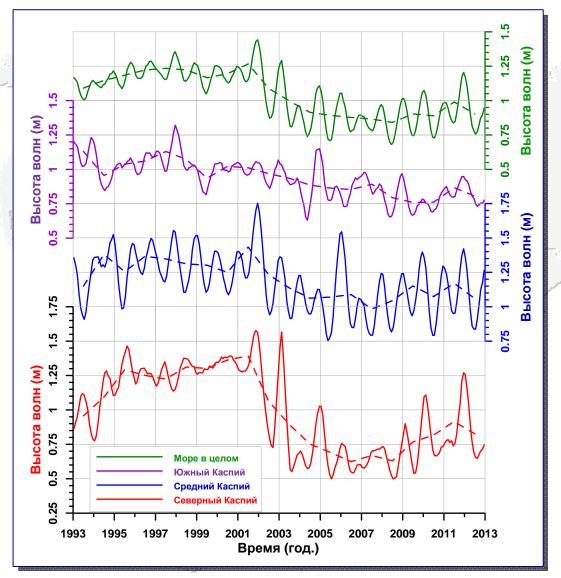




Десятая Международная Школа-семинар «Спутниковые методы и системы исследования Земли», Таруса, 9– 12 апреля 2019г.



Межгодовая изменчивость высот волн

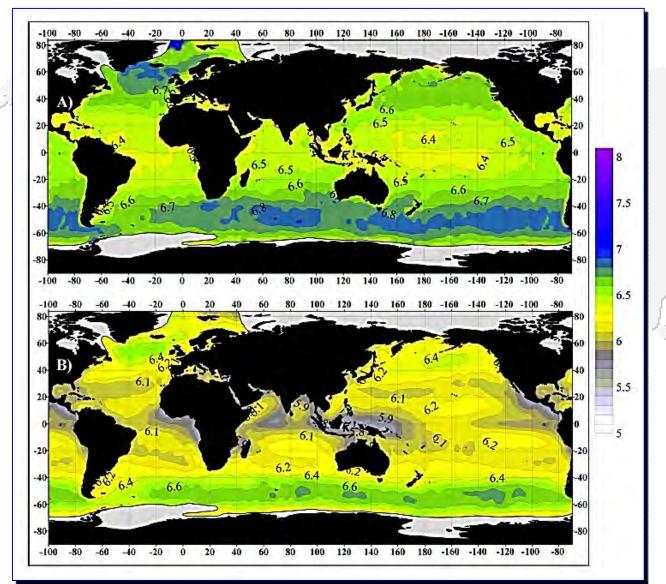


Межгодовая изменчивость среднемесячных высот волн (м) в различных частях Каспия и моря в целом по данным альтиметрических измерений спутника Т/Р и J1/2 за январь 1993 г. — декабрь 2012 г.





Крутизна ветровых волн

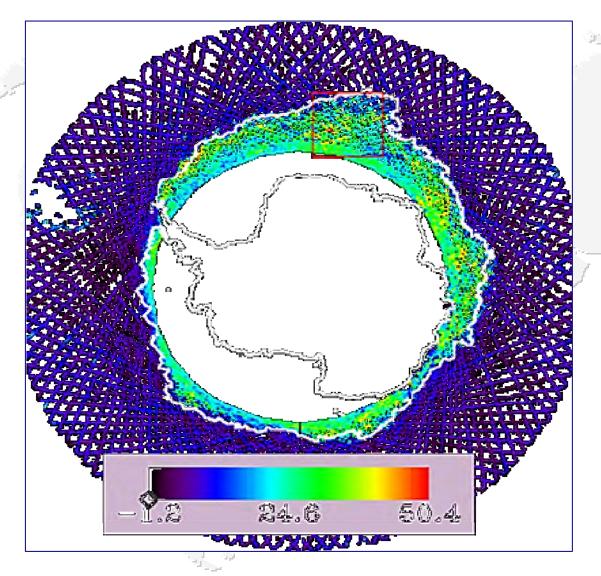


Крутизна ветровых волн по данным альтиметрических измерений спутника Envisat в 2011 году по модели Бадулина (а) и модели Gommenginger (б).





Сплоченность морского льда

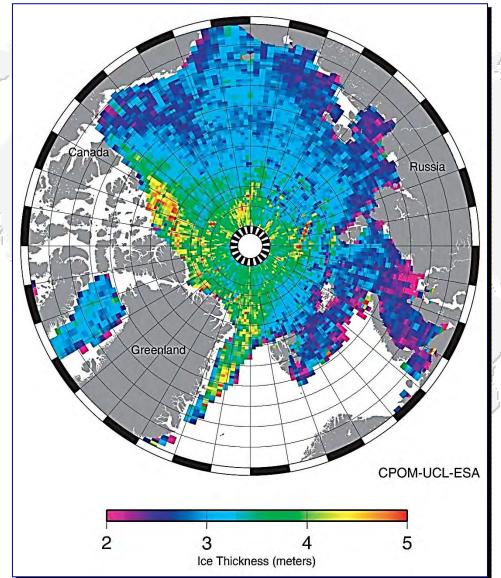


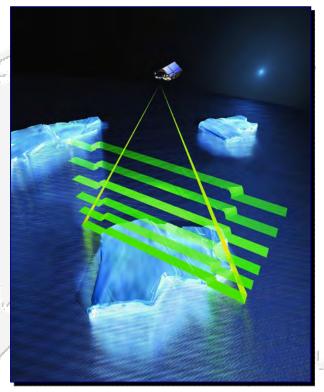
Коэффициент обратного рассеяния (Ки диапазон) в Антарктике по данным альтиметрических измерений спутника Jason-2 за 49 цикл (31 октября — 9 ноября 2009 г)





Толщина ледового покрова Арктики





Толщина ледового покрова Арктики в январе-феврале 2011 года по данным— Interferometer Radar Altimeter (SIRAL) спутника CryoSat

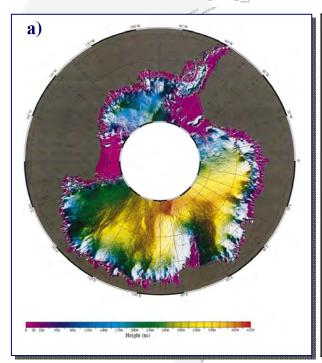


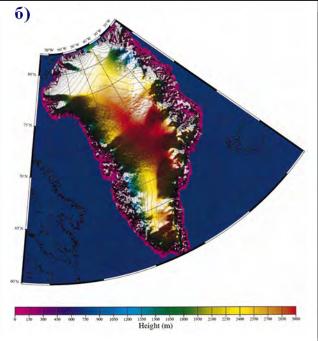




Спутниковая альтиметрия в гляциологии

Точные сведения о топографии ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии являются фундаментальной основой для гляциологичесиких исследований. Альтиметрические данные спутника ERS-1 имели большое значение для создания цифровых моделей высот ледникового щита Антарктиды и Гренландии с высоким пространственным разрешением.





В период между 2003 и 2007 гг. ледники Гренландии перемещались быстрее, чем на 100 м в год, утончаясь в среднем на 0,84 м в год

Карта ледникового щита Антарктиды (а) и Гренландии (б) с разрешением 2" по данным геодезической программы спутника ERS-1





Спутниковая альтиметрия в гидрологии суши

Изучение гидрологического режима крупных озер и рек планеты важно для:

- э оценки запасов пресной воды
- э изучения водного баланса
- э анализа климатических и антропогенных изменений
- э прогноза их гидрологического режима
- оценки вероятности природных катаклизмов

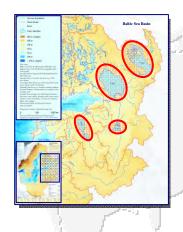
Для некоторых озер и рек гидрологическую информацию об их уровне часто трудно получить из-за недоступности области исследований (бассейн реки Амазонки и некоторых рек Африки, высокогорные озера Тибета и т.д.), малочисленности или отсутствия уровенных постов или запаздывания передачи данных в центр обработки. В этом случае спутниковая альтиметрия имеет огромный потенциал в исследовании временной изменчивости высоты водной поверхности озер, водохранилищ и рек

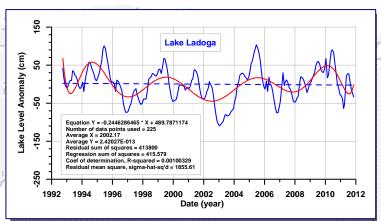
К настоящему времени проведены исследования гидрологического режима более 200 озер, 60 водохранилищ и 25 рек и их бассейнов. Создано три интернет ресурса: «Geodesy, Oceanography et Hydrologie from Space (GOHS)», «USDA Global Reservoir and Lake Monitor» и «River and Lake», на которых собраны результаты исследования временной изменчивости уровня воды по данным спутниковой альтиметрии

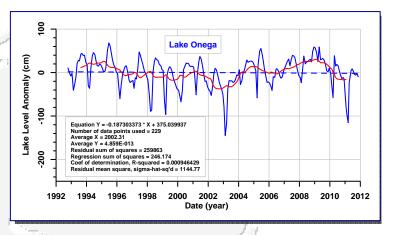


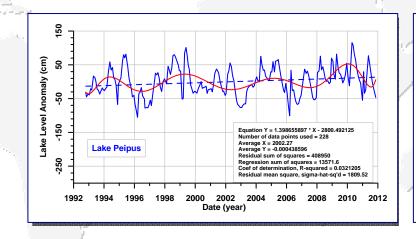


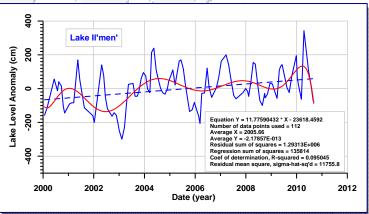
Уровенный режим крупнейших озер северо-запада России









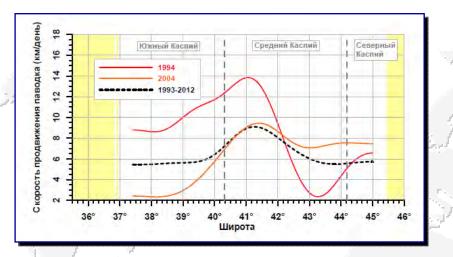


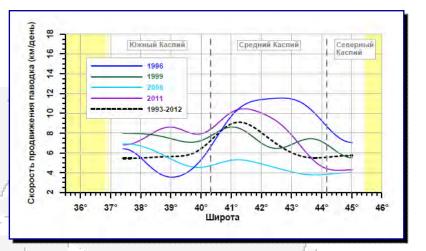
Временная изменчивость уровня крупнейших озер северо-запада России по данным альтиметрических измерений спутников TOPE/Poseidon и Jason-1/2



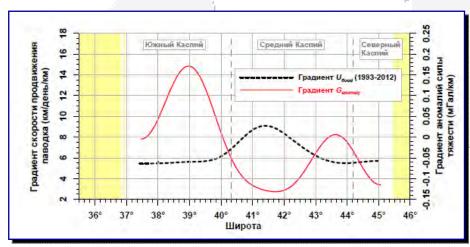


Продвижение паводка реки Волга по акватории моря





Изменчивость вдоль 092 трека спутников Т/Р и J1/2 средней скорость продвижения паводка реки Волга (км/день) по данным альтиметрических измерений в периоды подъема (а) и падения (б) уровня Каспия (а). Штриховая линия - средняя за 1993 2012 гг. скорость продвижения паводка. Желтым цветом выделены области суши.



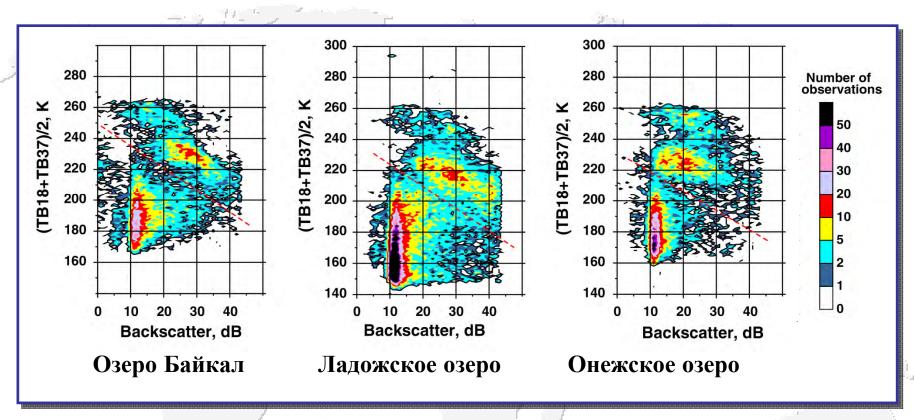
Изменчивость вдоль 092 трека средней за 1993–2012 гг. скорости продвижения паводка реки Волга (км/день) по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 и градиент АСТ (мГал/км), рассчитанных по модели EGM2008.







Идентификация ледяного покрова по данным альтиметра и микроволнового радиометра



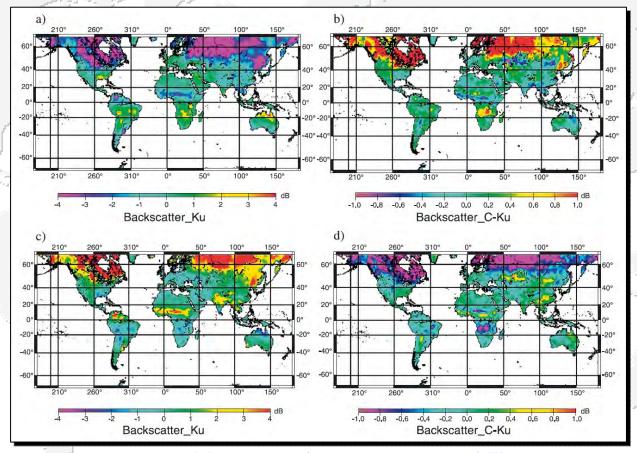
Двумерные диаграмма (количество случаев) наблюдений альтиметра и бортового радиометра спутников TOPEX/Poseidon и Jason-1/2/3 для озера Байкал и Ладожского и Онежского озер. По оси X – коэффициент обратного рассеяния Ки диапазона (частота 13,6 ГГц). Ось Y – средняя яркостная температура на 18,7 и 34 ГГц. Красные пунктирные линии разделяют области между льдом и открытой водой.





Спутниковая альтиметрия в ландшафтоведение

Анализ сезонных аномалий коэффициента обратного рассеяния по данным спутника Т/Р показал, что значительные колебания наблюдаются в регионах, которые покрыты зимой снегом (выше 55° с.ш).



Карты сезонного сигнала коэффициента обратного рассеяния (дБ) альтиметра спутника TOPE/Poseidon (332 цикла): (a-b) декабрь, январь, февраль и (c-d) июнь, июль, август









