

Сергей А. Лебедев



Геофизический Центр РАН



Институт космических исследований РАН



Майкопский государственный технологический университет

Особенности обработки данных спутниковой альтиметрии для акваторий Белого, Баренцева и Карского морей



Восьмая Международная Школа-семинар «Спутниковые методы и системы исследования Земли»
Таруса, 3– 7 апреля 2017 г.

© 2016, ГЦ РАН, ИКИ РАН, МГТУ, С.А. Лебедев



История развития

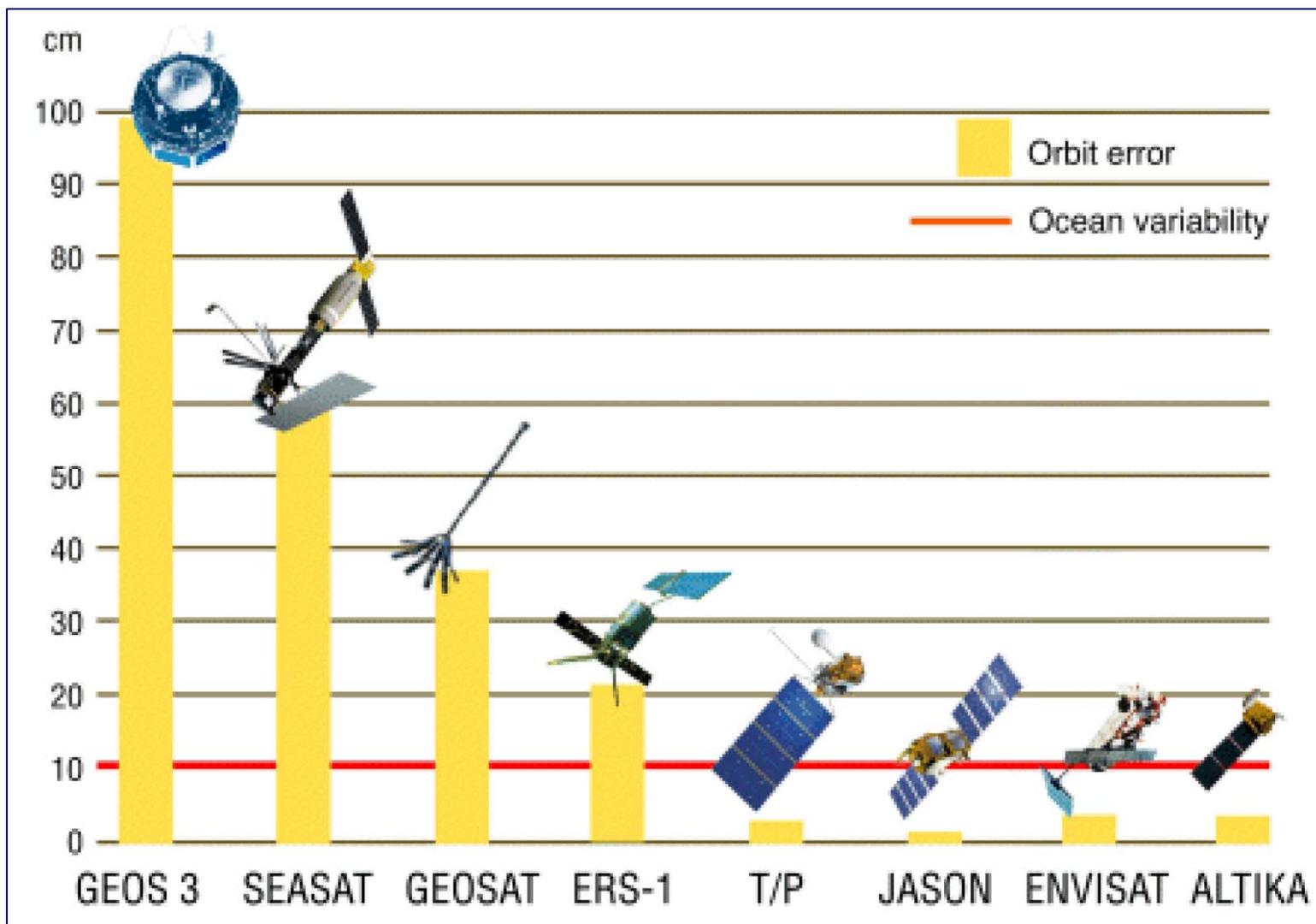
Основные программы спутниковой альтиметрии

Программа	Время активной работы, месяц/год	Масса, кг	Параметры орбиты				
			Высота,		Наклонение, градусы	Период повторяемости ² ,	
			перигей	апогей			
Skylab-4 (орбитальная станция)	05/1973 – 02/1974	20847	422	437	130	–	
GEOS-3	04/1975 – 12/1978	341	817	858	115	–	
SEASAT	07/1978 – 09/1978	2300	761	765	108	17	
	09/1978 – 10/1978					3	
GEOSAT	геодезическая программа	635	775	779	108,1	~23	
	изомаршрутная программа					11/1986 – 12/1989	17
ГЕОИК 1 ¹ (Космос-1660)	07/1985 – 10/1986	1500	1482	1525	73,6	–	
ГЕОИК 2 ¹ (Космос-1732)	03/1986 – 03/1986	1500	1480	1525	73,6	–	
ГЕОИК 3 ¹ (Космос-1803)	12/1986 – 12/1987	1500	1497	1504	82,6	–	
ГЕОИК 4 ¹ (Космос-1823)	03/1987 – 10/1987	1500	1479	1524	73,6	–	
ГЕОИК 5 ¹ (Космос-1950)	06/1988 – 07/1990	1500	1484	1522	73,6	–	
ГЕОИК 6 ¹ (Космос-2037)	09/1989 – 09/1990	1500	1485	1524	73,6	–	
ГЕОИК 7 ¹ (Космос-2088)	08/1990 – 03/1993	1500	1484	1524	73,6	–	
ERS-1	Фазы А, В	2384	774	775	98,5	3	
	Фаза С					04/1992 – 12/1993	35
	Фаза D					12/1993 – 04/1994	3
	Фазы Е ¹ , F ¹					04/1994 – 03/1995	~168
	Фаза G					04/1995 – 06/1996	35
TOPEX/Poseidon	Фаза А	2402	1331	1344	66,04	10	
	Фаза В					09/2002 – 01/2006	
ГЕОИК 8 ¹ (Космос-2226)	01/1993 – 07/1993	1500	1479	1525	73,6	–	
ГЕОИК 9 ¹ (Гео-ИК)	12/1994 – 07/1995	1500	1481	1526	73,6	–	
ERS-2	04/1995 – 06/2002	2516	784	785	98,6	35	
GFO-1	02/1998 – 10/2008	410	786	788	108,1	17	
Jason-1	Фаза А	500	1337	1343	66,2	10	
	Фаза В					02/2009 – 02/2012	
	Фаза С ¹					05/2012 – 07/2013	~406
ENVISAT	03/2002 – 04/2012	7991	783	785	98,6	35	
ICESat	01/2003 – настоящее время	1000	593	610	94	183,8	
CryoSat-1	08.10.2005 – потерян при выводе на орбиту	650	720		92	~369	
OSTM/Jason-2	06/2008 – настоящее время	510	1324	1335	66,04	10	
CryoSat-2	04/2010 – настоящее время	720	717		92,0	~369	
HaiYang-2A (HY-2A)	изомаршрутная программа	513	963,6	965	99,3	14	
	геодезическая программа					08/2011 – настоящее время	~168
САДКО (Poseidon-2)	12/2011 - ошибка вывода на орбиту	1500	1347		73,6	17	
SARAL/AltiKa	02/2013 – настоящее время	450	786		98,55	35	
Jason-3	01/2016 – настоящее время	500	1336		66,04	10	

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

² – для изомаршрутных программ

Точность расчета высоты орбиты основные программы альтиметрических измерений

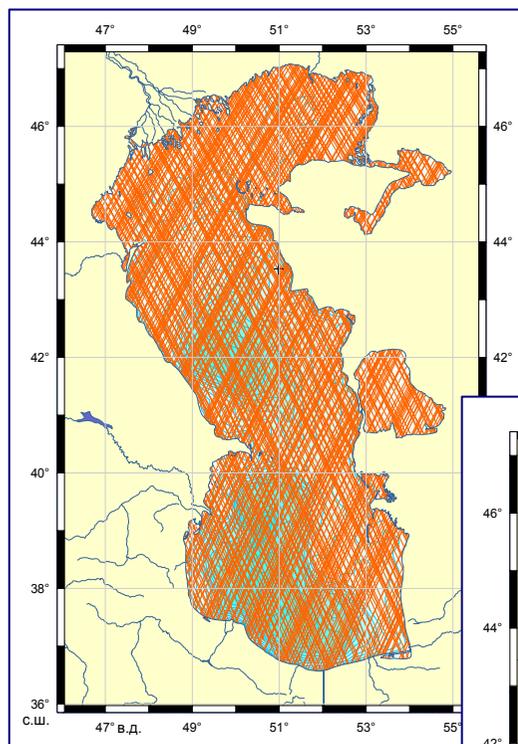


Основные типы альтиметров и точность измерения высоты морской поверхности

Альтиметер	Рабочая частота, ГГц	Длительность импульса, нс	Частота повторения импульсов, МГц	Диаметр антенны, м	Угловое разрешение антенны, град	Спутник носитель	Высота орбиты, км	Точность расчета ВМП, см
GEOSAT	13,5	3,125	500	1,3	1,2	GEOSAT	800	10
RA	13,8	12,121 ¹	1020	1,2	1,3	ERS-2/2	780	5,5
		3,03						
TOPEX NRA	13,575	3,125	4200	1,5	1,1	TOPEX/ Poseidon	1336	1,7
	5,3	10	1220		2,7			
3,125								
Poseidon	13,65	3,125	1718	1,2	1,1			
GFO-RA	13,5	3,125	500	1	2	GFO	880	3,5
Poseidon	13,575	3,125	2060	1,2	1,28	Jason	1336	1,7
	5,3	10			3,4			
3,125								
RA2	13,575	50	1795,33	1,5	1,29	ENVISAT	800	1,8
		12,5						
		3,125						
		3,2						
Poseidon	13,575	3,125	2060	1,2	1,28	Jason	1336	1,7
	5,3	10			3,4			
3,125								
SADKO	13,5	3,125	2060	1,2	1,3	ГЕОИК №11	1000	
	5,3	10			3,4			
3,125								
AltiKa	13,75	0,1	3800	1		SARAL	780	2,5
HY-2A	13,58	3,125	2000	1,4		HY-2A	965	4,0
		12,5						
		50						
		5,25						
Poseidon	13,575	3,125	2060	1,2	1,28	Jason	1336	1,7
	5,3	10			3,4			
3,125								

1 - Первая для профилирования морских льдов и ледников Гренландии и Антарктиды, вторая – для измерения высоты морской поверхности

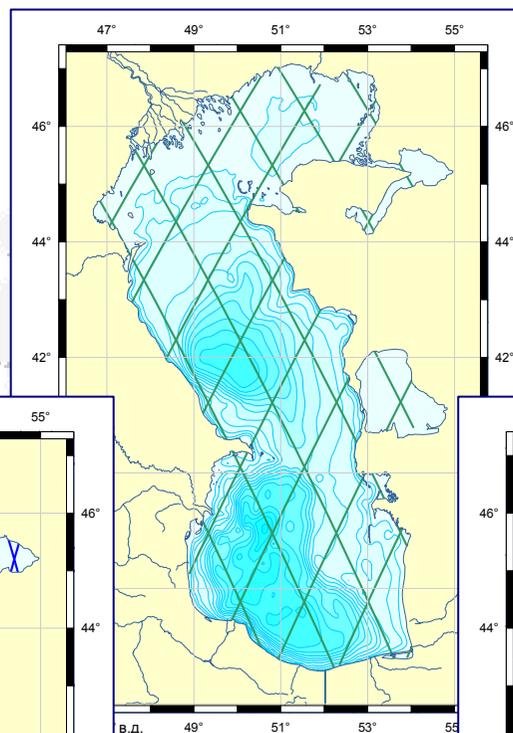
Геодзические и изомаршрутные программы



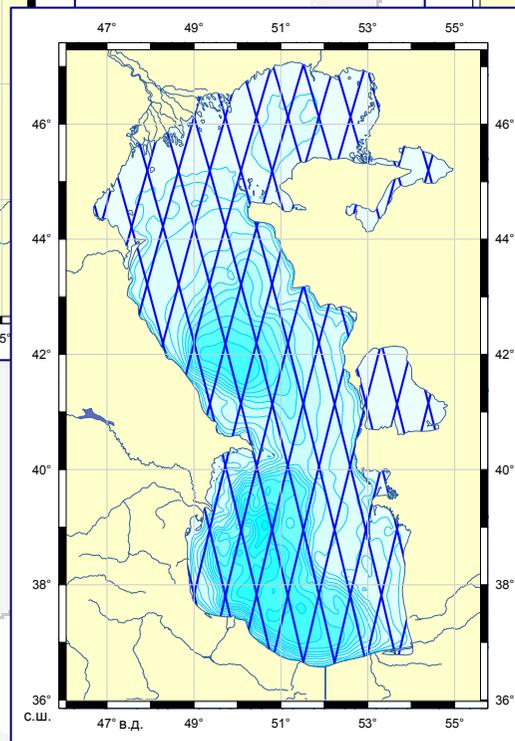
GEOSAT
(геодзическая программа)



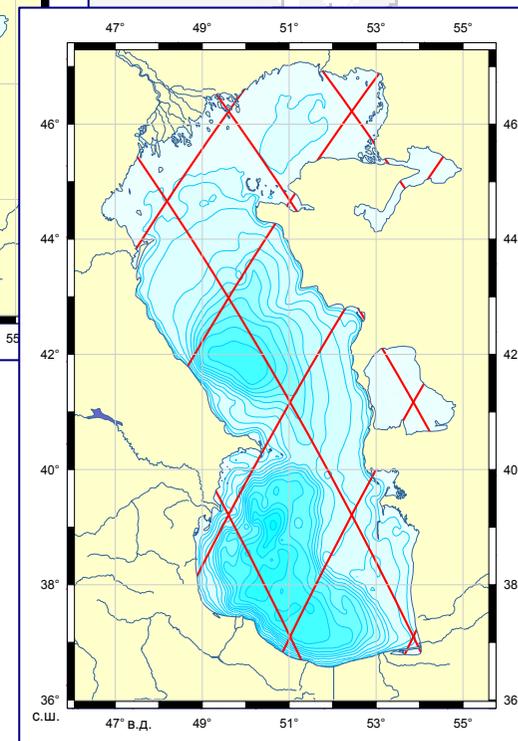
ERS 1/2 и ENVISAT, SARAL
(35 суток)



TOPEX/Poseidon и Jason 1/2
(10 суток)

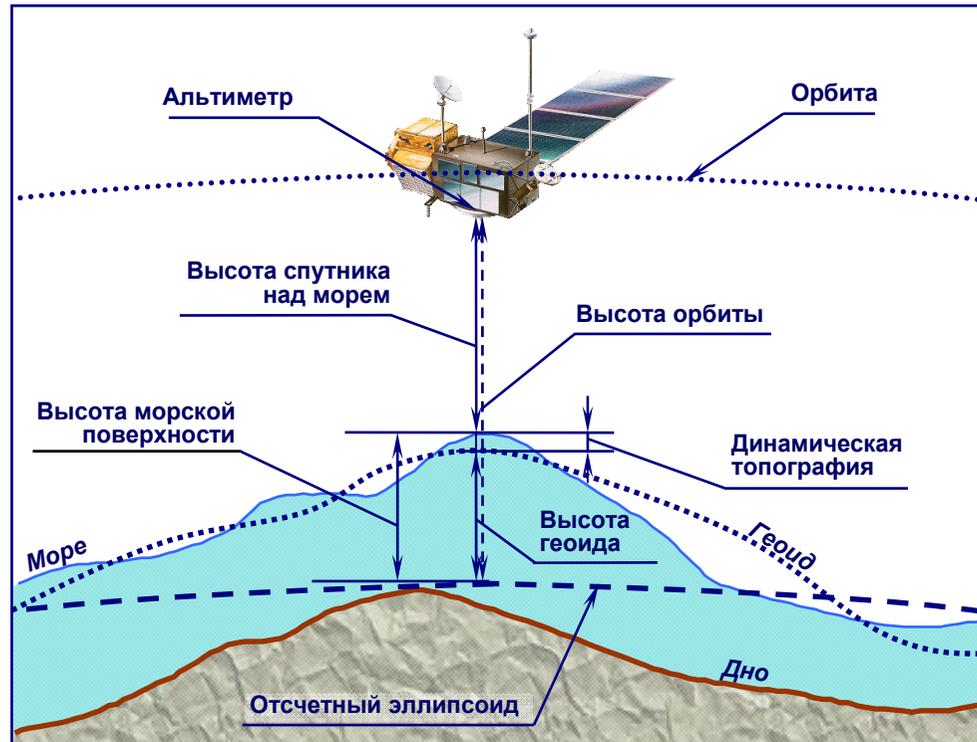


GEOSAT и GFO 1
(17 суток)



ОСНОВЫ МЕТОДА

Высота морской поверхности Спутниковая альтиметрия



Помимо этого спутниковая альтиметрия позволяет анализировать:

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

H_g – высота геоида или эквипотенциальная поверхность гравитационного поля Земли

H_{orb} – высота орбиты спутника

H_{alt} – высота спутника над поверхностью моря

H_{ssh} – высота морской поверхности с учетом ряда поправок (dH_i), связанных с прохождением радиосигнала через

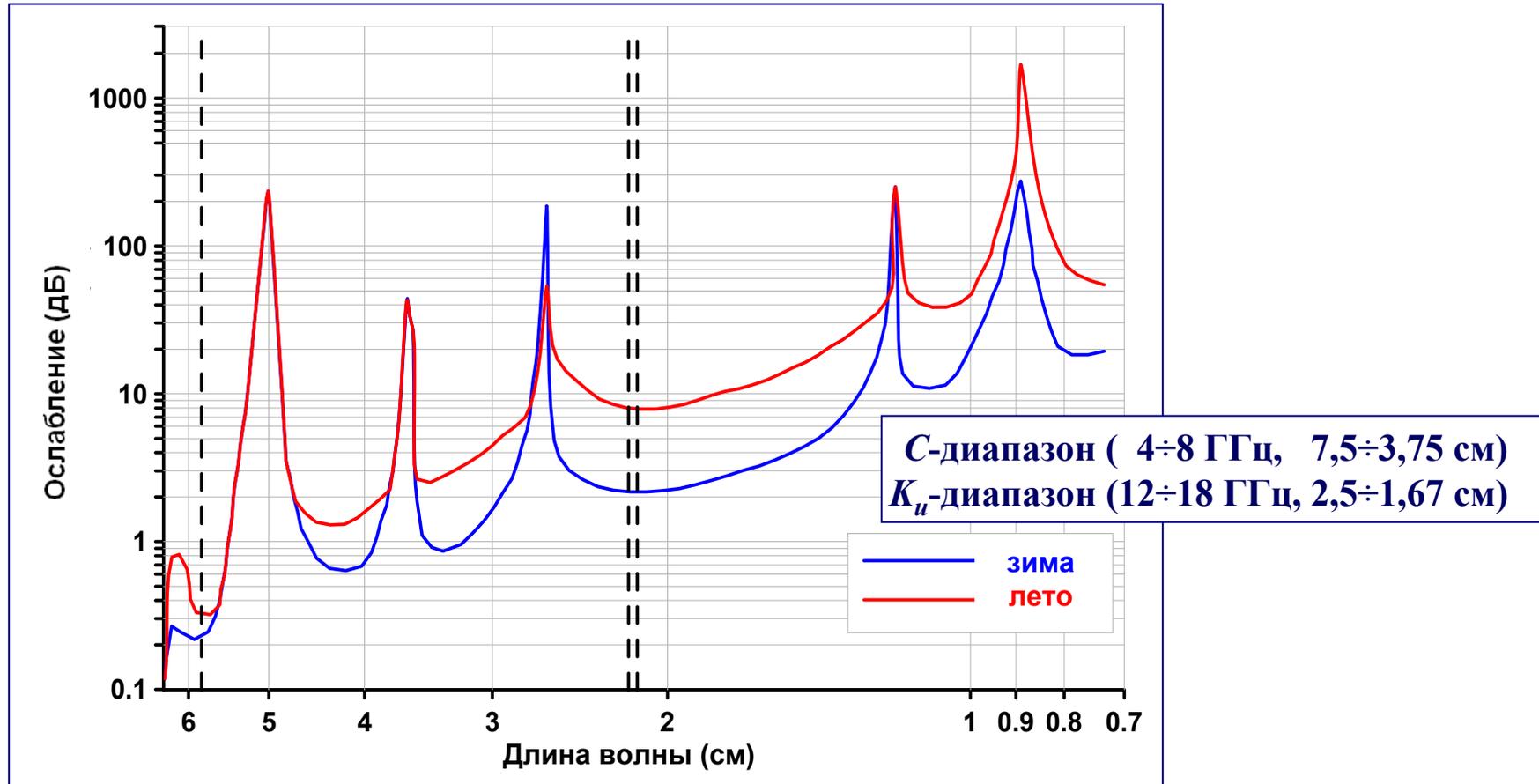
- атмосферу,
- инструментальными ошибками и состоянием подстилающей поверхности:

$$H_{ssh} = H_{orb} - H_{alt} - \sum dH_i$$

H_{dt} – динамическая топография отклонения морской поверхности относительно геоида:

$$H_{dt} = H_{ssh} - H_g$$

Рабочая частота альтиметра



Зависимость ослабления электромагнитного излучения атмосферой от длины волны

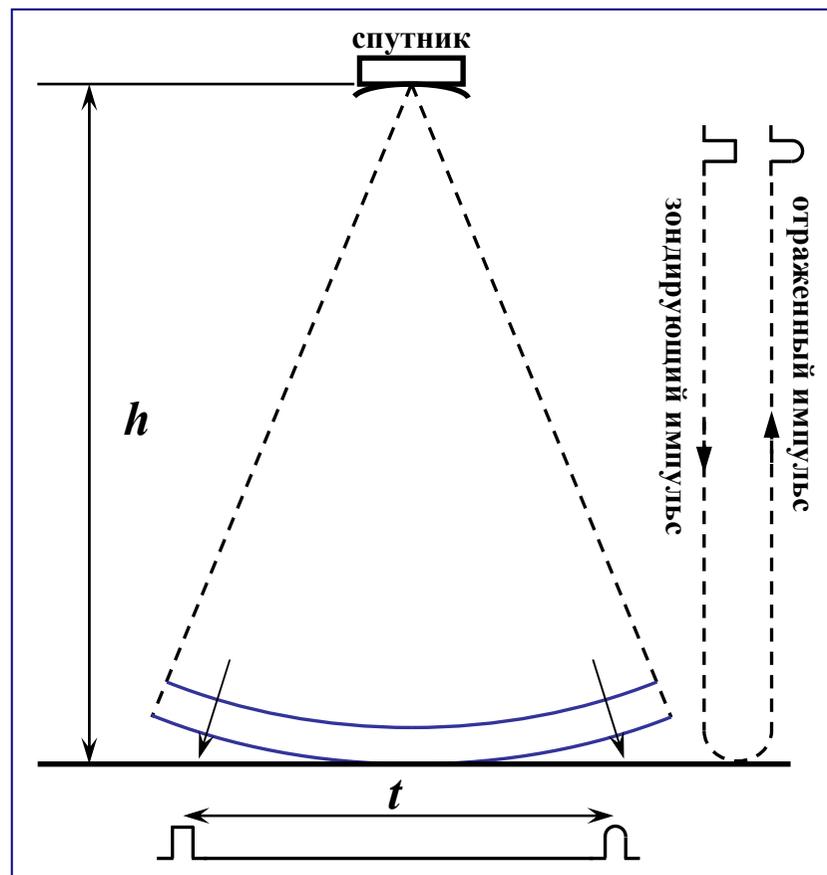
Вертикальными пунктирными линиями показаны длины волн и рабочие частоты, а желтым цветом интервал длин волн и рабочих частот современных альтиметров

Определение расстояния от альтиметра до подстилающей поверхности

По времени возврата
зондирующего
радиоимпульса

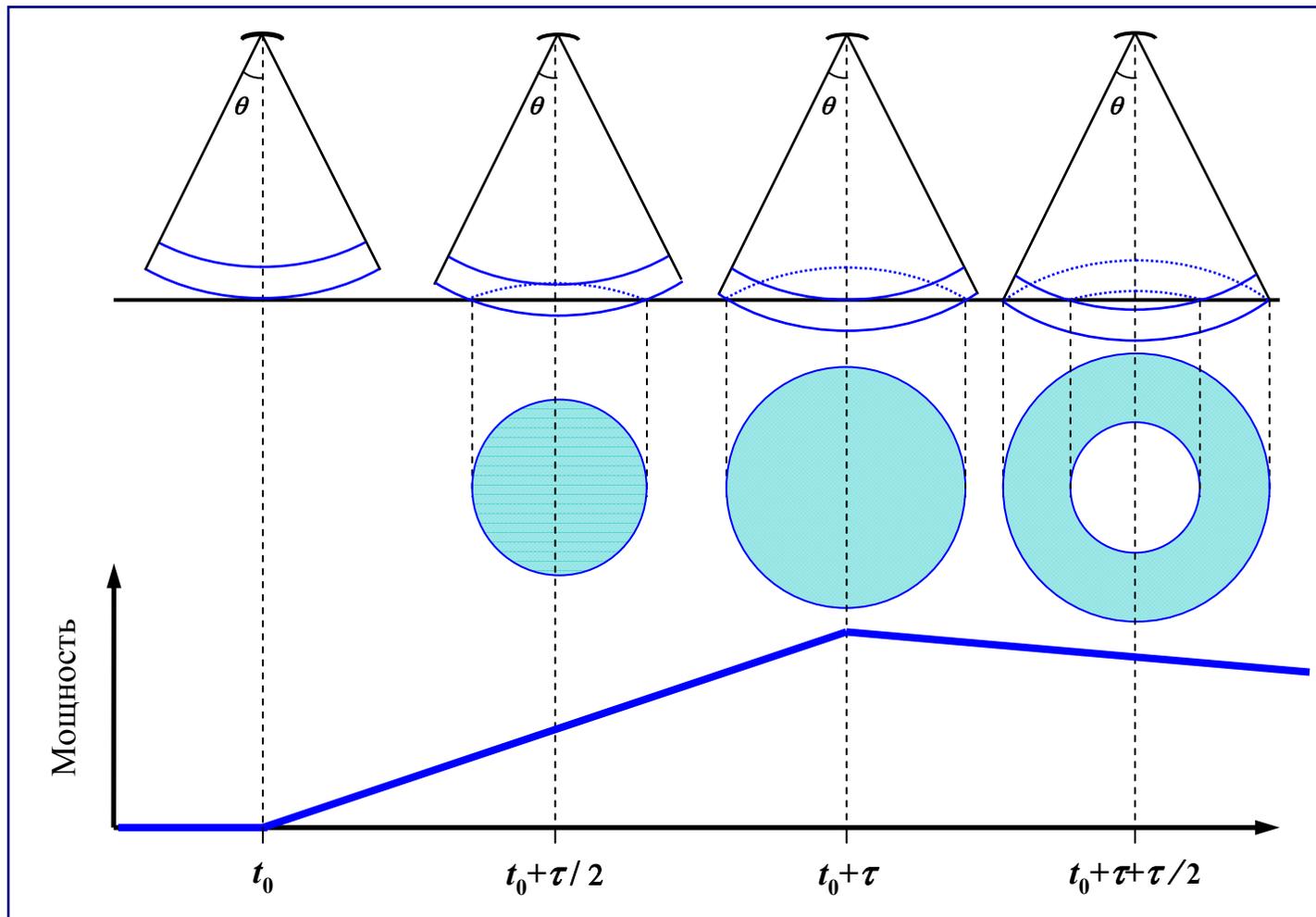
$$h = \frac{c_0 t}{2}$$

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



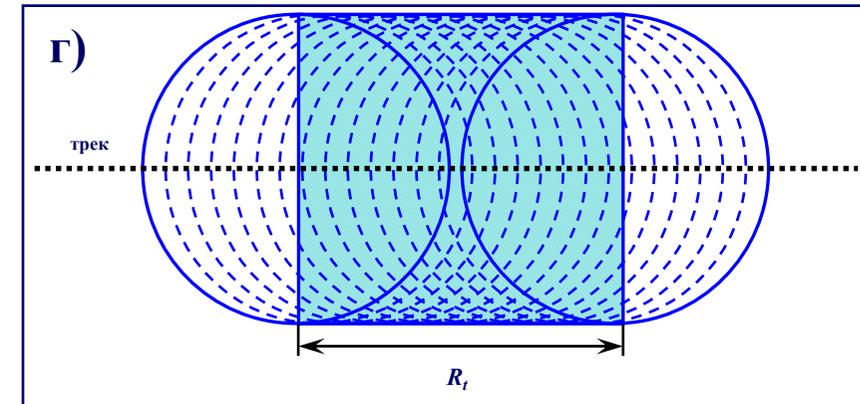
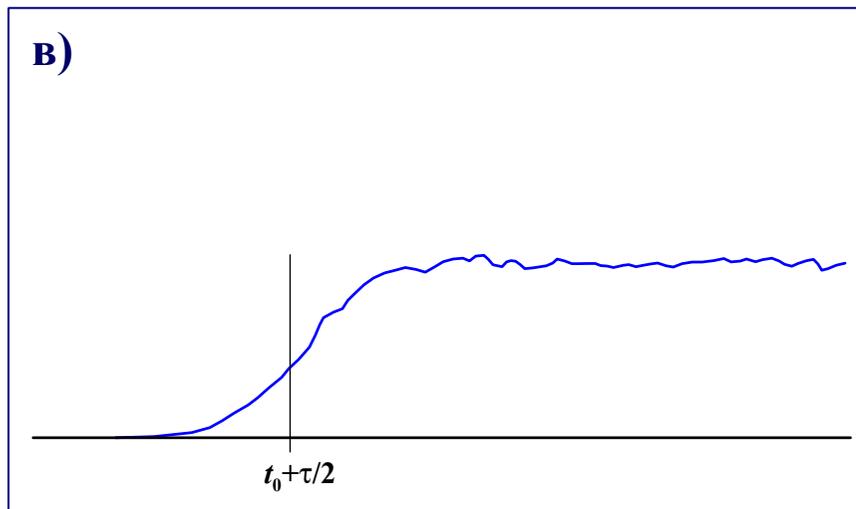
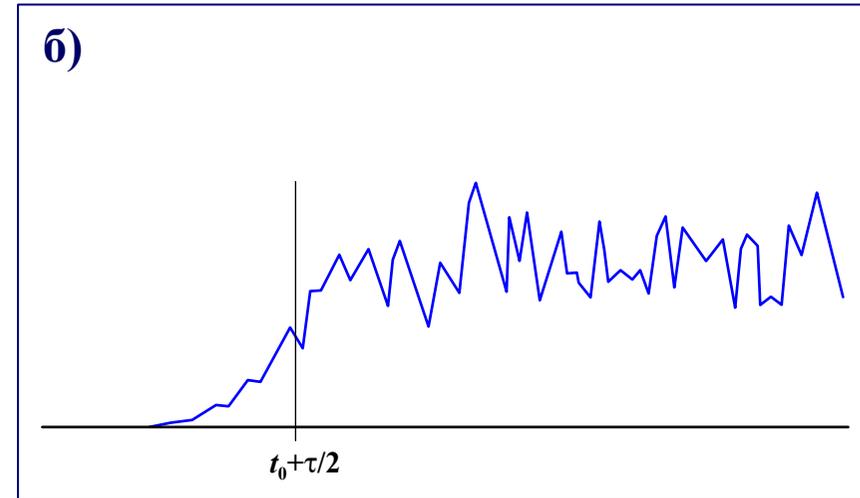
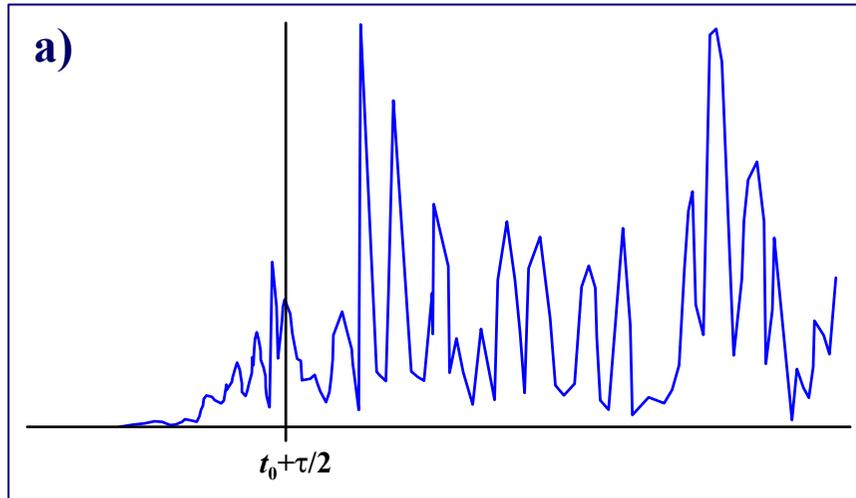
Принципиальная схема
работы альтиметра

Площадь сегмента отражения



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

Форма отраженного импульса



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

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

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

$P_{FS}(t)$ – средняя мощность сигнала, отраженного плоской поверхностью

$s_r(t)$ – форма импульса, отраженного от плоской поверхности

$q_s(t)$ – плотность вероятности распределения высот зеркальных точек

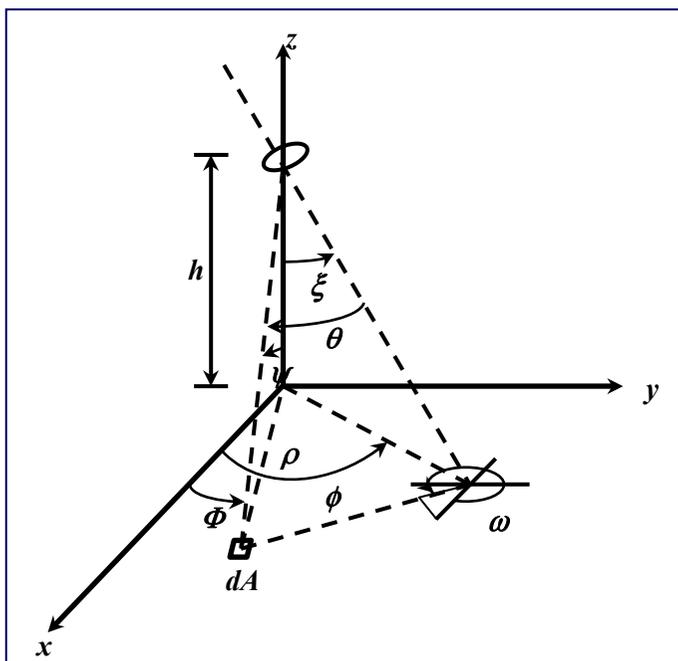
Модель Брауна построена в рамках следующих предположений:

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

Теоретическая модель формы отраженного импульса

Модель Брауна:

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



G – диаграмма направленности антенны

r – расстояние от антенны до элементарной области dA на поверхности

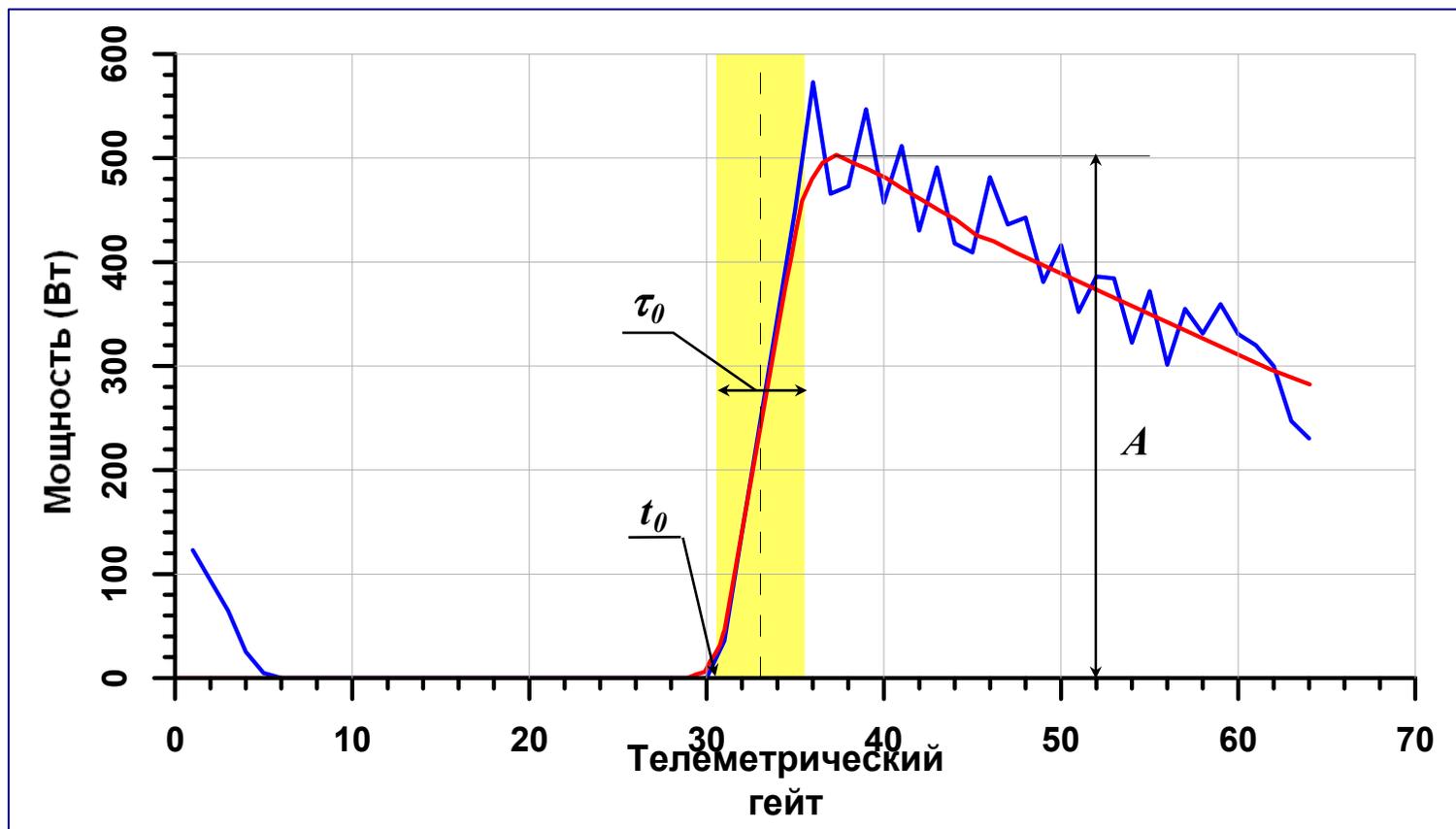
$p(t)$ – форма излученного импульса

h – среднее расстояние от спутника до поверхности

s – сечение рассеяния на единицу площади

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

Анализ формы отраженного импульса



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

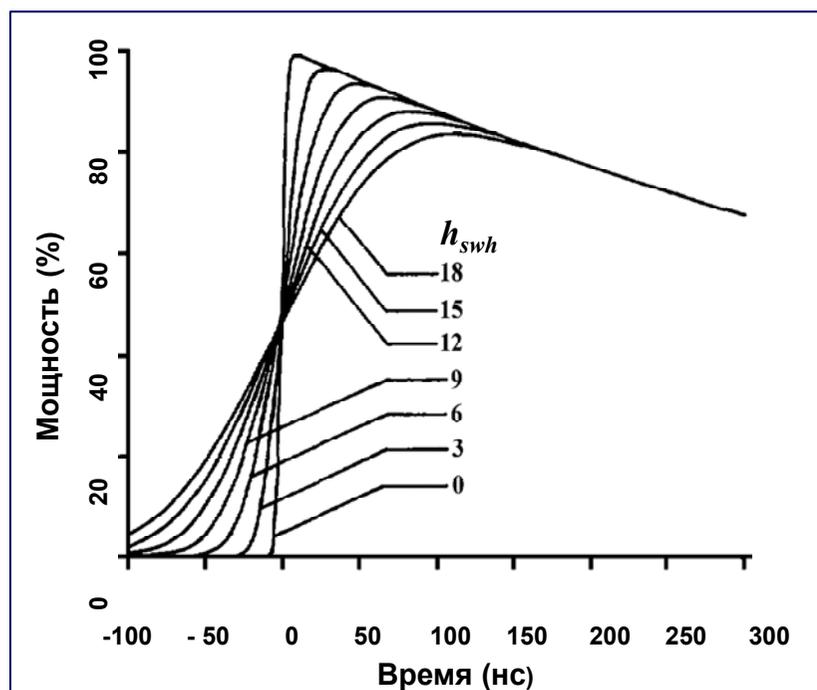
Желтой областью выделена ширина переднего фронта отраженного импульса

Значимая высота ветровых волн

Уравнение свертки

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

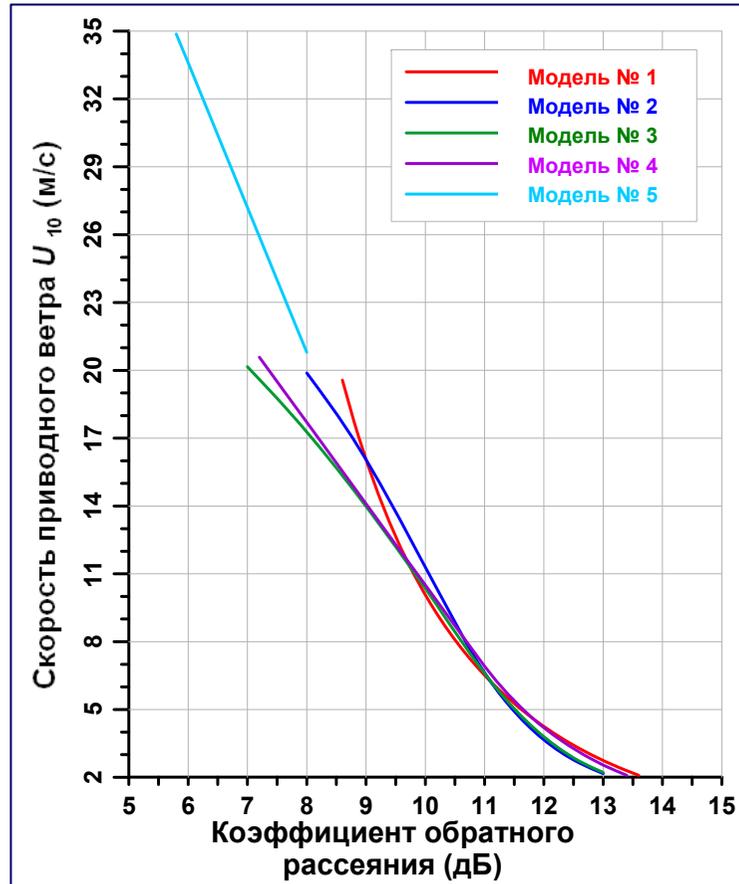
$q_s(t)$ — плотность вероятности
возвышений
морской поверхности



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

Примеры модельных форм отраженного импульса для различной степени волнения морской поверхности

Скорость приводного ветра



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

1. Brown (1979):

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

2. Chelton & McCabe (1985):

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

3. Witter & Chelton (1991):

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

4. Abdalla (2012):

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

5. Young (1993):

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

Обработка данных

Поправки на влияние атмосферы

На прохождение радиоимпульса альтиметра сильно влияет состояния атмосферы и подстилающей поверхности, которые выражается в увеличении времени возврата зондирующего сигнала, что приводит к ошибке определения высоты спутника над поверхностью океана, а следовательно и высоты морской поверхности.

- ⇒ «Сухая» тропосферная поправка
 - рассеяние радиоимпульса молекулами газов, входящих в состав воздуха, и в первую очередь кислородом (2–3 м);
- ⇒ Поправка на влажность
 - поглощение электромагнитного излучения водяным паром (<0,5 м);
- ⇒ Ионосферная поправка
 - рассеяние радиоимпульса альтиметра свободными электронами и ионами (0,02–0,2 м);
- ⇒ Поправки на состояние подстилающей поверхности
 - поправка на электромагнитное смещение – изменение интенсивности отражения радиоволн вдоль профиля длинных поверхностных волн (1–4 см);
 - поправка на асимметрию возвышений морской поверхности – отклонение распределений возвышений морской поверхности от распределения Гаусса (10 см);
- ⇒ Поправка на отклонение от положения надира
 - уменьшает коэффициента обратного рассеяния (4 дБ).

Геофизические поправки

Учет поправок данного вида зависит от класса решаемых задач с использованием данных спутниковой альтиметрии.

⇒ Поправка обратного барометра

- обусловленных барическим воздействием атмосферы, и рассчитывается через атмосферное давление на уровне подстилающей поверхности (<3 м);

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

⇒ Приливные поправки

- океанические приливы – воздействием приливообразующих сил (для открытого океана не превышает 20 см, 15,6–18 м в бухте Фанди);
- земные приливы – воздействием приливообразующих сил (< 53,4 см);
- полюсные приливы – колебания положения полюсов Земли, которые обусловлены свободной эйлеровской прецессией (свободной нутацией или чандлеровским колебанием) (<15 см);

⇒ Нагрузка на ложе 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 вызывают дополнительные деформации земной коры
- (0,1–25% от высоты прилива в океане).

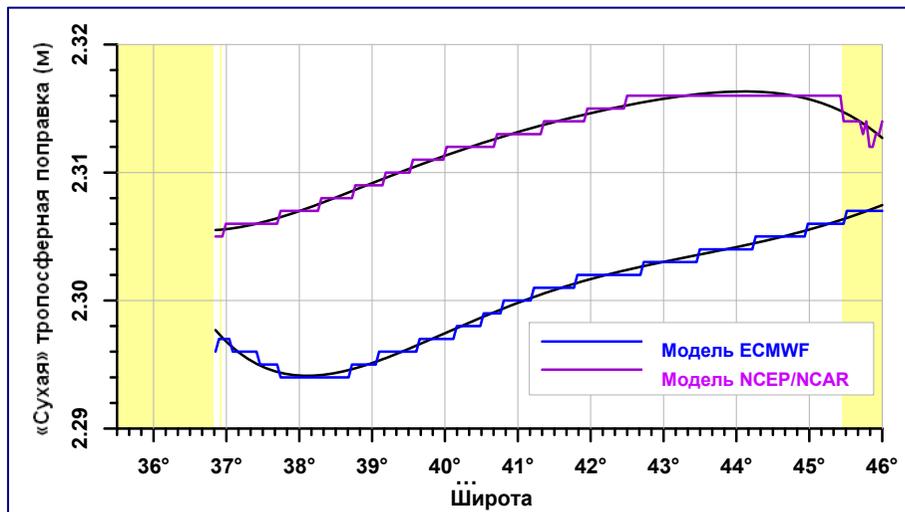
«Сухая» тропосферная поправка

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

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

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

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



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

Поправка на влажность

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

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

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

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

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

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

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

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

φ – широта точки надира.

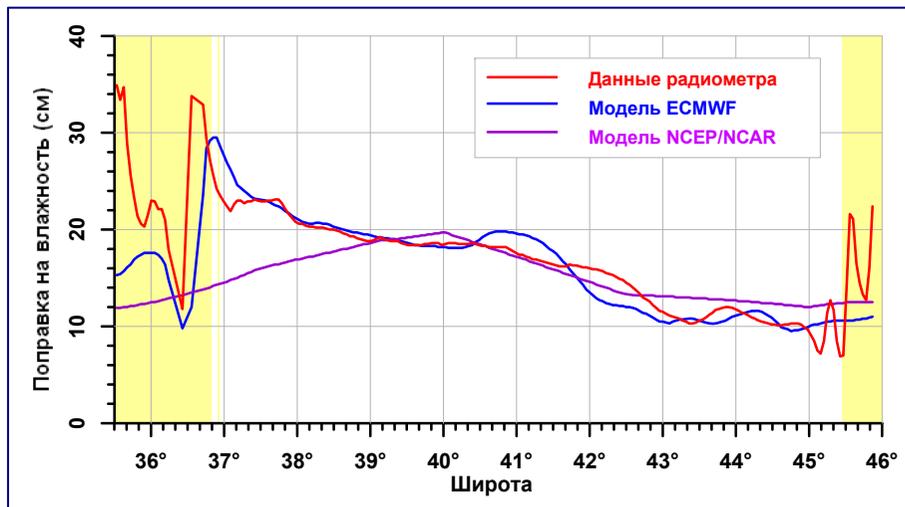
В качестве исходной информации рекомендуется использовать данные, рассчитанные по модели ECMWF или совместной модели NCEP/NCAR.

Поправка на влажность

Величина влагосодержание атмосферы может быть получена по данным микроволнового радиометра.

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

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



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

Поправка на влажность

Величина поправки на влажность может быть получена по данным микроволнового радиометра

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

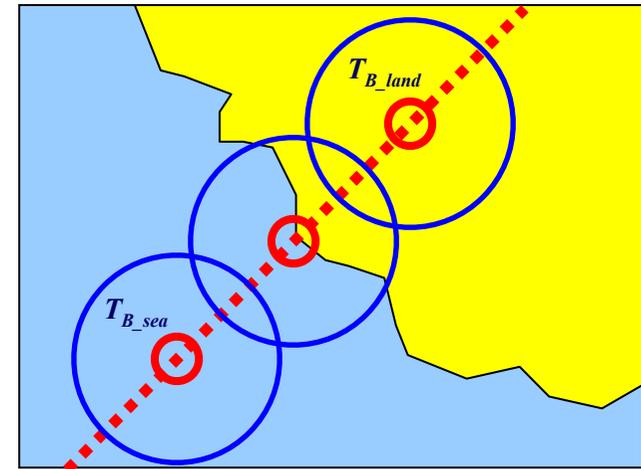
где T_{Bi} – радиояркостная температура (°К) по данным i -го канала радиометра, β_i – константы для i -го канала, N – число каналов радиометра с учетом поляризации каждого канала.

Уточнение радиояркостной температуры в прибрежной зоне

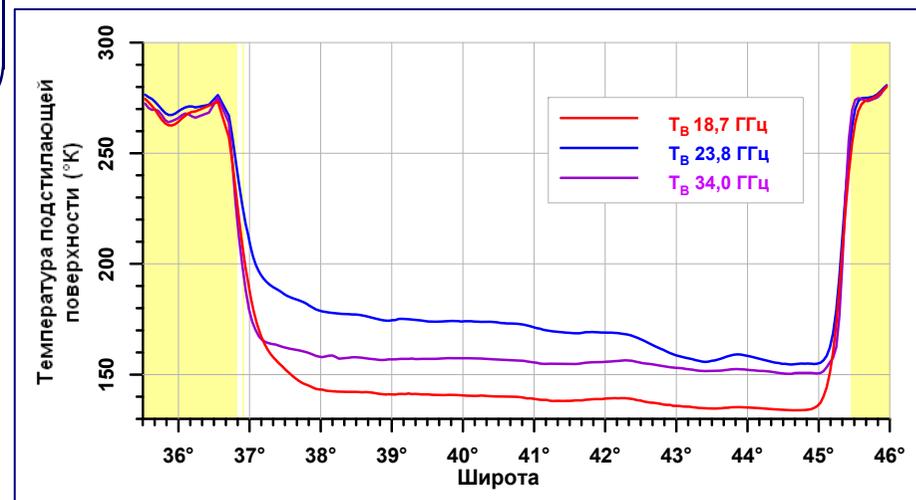
$$dT_{Bi}(l) = \frac{T_{Bi_land} - T_{Bi_sea}}{2} \left(1 + \operatorname{erf} \left(\frac{l}{S_i(l)} \right) \right)$$

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

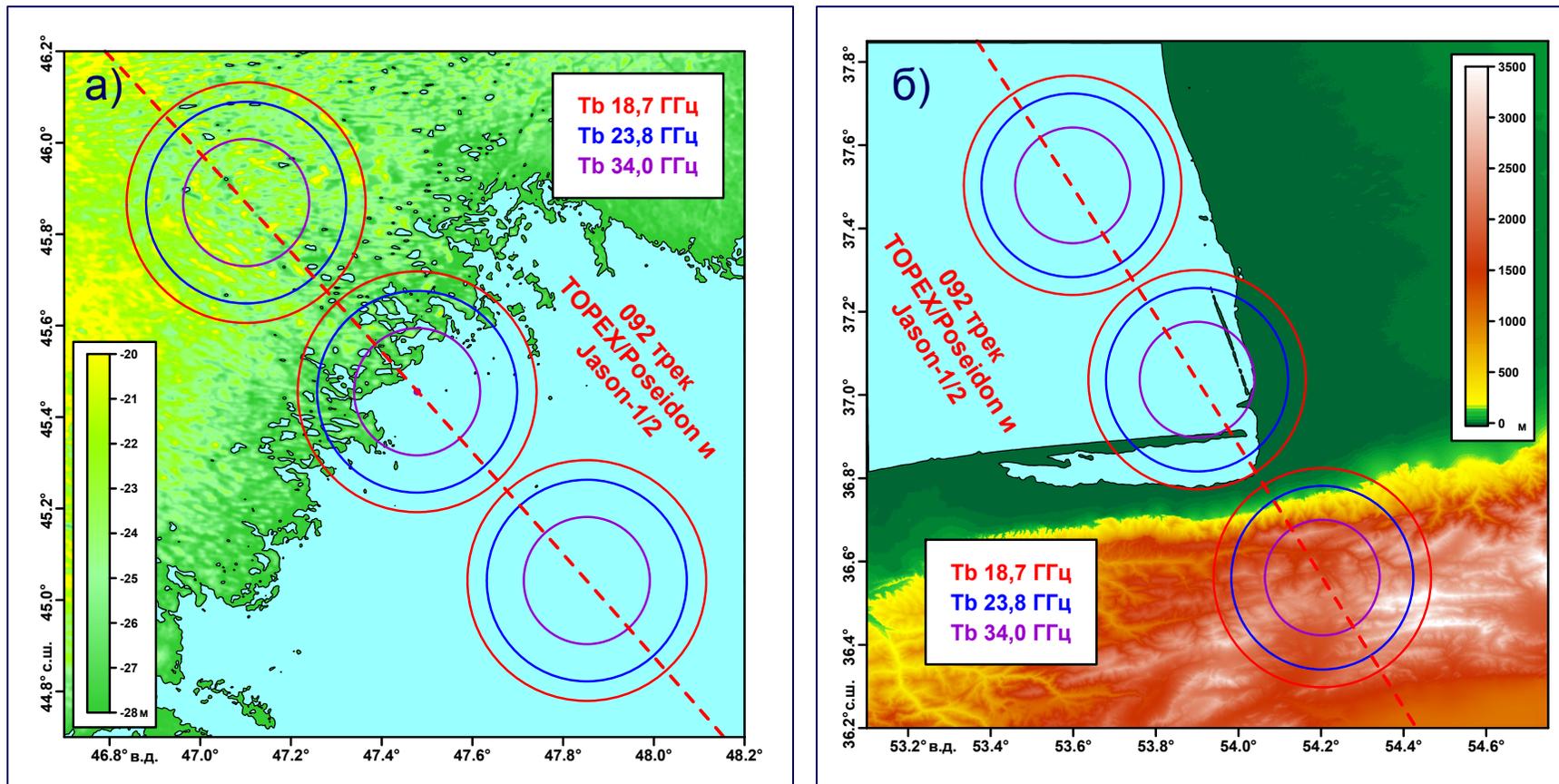
Изменчивость радиояркостной температуры (°К) для трех каналов микроволнового радиометра Jason-2 вдоль 092 трека спутника на 1 августа 2012 г. (150 цикл).



Кусочно-гладкая топографическая модель излучающей поверхности.



Поправка на влажность



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

Ионосферная поправка

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

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

TEC определяется:

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

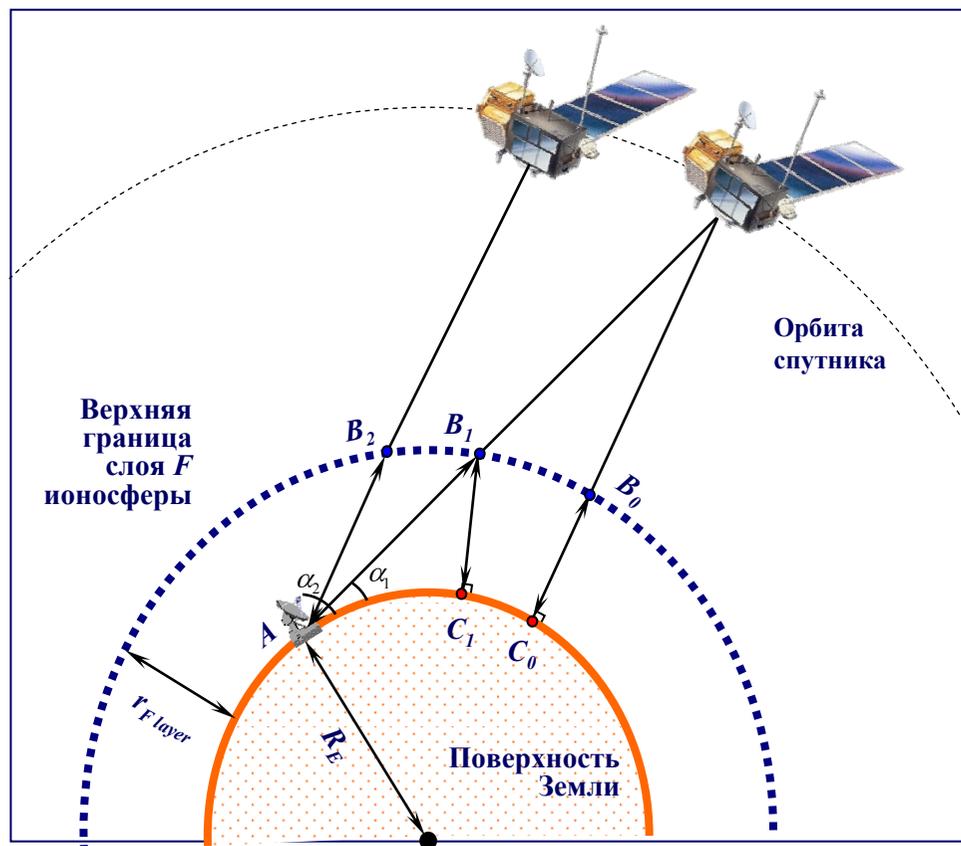
$$dh_{iono_f_i} = \frac{f_i^2}{f_{Ku}^2 - f_C^2} (h_{ssh_f_{Ku}} - h_{ssh_f_C})$$

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

Ионосферная поправка

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

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

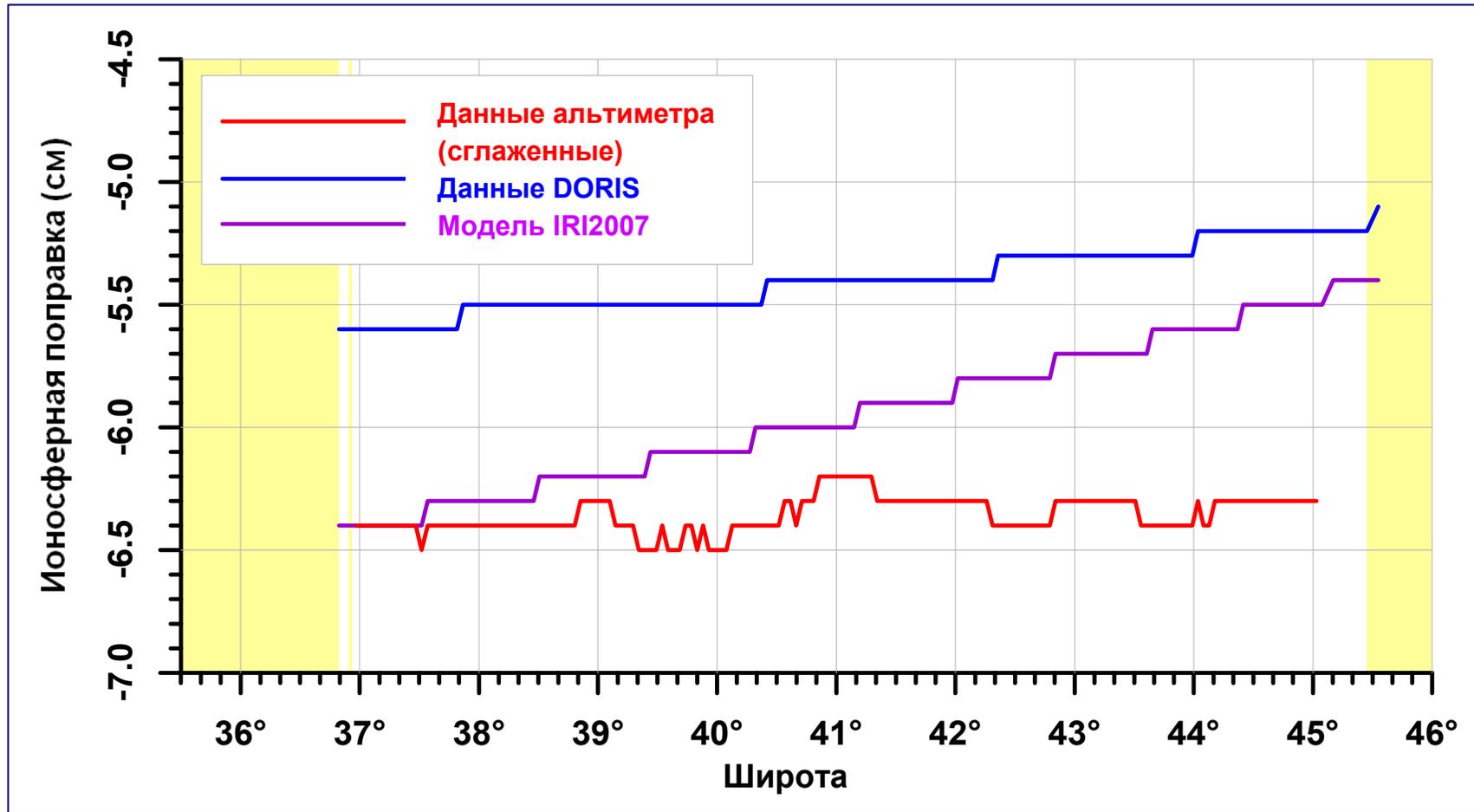


где $TEC_{s_AB_i}$ – количество электронов на пути прохождения радиоволн вдоль линии между спутником и станцией слежения, K_i – коэффициенты, определяющиеся как

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

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

Ионосферная поправка



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

Поправки на состояние подстилающей поверхности

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



Различие между средним уровнем моря, его медианой и измеряемой величиной

⇒ Поправка на электромагнитное смещение

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

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

⇒ Поправка на асимметрию возвышений морской поверхности

- обусловлена отклонением распределений возвышений морской поверхности от распределения Гаусса

Поправка на отклонение от положения надира

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

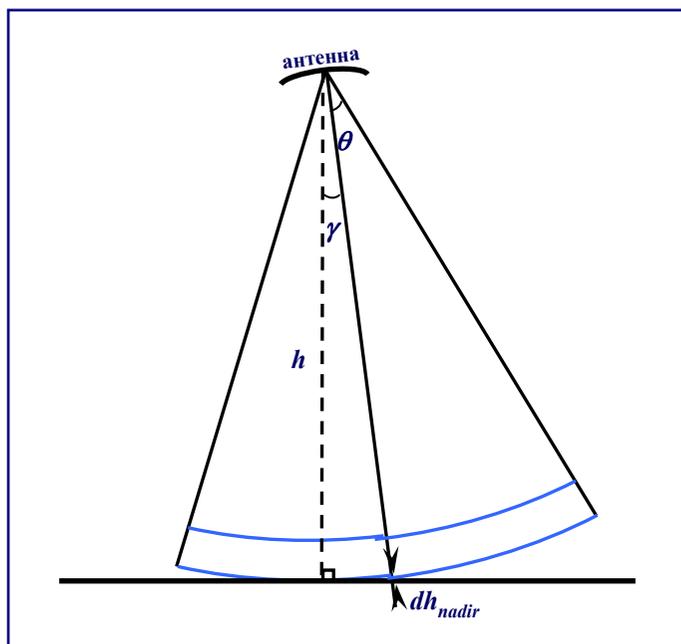
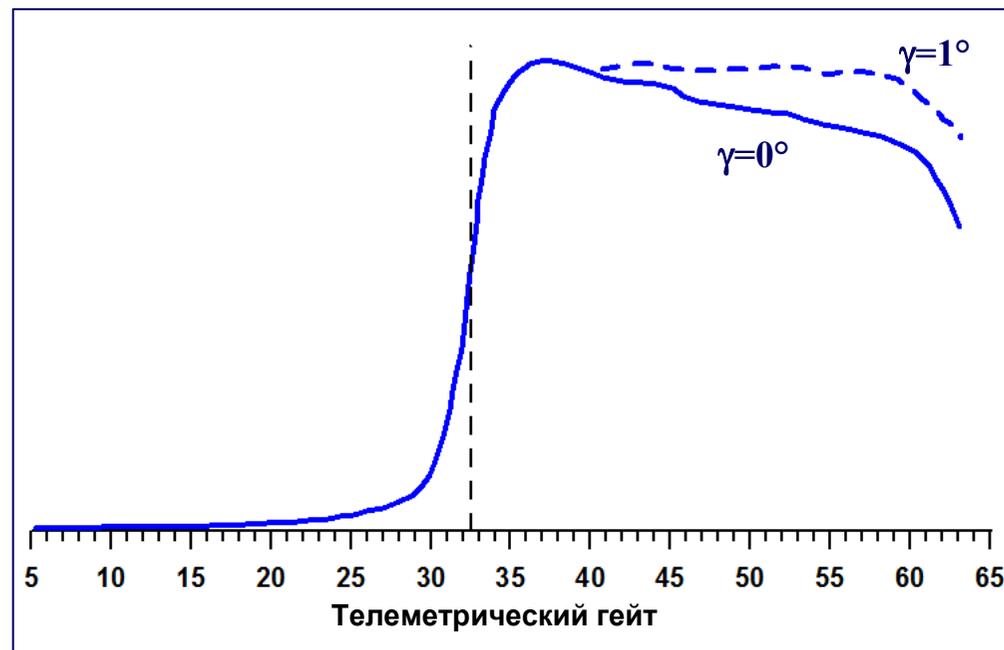


Схема отклонения альтиметра от положения надира



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)

Приливные поправки



Данный класс поправок обусловлен воздействием приливообразующих сил на водную и твердую оболочки Земли. Они соответствуют высотам океанических приливов и приливов земной коры. Учет этих явлений также необходим при расчете высоты орбиты спутника.

Машина для расчета времени и высоты приливов в определенной точке земного шара

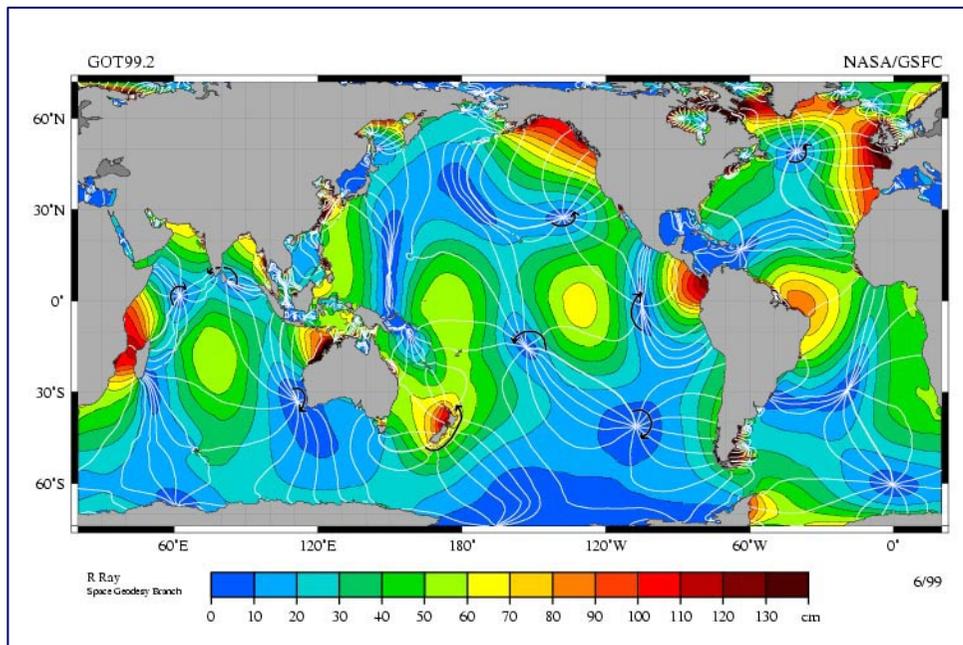
Приливные поправки

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 M₂, построенная по модели GON99.2

Параметры основных приливных волн

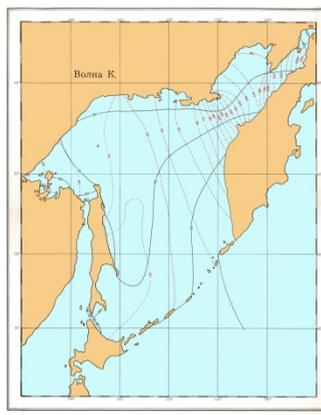
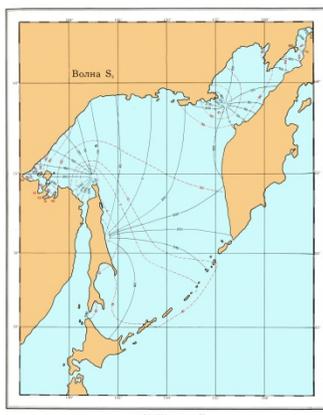
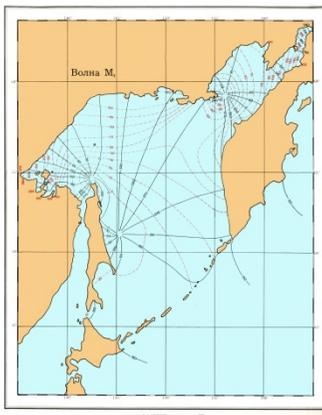
Символ	Частота, град/ч	Период, час	Названия волн (L – лунная, S – солнечная)
<i>Полусуточные компоненты</i>			
$2N_2$	27,9682	12,8717	L , эллиптическая волна M_2
N_2	28,4397	12,6583	L , большая эллипт. волна M_2
M_2	28,9841	12,4206	L , главная волна
L_2	29,5285	12,1916	L , малая эллиптическая волна M_2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

Глобальные модели океанических приливов

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

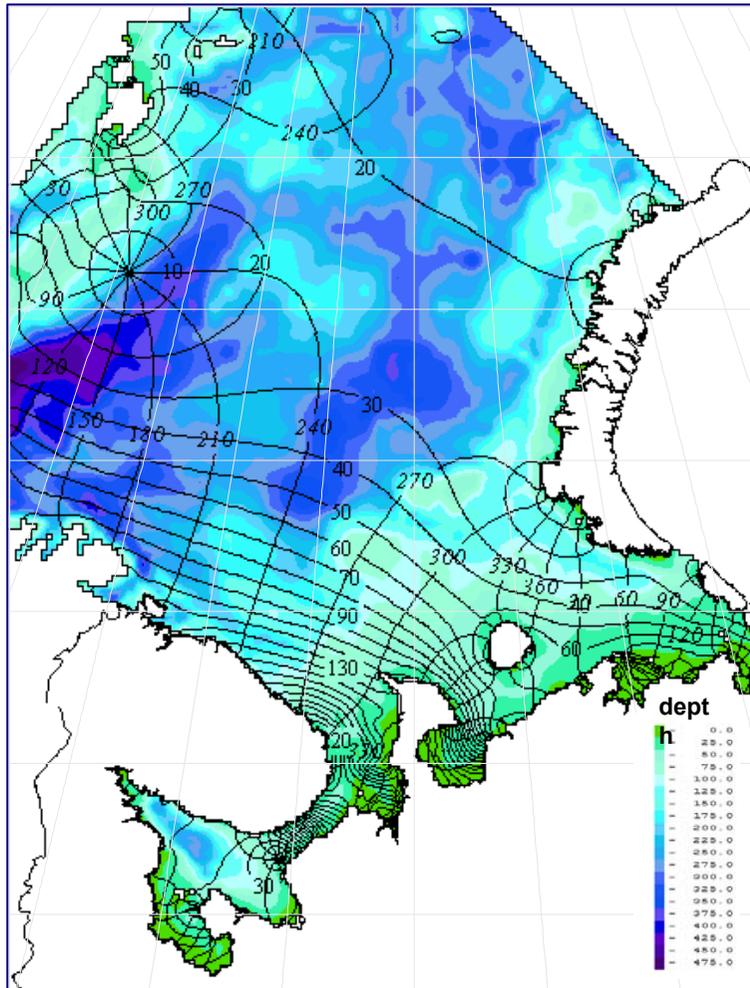
Глобальные модели океанических приливов

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

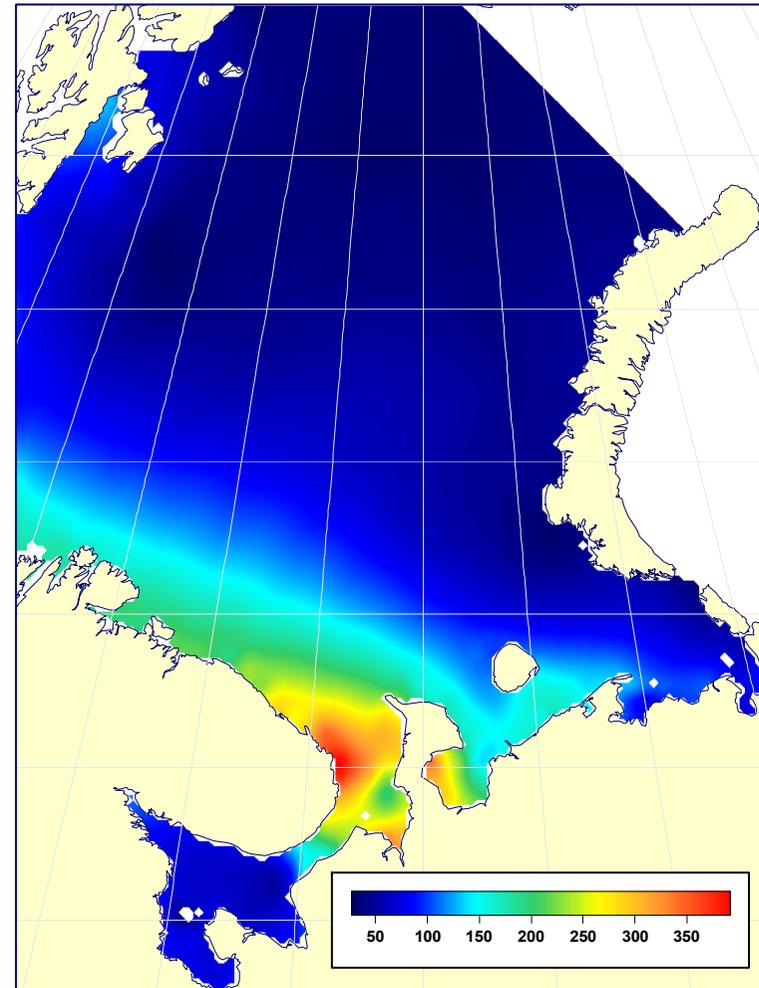


Котидальные карты приливных волн M_2 , S_2 , K_1 и O_1 Охотского моря.

Региональные модели приливов



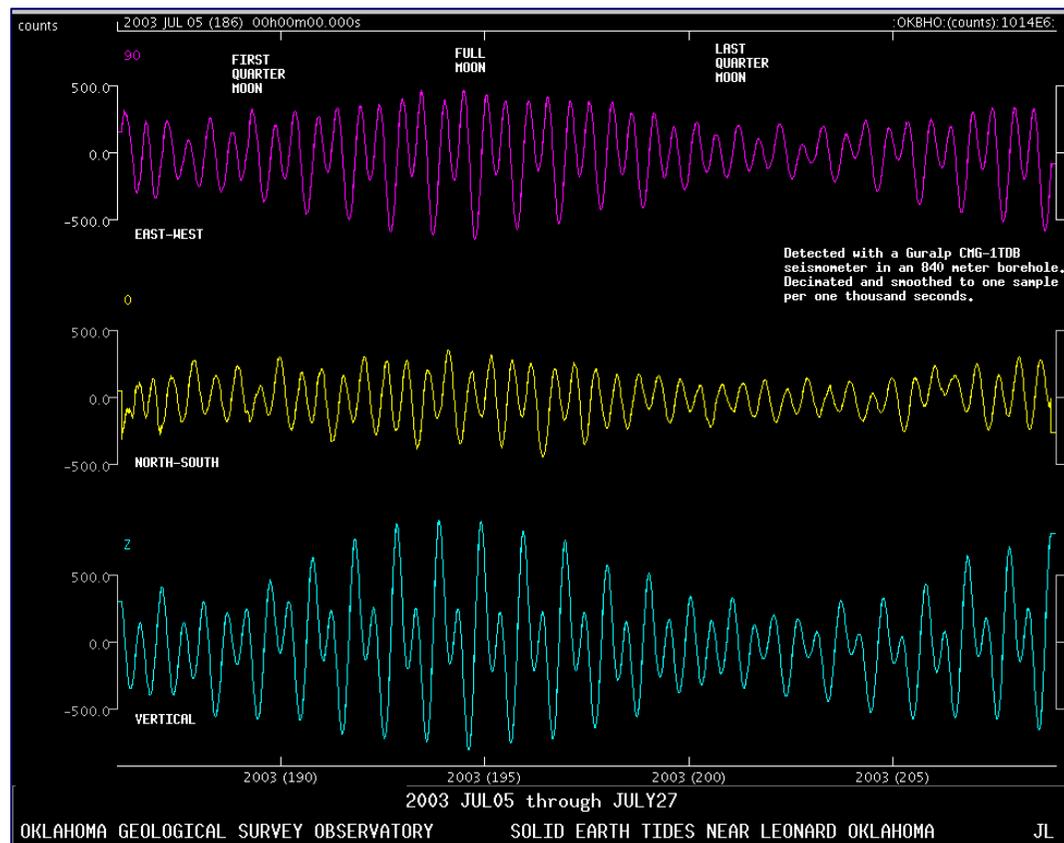
Котидальная карта приливной волны M_2 Белого и Баренцева морей по региональной модели Лаборатории прикладных морских исследований Гидрометцентра РФ.



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

Земные приливы

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



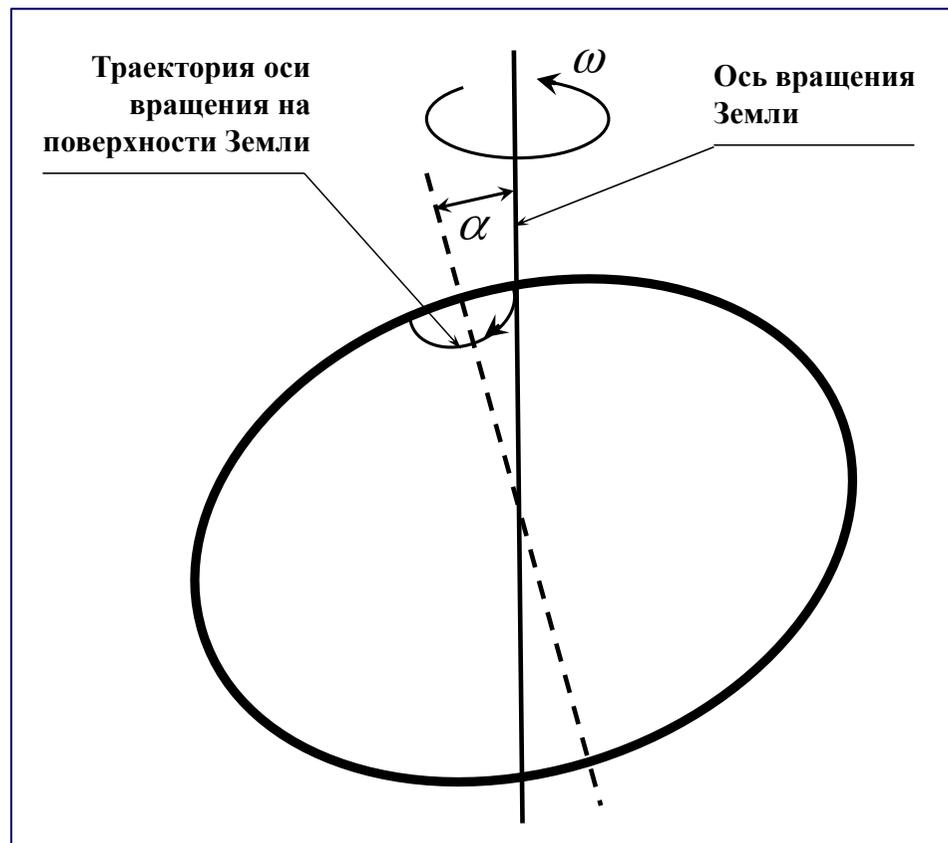
В сизигиях колебания коры на 9 см больше, а в квадратурах на 9 см меньше средних колебаний.

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

Поправка на полюсный прилив

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

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



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

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

Нагрузка на ложе океанов и морей

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

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

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

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

Белое море

Белое море

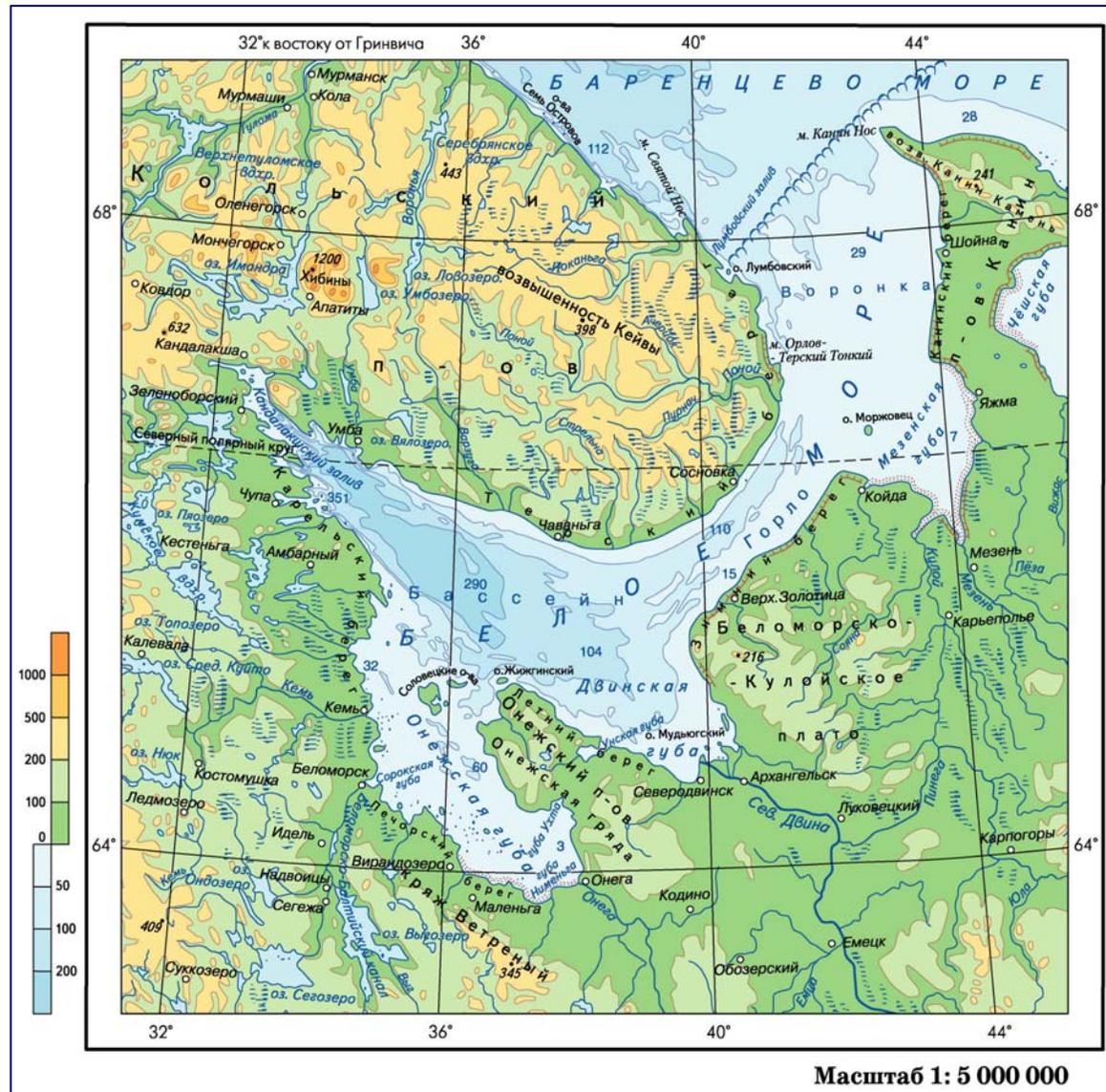
Самые глубокие районы моря – Бассейн и Кандалакшский залив.

Довольно плавно уменьшаются глубины от устья к вершине Двинского залива.

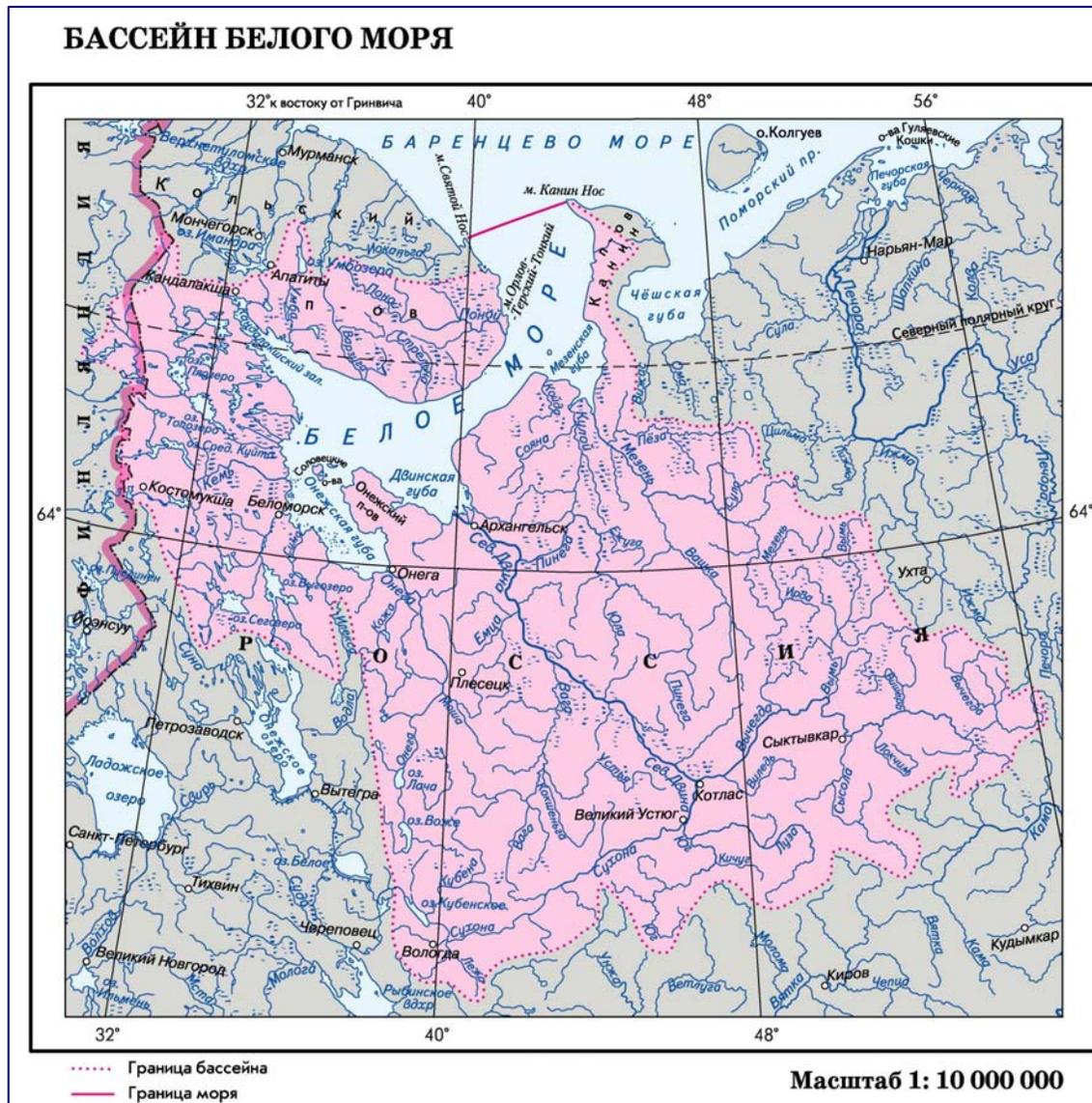
Несколько приподнято над чашей Бассейна дно мелководного залива Онежская губа.

Дно Горла моря представляет собой подводный желоб глубиной от 50 до 100 м.

Северная часть моря наиболее мелководна. Глубины ее не превышают 50 м. Дно здесь весьма неровное, особенно в Мезенском заливе. Этот район усеян множеством банок.



Белое море



Площадь водосбора Белого моря — 729 000 км², что в 8 раз превышает площадь акватории моря и является наибольшим показателем для всех окраинных морей Северного Ледовитого океана.

Впадающие в Белое море реки ежегодно приносят около 215 км³ пресной воды.

Более 3/4 всего стока приходится на реки, впадающие в заливы: Онежская губа, Двинская губа и Мезенская губа

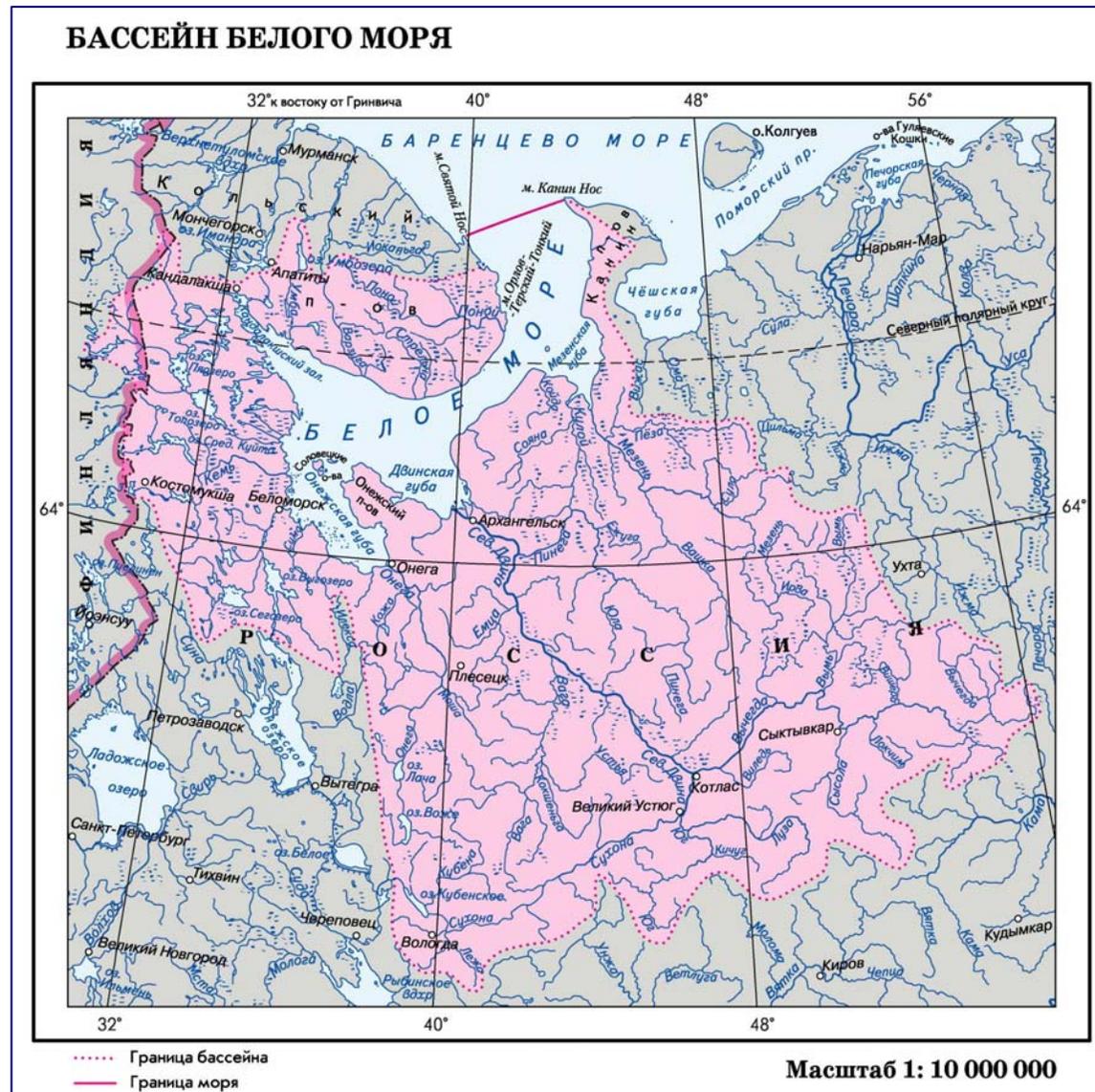
Белое море

В многоводные годы реки: Северная Двина вносит около $170 \text{ км}^3/\text{год}$,
Мезень – $38 \text{ км}^3/\text{год}$,
Онега – $27 \text{ км}^3/\text{год}$.

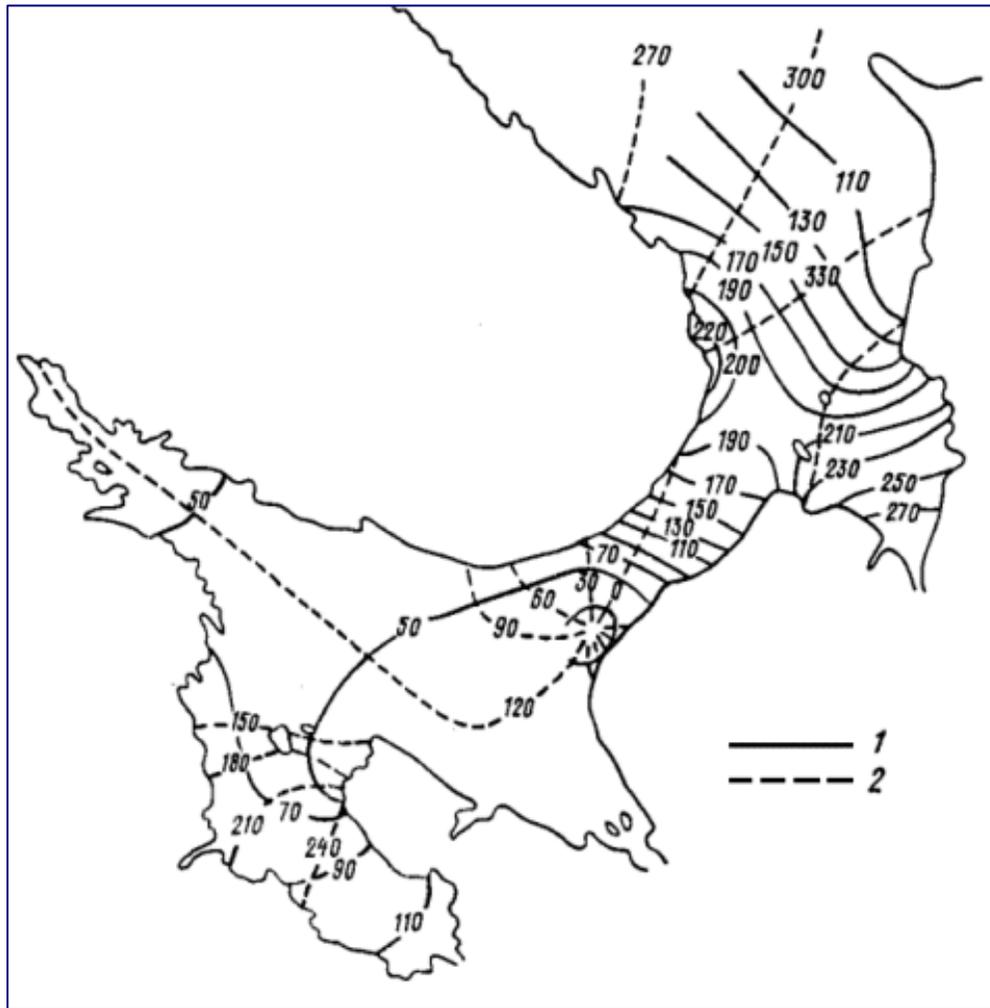
Впадающие на западном побережье моря реки Кемь и Выг дают соответственно 12 км^3 и 11 км^3 воды в год.

Другие реки дают всего 9% стока.

Максимум стока наблюдается весной и составляет 40% годового стока. Для моря в целом максимальный сток приходится на май, минимальный – на февраль – март. За год возобновляется более $2/3$ всей массы глубинной беломорской воды.



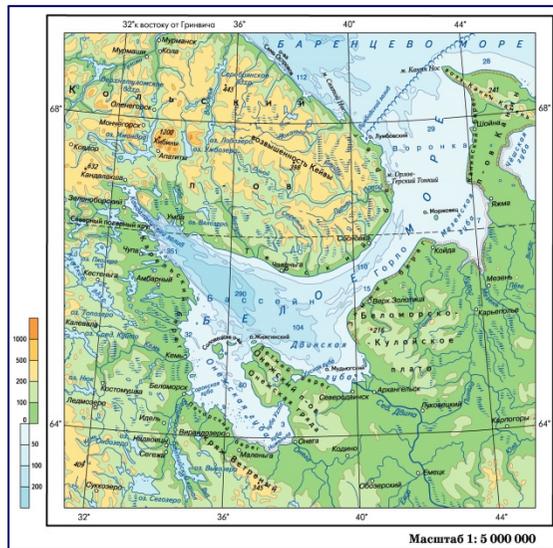
Приливной режим



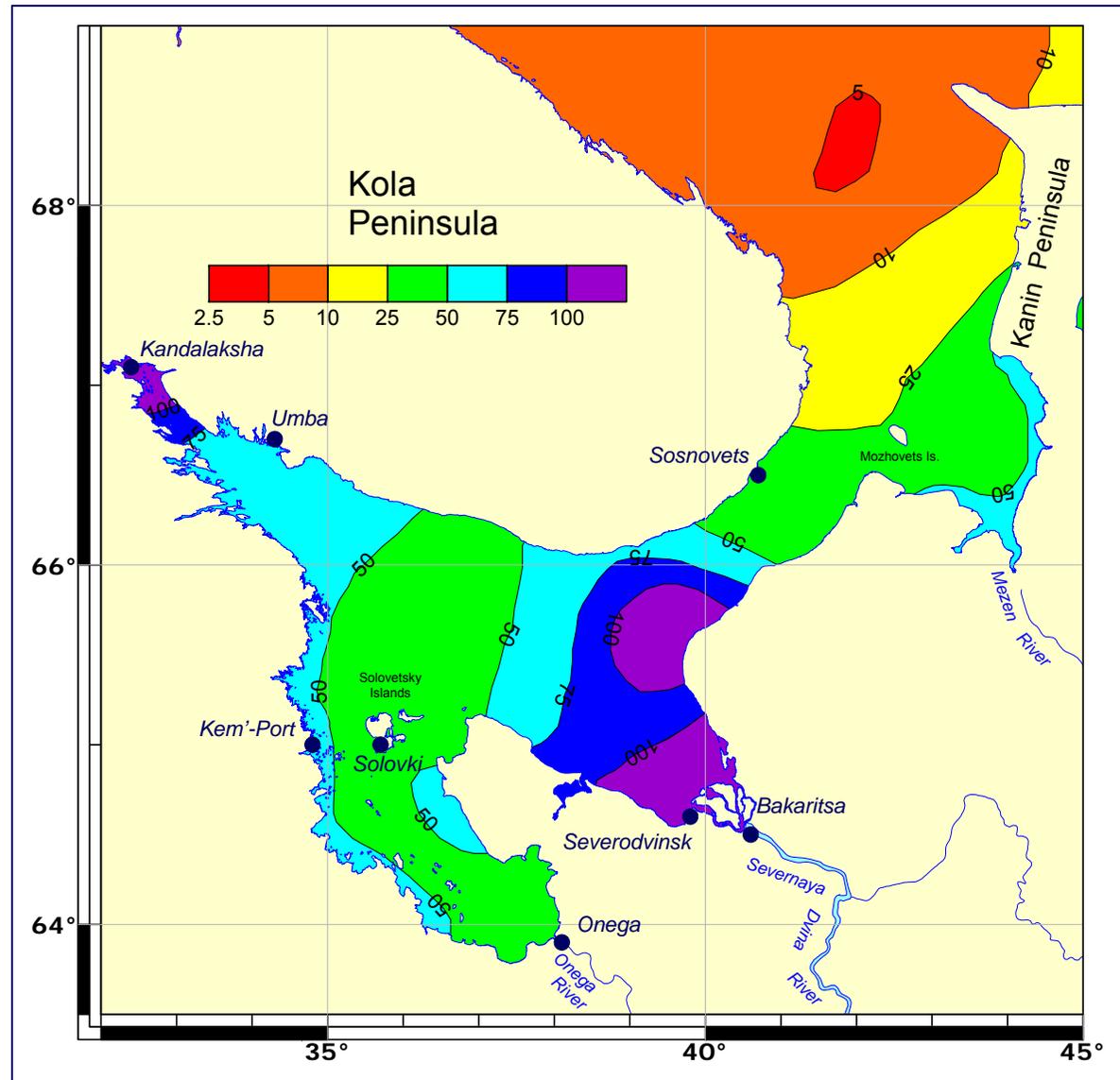
Изоамплитуда (1) и изофаза (2) приливной волны M_2 в Белом море (Kowalik and Proshutinsky, 1993)

В Белом море хорошо выражены приливы. Поступательная приливная волна из Баренцева моря распространяется вдоль оси Воронки до вершины Мезенского залива. Проходя поперек входа в Горло, она вызывает волны, проходящие через Горло в Бассейн, где они отражаются от берегов. Сложение отраженных от берегов и набегающих волн создает стоячую волну, которая создает приливы в Горле и Бассейне Белого моря. Они имеют правильный полусуточный характер. Благодаря конфигурации берегов и характеру рельефа дна, наибольшая величина прилива (около 7,0 м) наблюдается в Мезенском заливе, у Канинского берега, Воронки и у о. Сосновец, в Кандалакшском заливе она несколько превышает 3 м. В центральных районах Бассейна, Двинском и Онежском заливах приливы меньше.

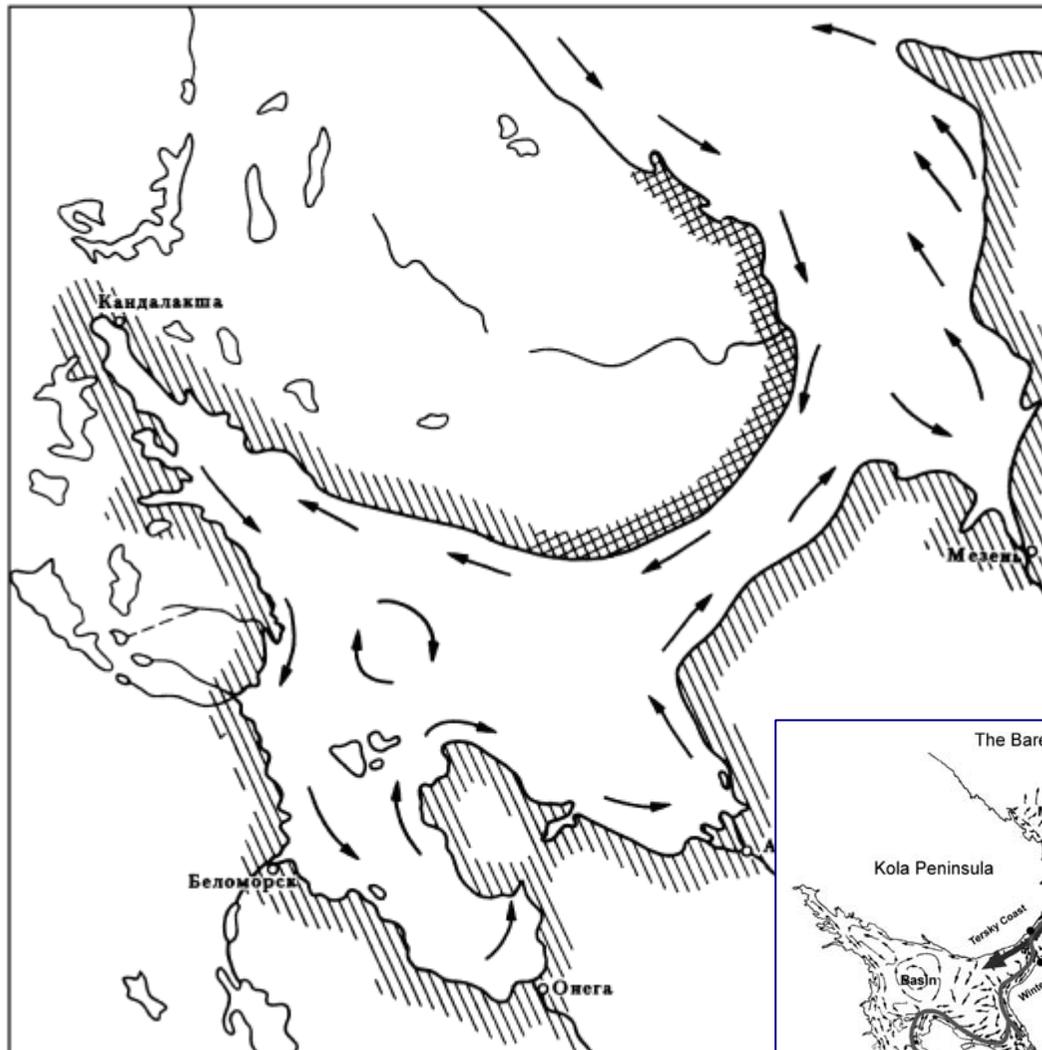
Приливной режим



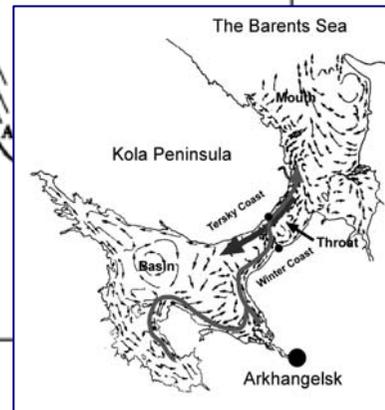
**Отношение в %
суммы амплитуд
нелинейных гармоник
к сумме амплитуд
основных волн
прилива (Май, 2004)**



Горизонтальная циркуляция



Горизонтальная циркуляция вод Белого моря складывается под совокупным воздействием ветра, речного стока, приливов, компенсационных потоков, поэтому она разнообразна и сложна в деталях. Результирующее движение образует направленное против часовой стрелки перемещение вод, свойственное морям Северного полушария.

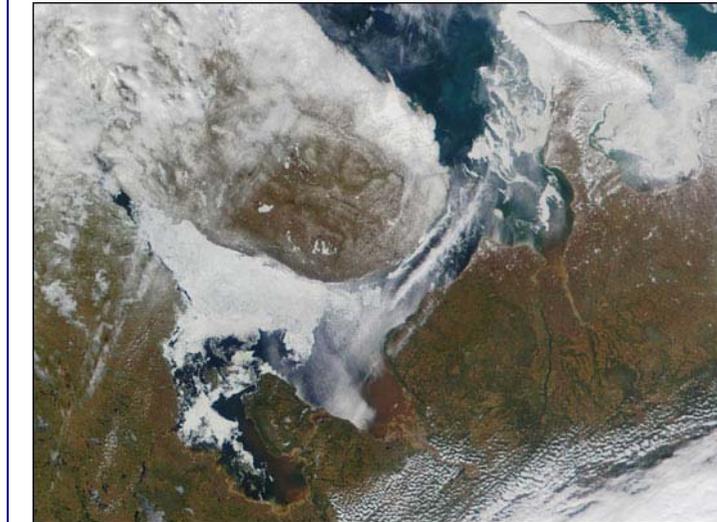


Ледовая обстановка

Каждую зиму Белое море покрывается льдом, который совершенно исчезает весной, поэтому оно относится к морям с сезонным ледяным покровом (рис. 23).

Раньше всего (примерно в конце октября) лед появляется в устье Мезени, а позднее всего (в январе) у Терского берега Воронки и Горла. Льды Белого моря на 90% плавучие. Все море покрывается льдом, но это не сплошной покров, а постоянно дрейфующий лед, местами сгущенный, а местами разреженный под влиянием ветров и течений. Весьма существенная черта ледового режима Белого моря — постоянный вынос льда в Баренцево море. С ним связаны полыньи, постоянно образующиеся среди зимы, которые быстро затягиваются молодым льдом.

Спутниковые изображения Белого моря спектратрадиометра MODIS 3 мая 2000 (верхний снимок) и 23 апреля 2000 (нижний снимок).



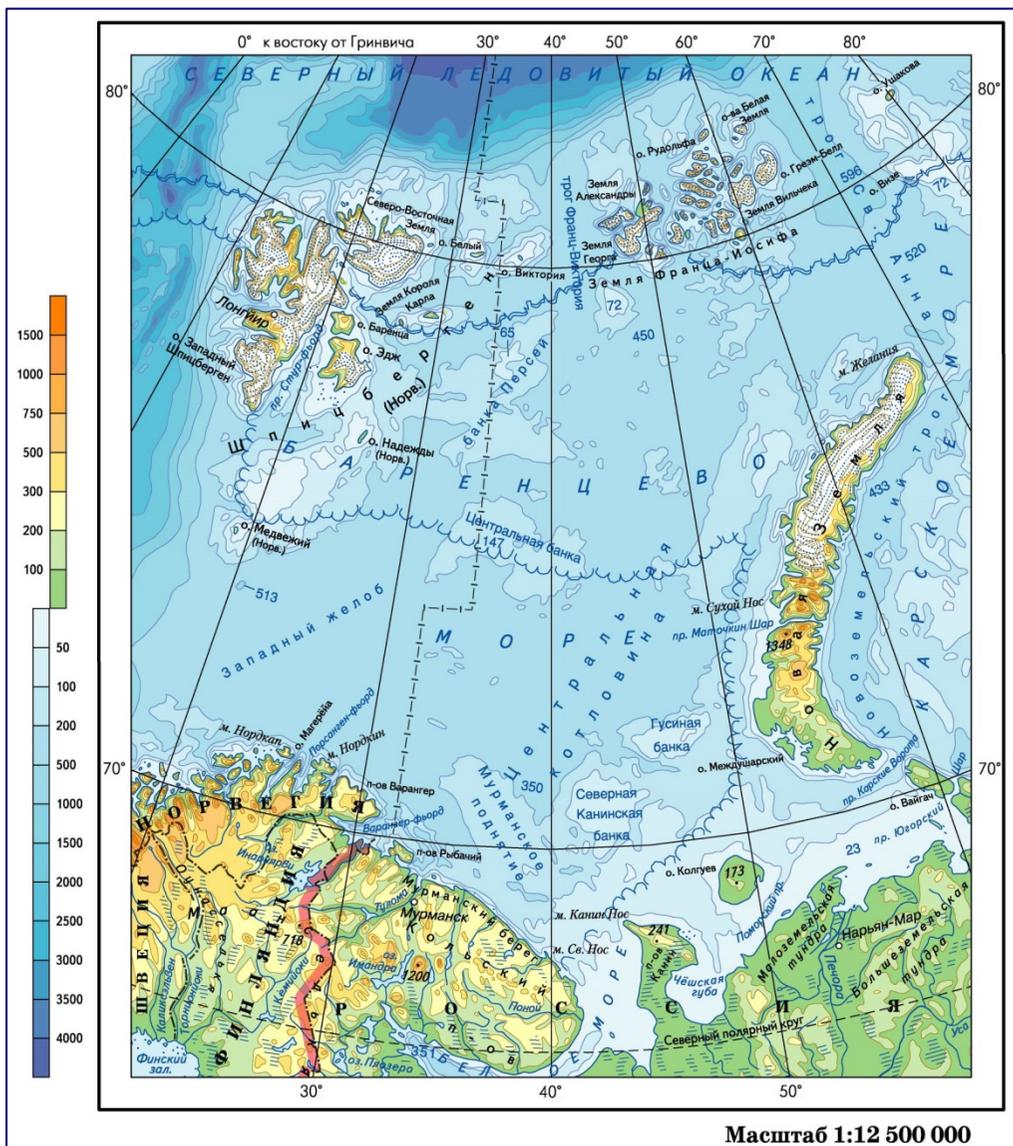
May 3, 2001



April 23, 2000

Баренцево и Карское моря

Баренцево море



Баренцево море расположено на северо-европейском шельфе, почти открытое к Центральному арктическому бассейну и открытое к морям Норвежскому и Гренландскому, оно относится к типу материковых окраинных морей.

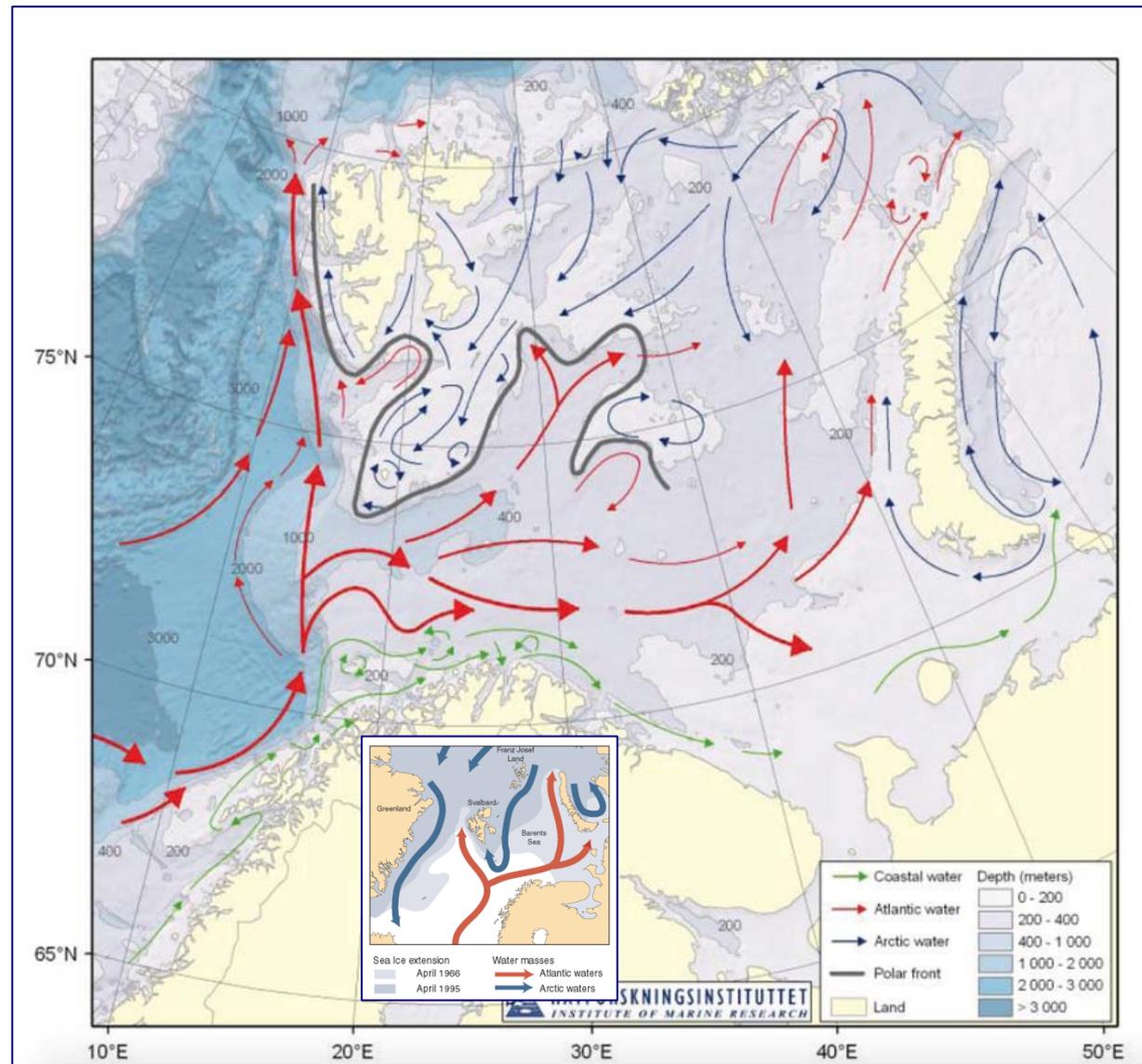
Это одно из самых больших по площади морей.

Его площадь — 1 424 000 км²,
объем -- 316 000 км³,
средняя глубина — 222 м,
наибольшая глубина — 513 м.

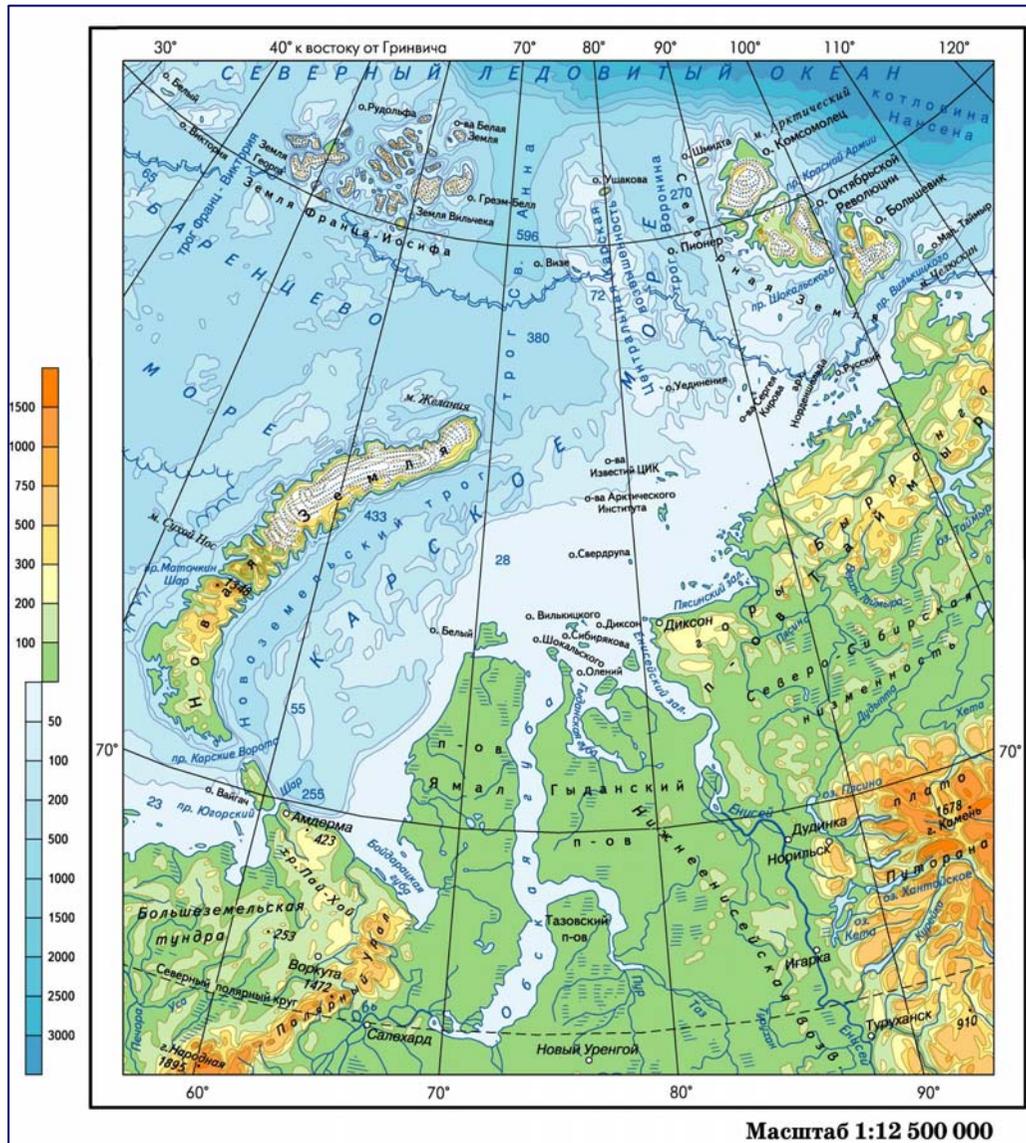
Баренцево море

Водообмен с соседними морями имеет большое значение в водном балансе Баренцева моря. В течение года в Баренцево море поступает (и столько же выходит из него) около 74 000 км³ воды, что составляет примерно четверть общего объёма воды в море. Наибольшее количество воды (59 000 км³ в год) несёт тёплое Нордкапское течение.

Примерно 2 000 км³/год воды вытекает из Баренцева моря в Белое море, и около 2 200 км³/год поступает обратно.



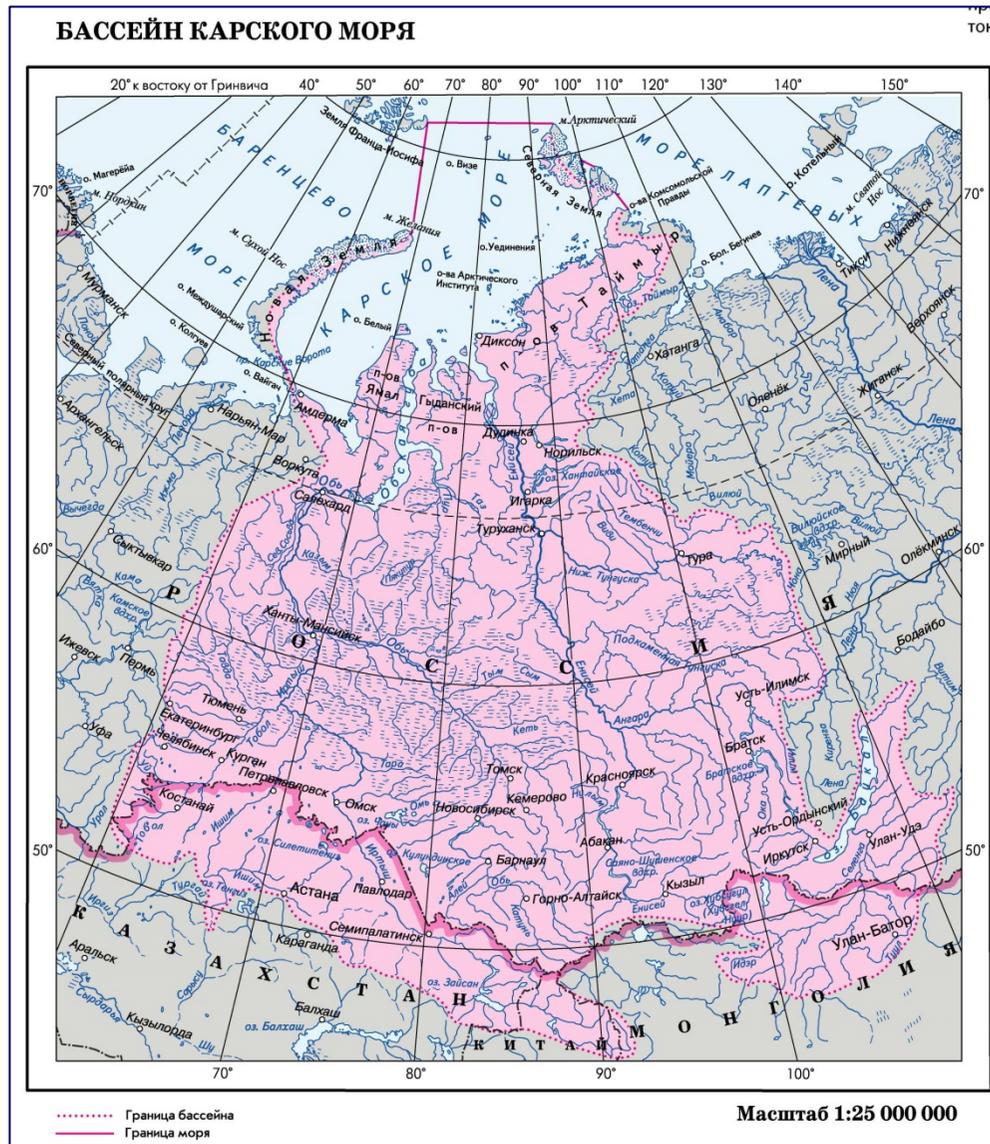
Карское море



Карское море является окраинным морем Северного Ледовитого океана. На севере оно широко открыто к Арктическому бассейну, на западе граничит с Баренцевым морем, на востоке с морем Лаптевых. В большей части море лежит на материковой отмели.

Его площадь — 885,2 тыс. км²,
объем — 98 тыс. км³,
средняя глубина — 127 м,
наибольшая глубина — 620 м.

Карское море



Площадь водосбора Карского моря составляет 6 100 000 км².

На долю Карского моря приходится около 55% (1290 км³ в год) общего стока всех морей Российского сектора Арктики.

Река Обь ежегодно приносит в среднем 450 км³ воды, Енисей — около 600 км³, Пясины — 80 км³, Пур и Таз — около 86 км³ и прочие реки до 75 км³.

Примерно 80% речной воды приходит в море в конце лета — начале осени (июнь—сентябрь).

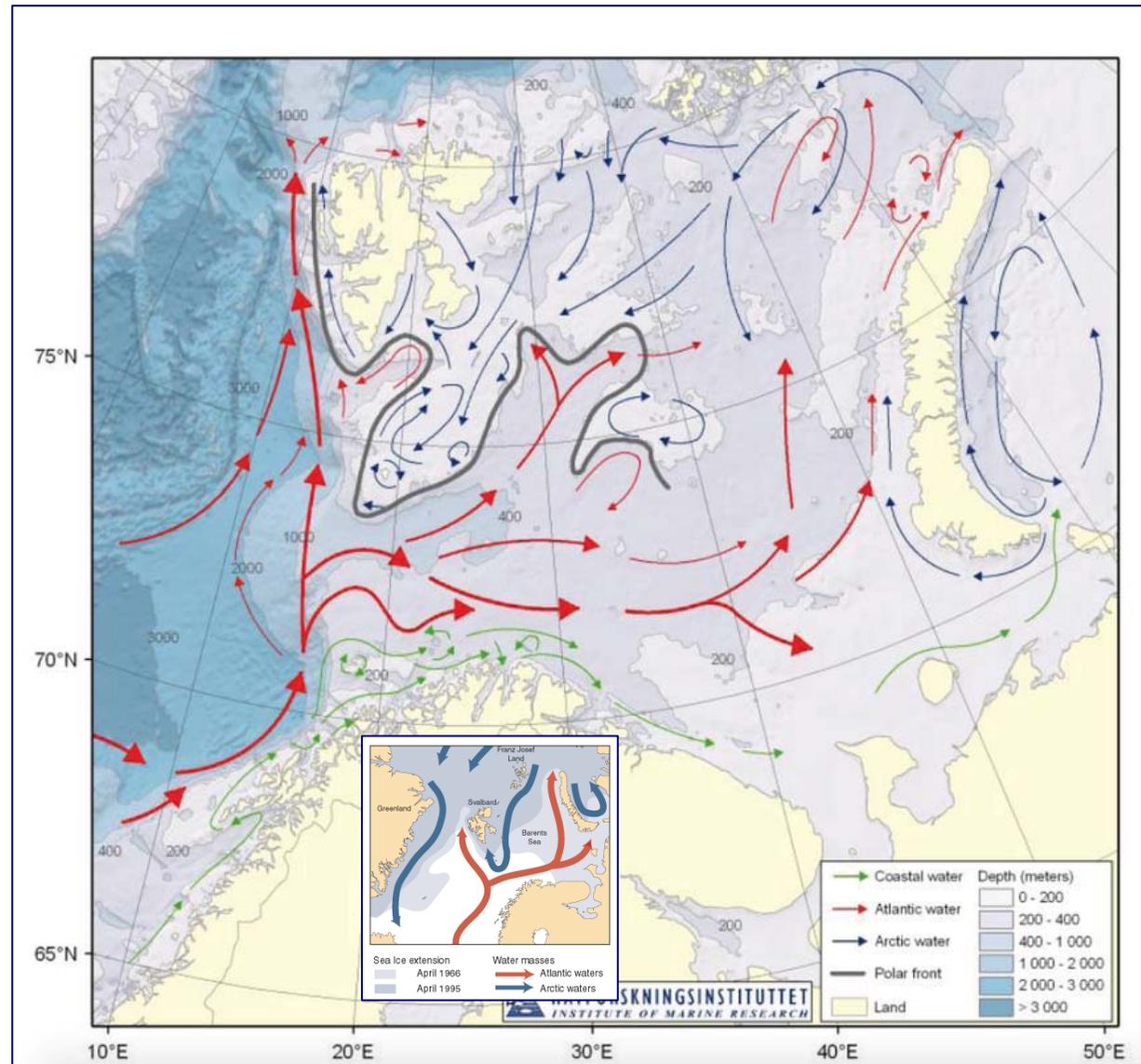
Практически весь материковый сток поступает в Карское море с юга.

Карское море

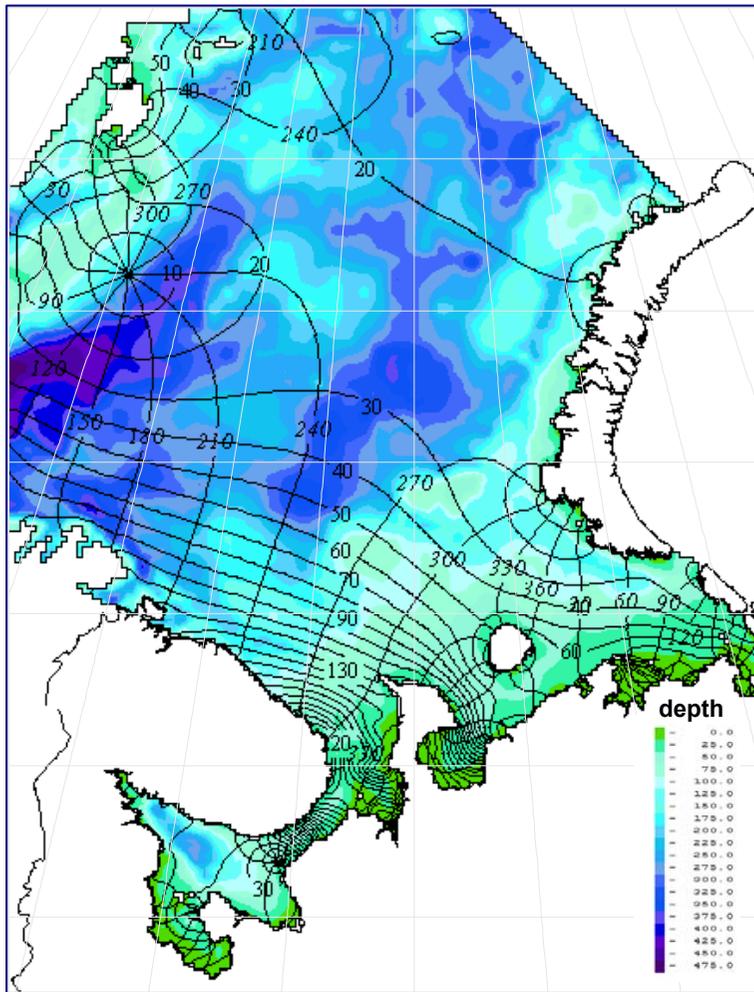
Водообмен с соседними морями имеет большое значение в водном балансе Карского моря.

Примерно $500 \text{ км}^3/\text{год}$ воды вытекает из Карского моря в Баренцево море по линии м. Желания – о. Сальм

Около $390 \text{ км}^3/\text{год}$ поступает из Баренцева моря через пр. Карские ворота ($350 \text{ км}^3/\text{год}$) и пр. Югорский шар ($40 \text{ км}^3/\text{год}$).



Приливной режим



Котидальная карта приливной волны
М, Белого и Баренцева морей
(Зильберштейн и др., 2000)

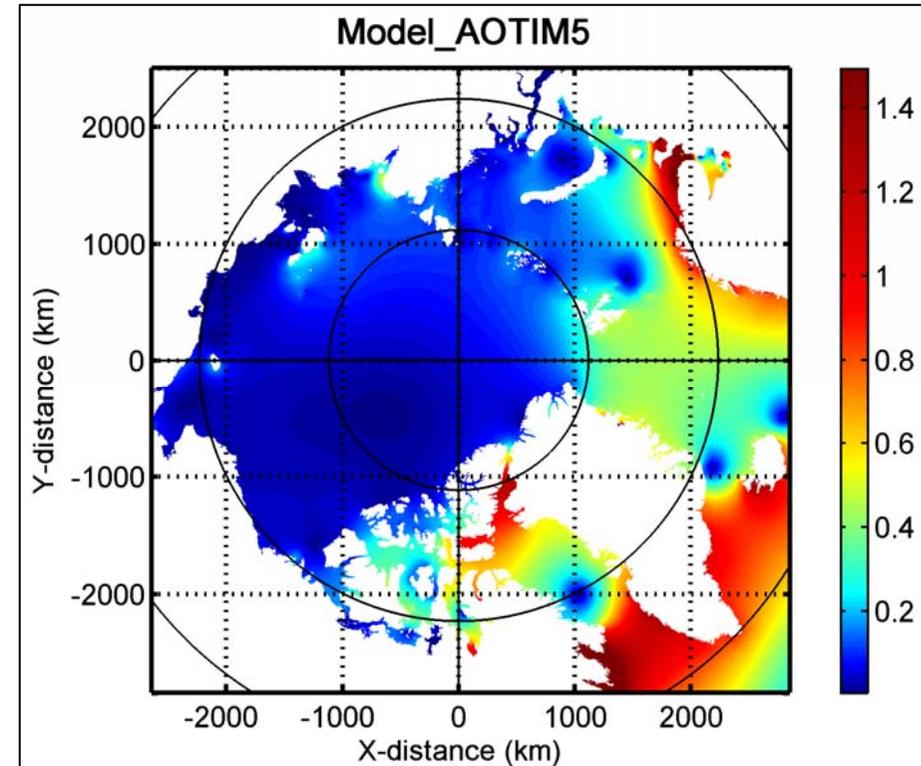
Приливы в Баренцевом море вызываются атлантической приливной волной, которая поступает в море с запада между Нордкапом и Шпицбергенем и движется на восток до Новой Земли, и приливной волной, приходящей из Северного Ледовитого океана. Вследствие этого у северо-восточных берегов Шпицбергена и у Земли Франца-Иосифа происходит интерференция атлантической и северной волн.

Высота подъема уровня при приливе у Мурманских берегов достигает 3 м. На севере и северо-востоке высота приливов уменьшается и у берегов Шпицбергена равна 1–2 м, а у южных берегов Земли Франца-Иосифа всего 40–50 см. Это объясняется особенностями рельефа дна, конфигурацией берегов и интерференцией приливных волн, приходящих из Атлантического и Северного Ледовитого океанов, которые в одних районах увеличивают, а в других уменьшают величину прилива.

Приливной режим

В Карском море приливы имеют преимущественно правильный полусуточный характер. Лишь на крайнем северо-востоке отмечаются суточные приливы. В целом картина приливных явлений в Карском море довольно сложна, поскольку формируется из приливных волн, поступающих в море с разных направлений: с запада – из Баренцева моря (между Новой Землей и Землей Франца-Иосифа, а также через проливы Карские ворота и Югорский шар), с севера – из Арктического бассейна и с востока – из моря Лаптевых.

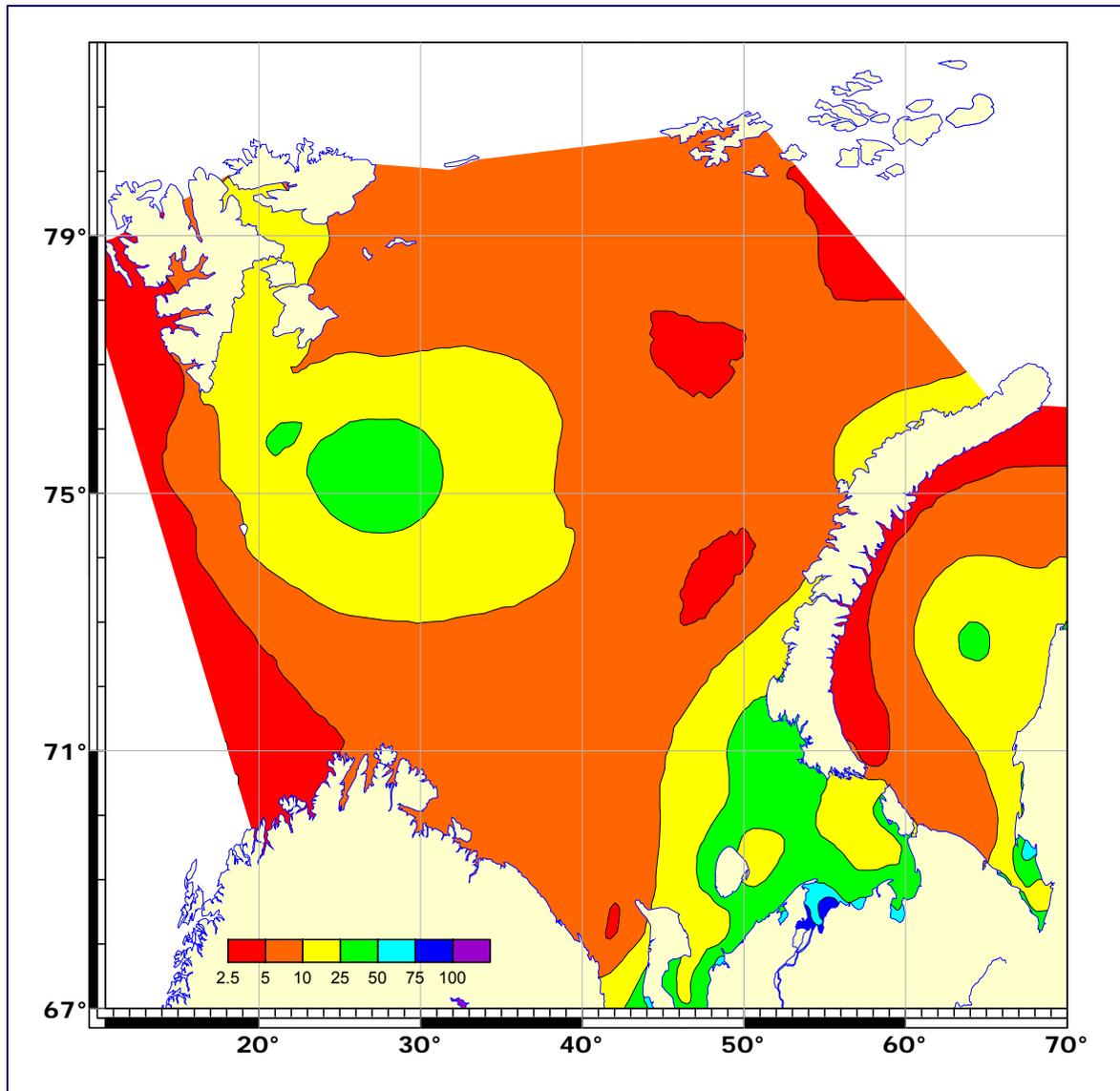
Величины приливов в Карском море сравнительно невелики. По всем пунктам побережья они равны в среднем 0,5–0,8 м, но в Обской губе превышают 1 м. В холодный период большое влияние на приливы оказывает морской лёд – величина прилива уменьшается, распространение приливной волны идёт с запозданием.



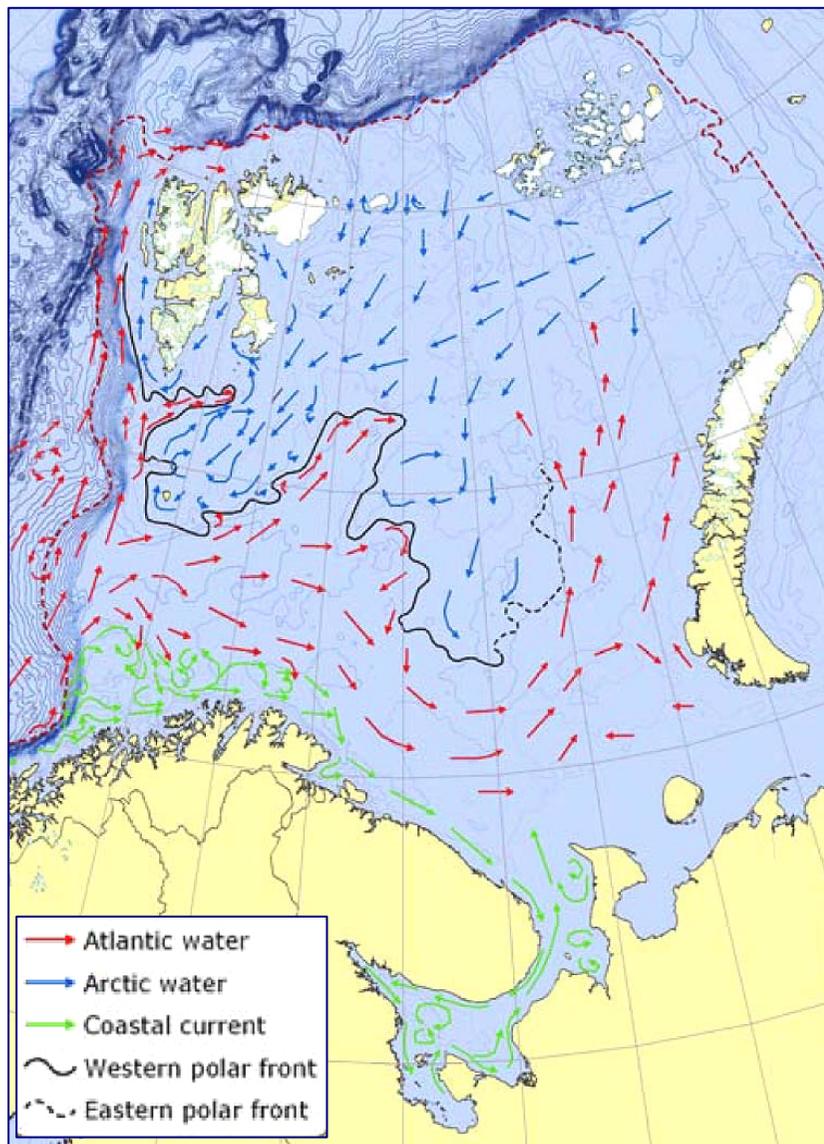
Котидальная карта приливной волны M_2 в Арктике

Приливной режим

**Отношение в %
суммы амплитуд
нелинейных гармоник
к сумме амплитуд
основных волн
прилива (Май, 2004)**

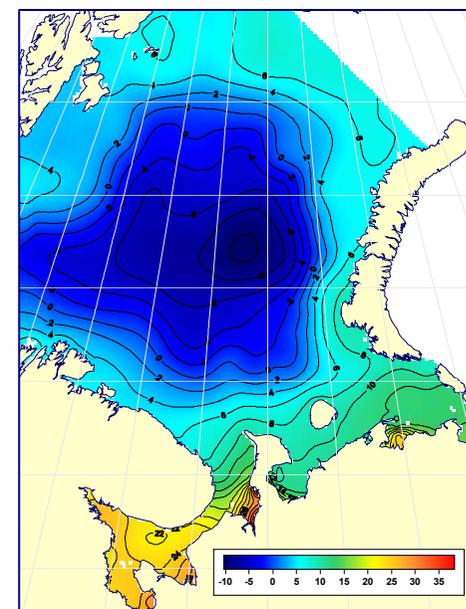


Горизонтальная циркуляция



Общая циркуляция вод Баренцева моря формируется под совокупным влиянием ветровой обстановки, притока вод из соседних бассейнов, приливов, рельефа дна и других факторов, поэтому она сложна и изменчива во времени.

Как и в других морях Северного полушария, здесь существует общее движение поверхностных вод против часовой стрелки, осложненное различными по направлениям и скоростям течениями.

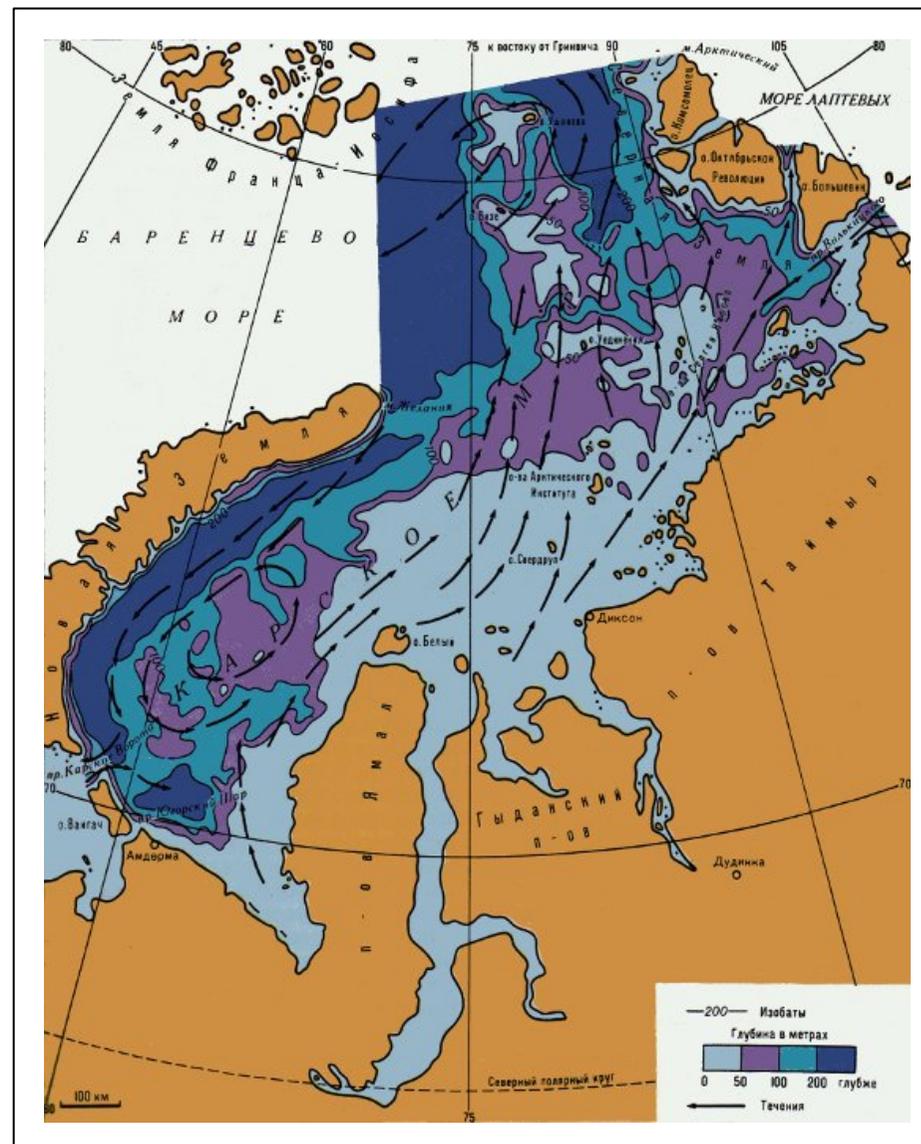


Средний климатический уровень Белого и Баренцева морей по данным модели Лаборатории прикладных морских исследований Гидрометцентра РФ (Зильберштейн и др., 2000)

Горизонтальная циркуляция

В море создается относительно устойчивая система течений, связанная с циркуляцией вод Арктического бассейна и соседними морями. Материковый сток поддерживает устойчивость течений. Для Карского моря характерны циклонический круговорот в юго-западной части и разнонаправленные потоки в южных, центральных и северных районах. Западное кольцо течений образуют частично баренцевоморские воды, поступающие сюда через южные Новоземельские проливы и движущиеся к Ямалу и далее на север вдоль его западного берега.

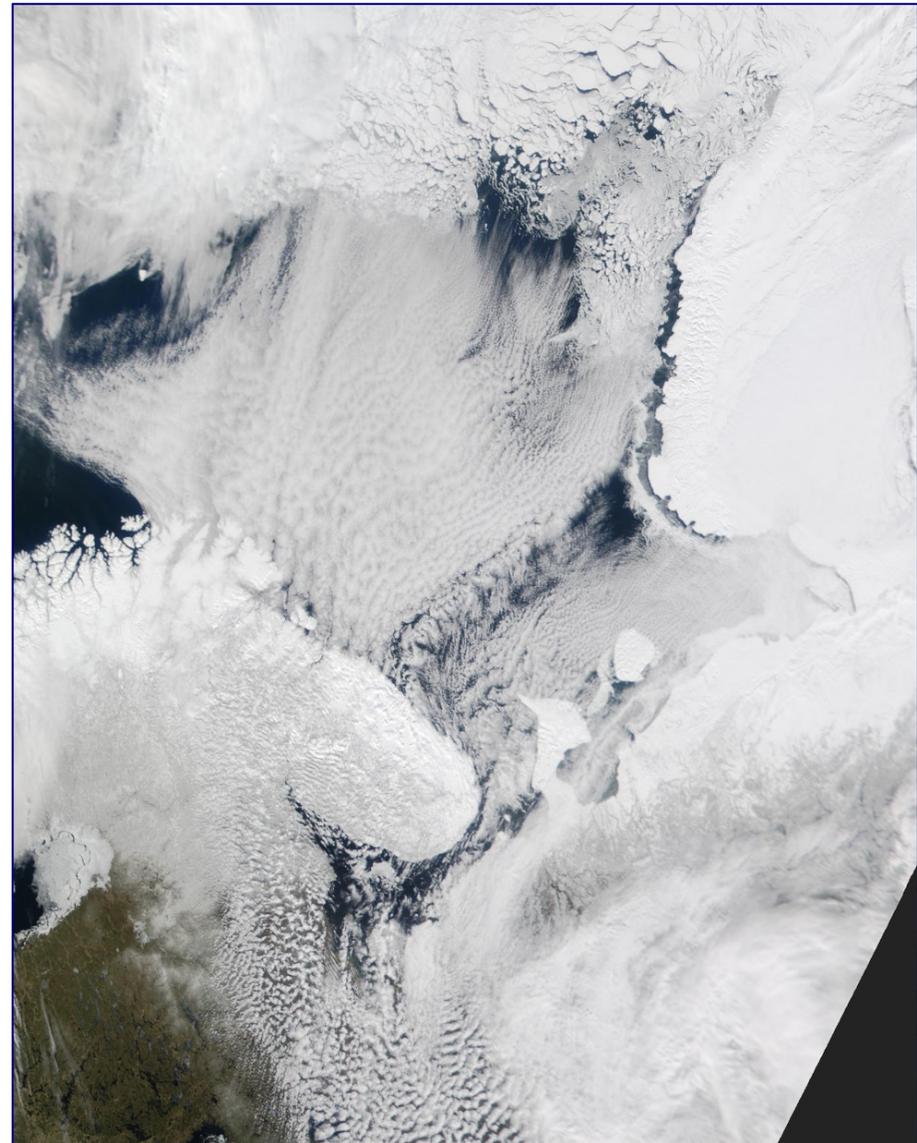
Скорости течений в море, как правило, невелики, однако при длительных и сильных ветрах они увеличиваются.



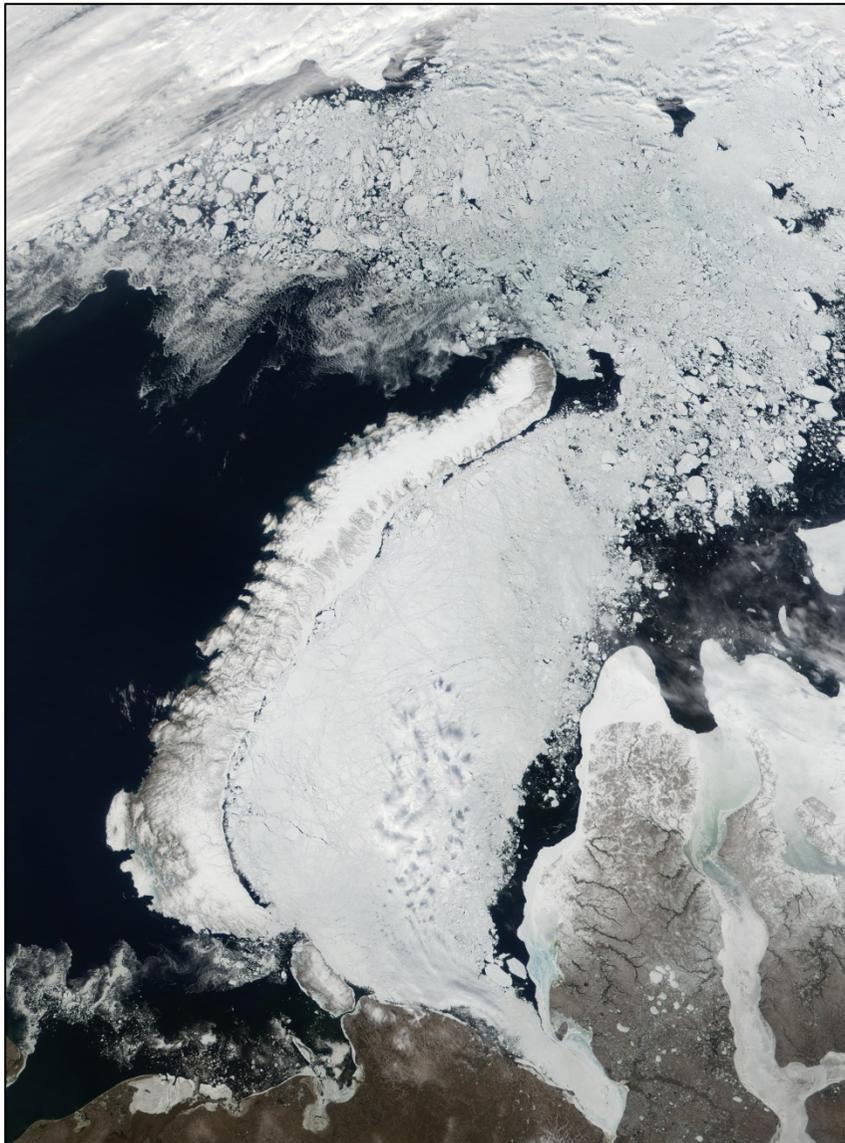
Ледовая обстановка

Баренцево море относится к числу ледовитых, но это единственное из арктических морей, которое никогда полностью не замерзает. Ежегодно около 1/4 его поверхности не покрывается льдом в течение круглого года. Это объясняется притоком в его юго-западную часть теплых атлантических вод, не позволяющих воде охлаждаться до температуры замерзания и служащих своеобразным барьером для льдов, надвигающихся с севера. Вследствие слабых течений из Карского моря в Баренцево море принос льдов оттуда незначителен. Таким образом, в Баренцевом море наблюдаются льды местного происхождения. В центральной части и на юго-востоке моря это однолетние льды, которые образуются осенью и зимой, а весной и летом растаивают. Лишь на крайнем севере и северо-востоке, куда спускаются отроги океанического ледяного массива, встречаются старые льды, в том числе и арктический пак.

Спутниковое изображение Баренцева моря спектрометрией MODIS на 23 апреля 2000.



Ледовая обстановка

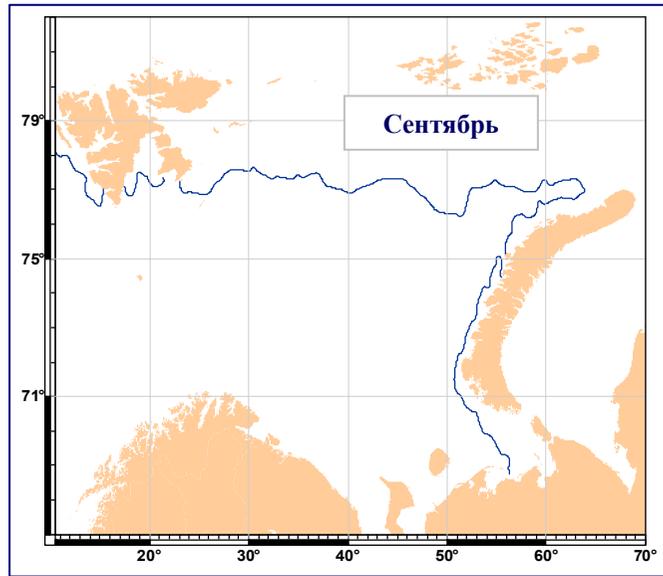


Карское море полностью покрывается льдом в осенне-зимнее время, и летом освобождается ото льда лишь часть его поверхности. Ледообразование начинается в сентябре в северных районах моря и в октябре — на юге. С октября по май почти все море покрыто льдами разного вида и возраста.

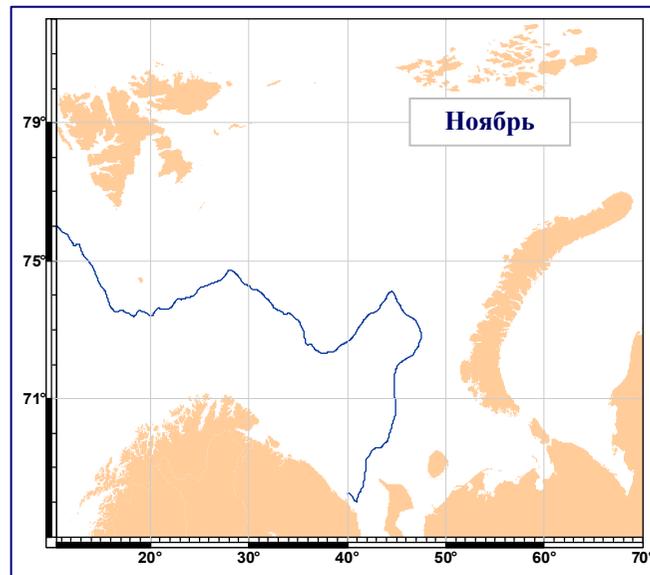
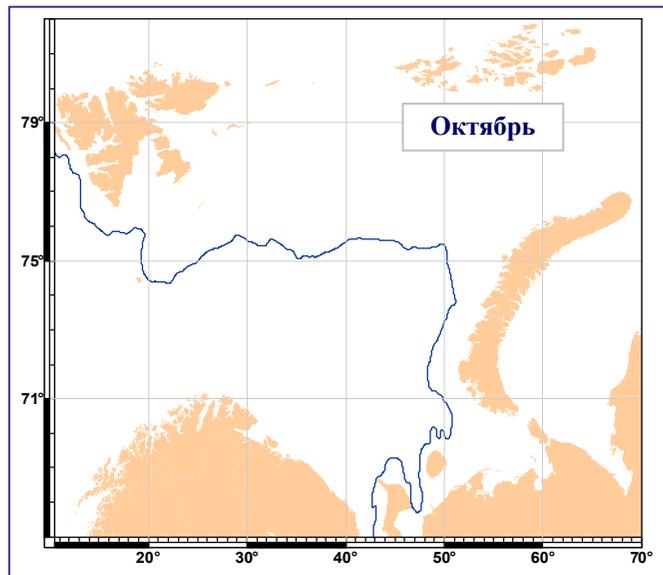
Прибрежную зону занимает припай. В северо-восточной части моря неподвижный лед образует непрерывную полосу, тянущуюся от о. Белый к архипелагу Норденшельда и оттуда к Северной Земле. В летнее время эта полоса припая взламывается и распадается на отдельные поля. Они сохраняются длительное время в виде Североземельского ледового массива. В юго-западной части моря припай занимает небольшие площади.

Спутниковое изображение Баренцева моря спектро радиометра MODIS на 12 июня 2001.

Ледовая обстановка



Льдообразование в море начинается на севере в сентябре, в центральных районах в октябре и на юго-востоке в ноябре. В море преобладают плавучие льды, среди которых встречаются айсберги. Обычно они встречаются у Новой Земли, Земли Франца-Иосифа и у Шпицбергена, так как айсберги образуются от ледников, спускающихся к морю с этих островов. Изредка айсберги течениями выносятся далеко к югу, вплоть до Мурманского побережья. Обычно айсберги не превышают 25 м в высоту и 600 м в длину.



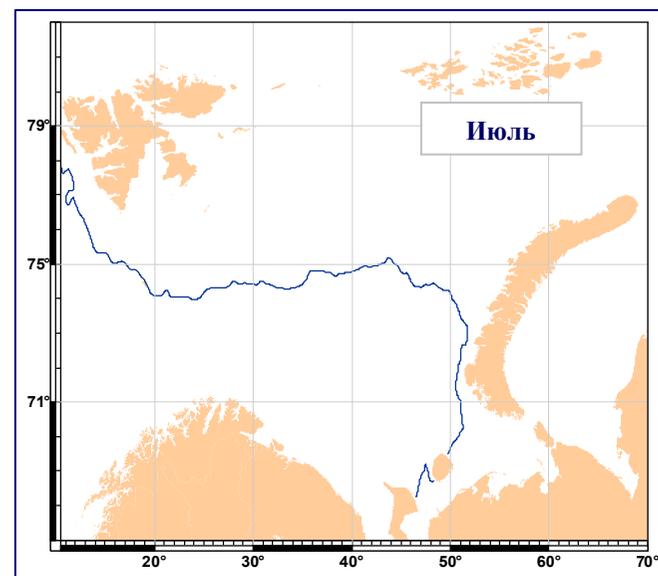
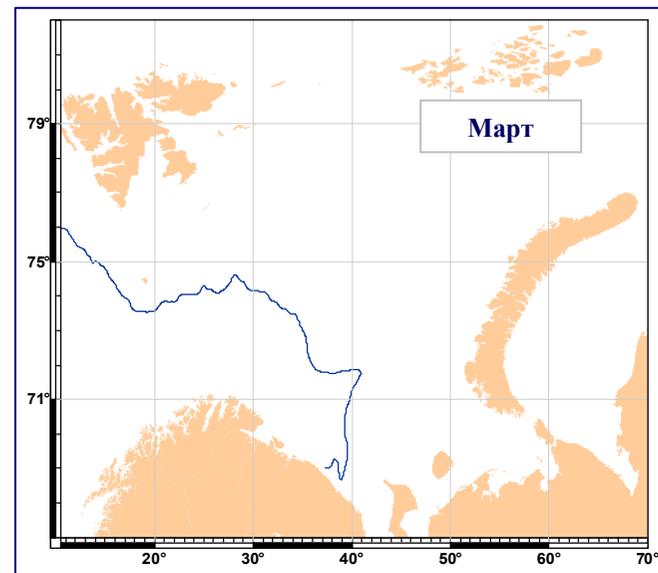
Климатическое положение кромки льда в Баренцевом море по данным ИК и СВЧ-радиометрии.

Ледовая обстановка

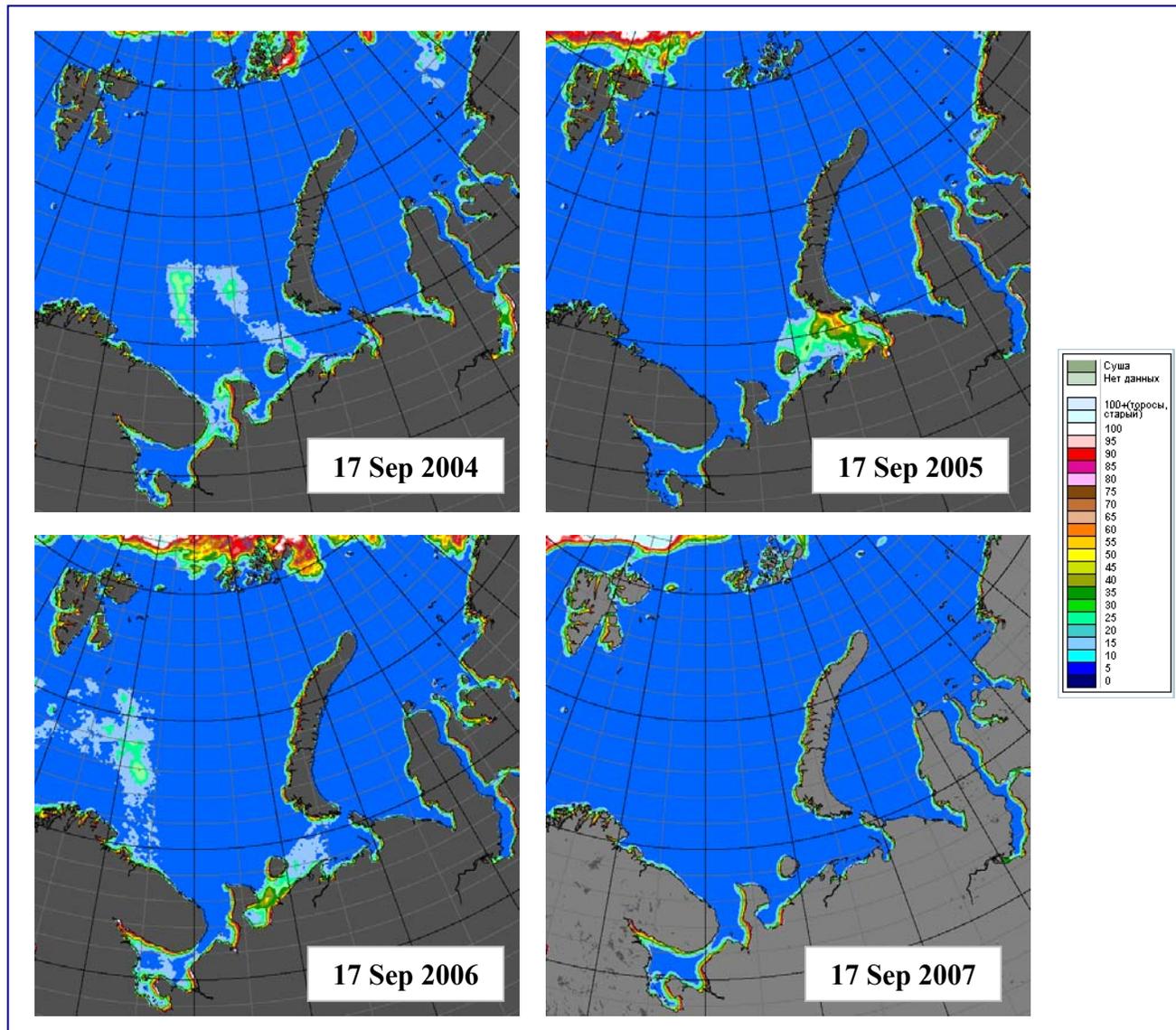
Припай в Баренцевом море развит слабо. Сравнительно небольшие площади он занимает в Канинско-Печорском районе и у Новой Земли, а у Мурманских берегов встречается только в губах. В юго-восточной части моря и у западных берегов Новой Земли всю зиму сохраняются заприпайные полыньи. Наибольшее распространение льдов в море наблюдается в апреле. В этом месяце они покрывают до 75% его площади. Толщина ровного морского льда местного происхождения в большинстве районов не превышает 0,7–1,0 м. Наиболее толстые льды (до 150 см) встречаются на северо-востоке, в районе м. Желания.

В весенне-летнее время однолетние льды быстро тают. В мае южные и юго-восточные районы освобождаются ото льдов, а к концу лета почти все море очищается ото льдов, за исключением районов, прилегающих к Новой Земле, к Земле Франца-Иосифа и восточным берегам Шпицбергена. Ледовитость Баренцева моря изменяется от года к году, что связано с различной интенсивностью Нордкапского течения, характером крупномасштабной атмосферной циркуляции, общим потеплением или похолоданием Арктики в целом.

Климатическое положение кромки льда в Баренцевом море по данным ИК и СВЧ-радиометрии.

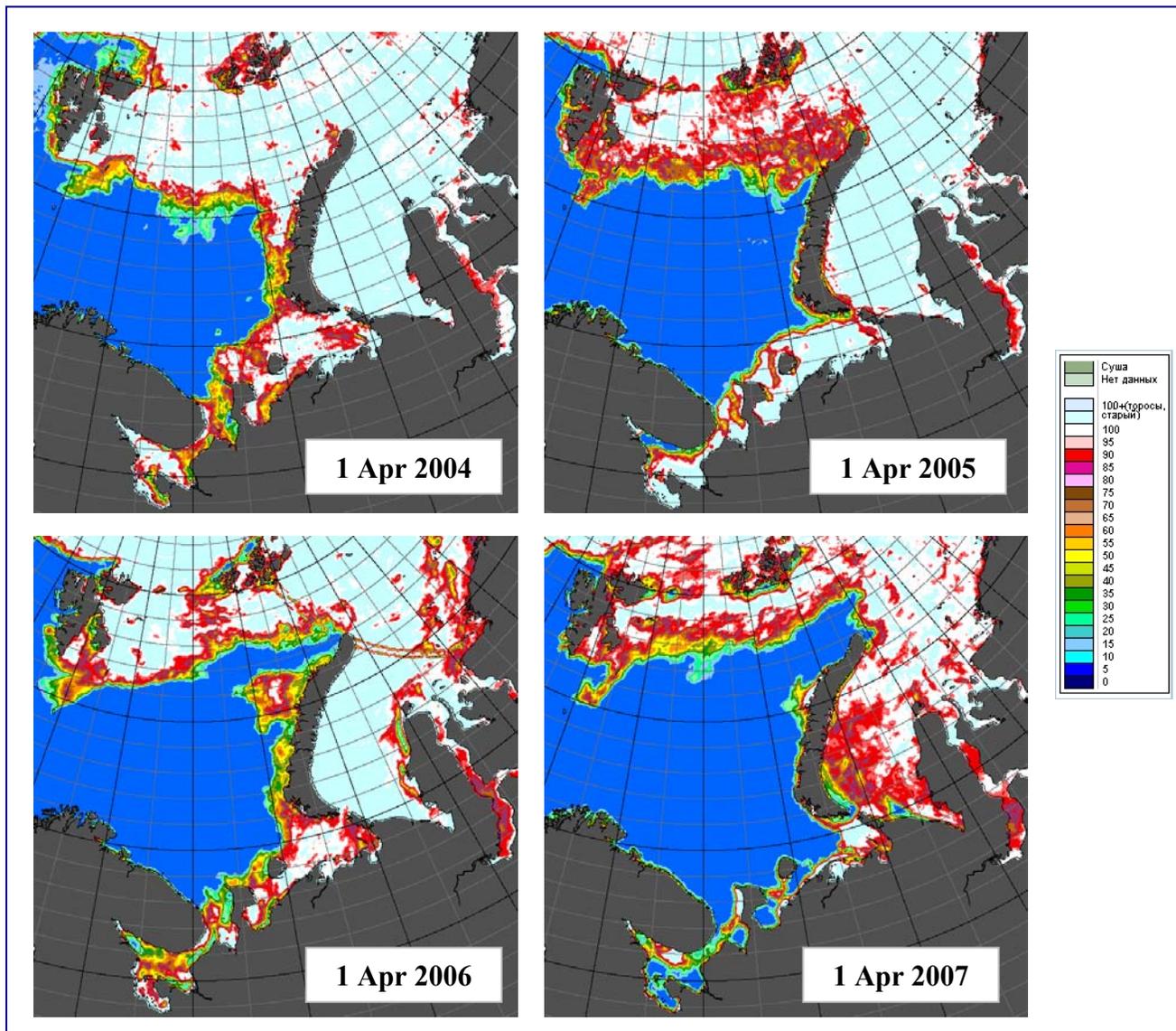


Межгодовая изменчивость ледовой обстановки



**Сплоченность
морского льда в
Белом и Баренцевом
морях в сентябре по
данным ИК и СВЧ-
радиометрии.**

Межгодовая изменчивость ледовой обстановки



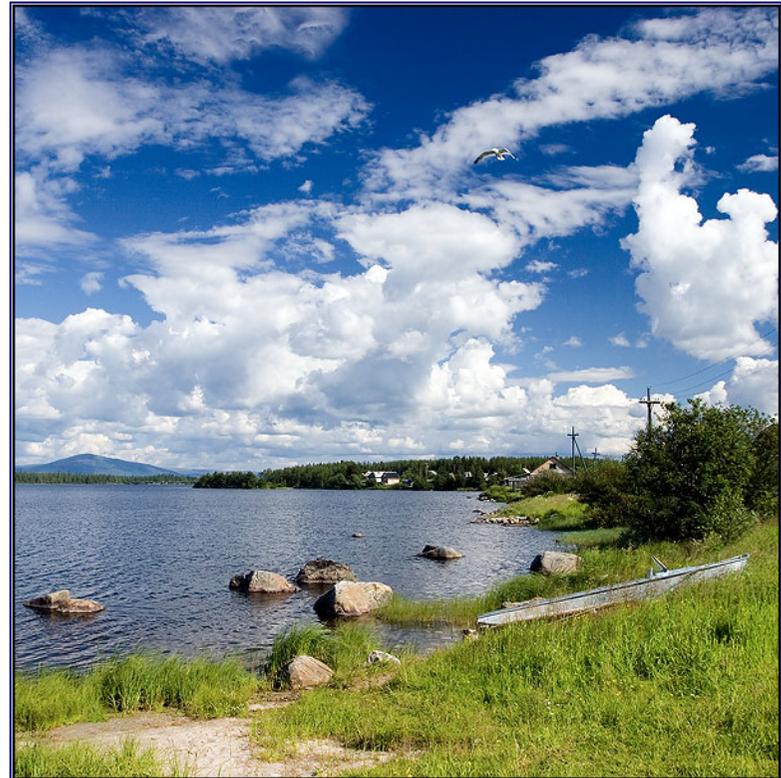
Сплоченность
морского льда в
Белом и Баренцевом
морях в апреле по
данным ИК и СВЧ-
радиометрии.

Особенности уровенного режима Белого, Баренцева и Карского морей

Особенности уровня режима Белого, Баренцева и Карского морей

На уровень режим Белого, Баренцева и Карского морей оказывают сильное влияние следующие факторы:

- ⇒ Приливы и остаточная приливная циркуляция,
- ⇒ Вертикальные движения земной коры,
- ⇒ Штормовые нагоны,
- ⇒ Циркуляция,
- ⇒ Сезонные изменений уровня моря, обусловленные речным стоком и измерениями термохалинной структуры,
- ⇒ Ледовый режим.



Штормовые нагоны



Уровень Белого моря испытывает периодические полусуточные приливные колебания и неперидические сгонно-нагонные изменения. Наибольшие нагоны наблюдаются в осенне-зимний сезон при северо-западных и северо-восточных ветрах. Подъем уровня может достигать 75–90 см. Самые сильные сгоны отмечаются зимой и весной при юго-западных ветрах. Уровень в это время понижается на 50–75 см.

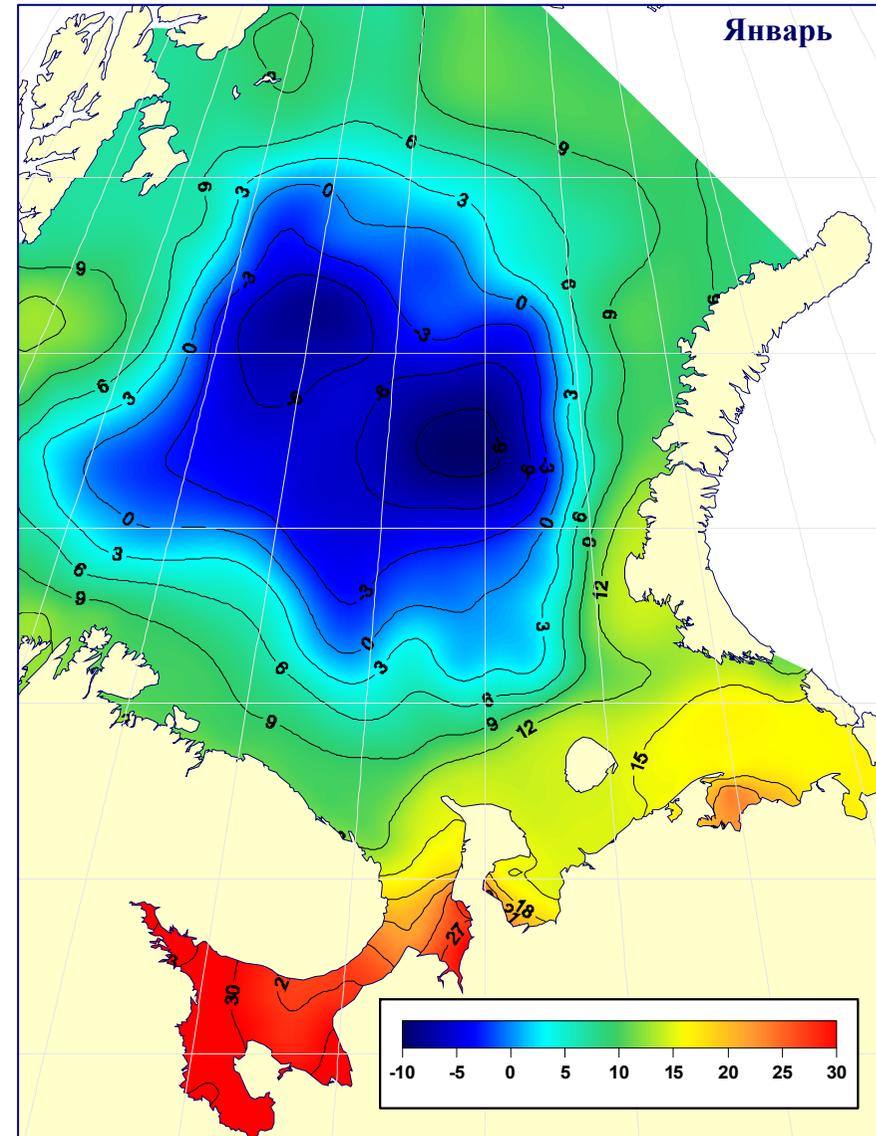
Сильные и продолжительные ветры вызывают сгонно-нагонные колебания уровня в разных районах Баренцева моря. Они наиболее значительны (до 3 м) у Кольского побережья и у Шпицбергена (порядка 1 м), меньшие величины (до 0,5 м) наблюдаются у берегов Новой Земли и в юго-восточной части моря.

В Карском море сгонно-нагонные колебания уровня близки к 50 см у берегов Новой Земли и Северной Земли и повышаются до 1 м в южной прибрежной части Карского моря и еще больше в Енисейском заливе и Обской губе до 2 м

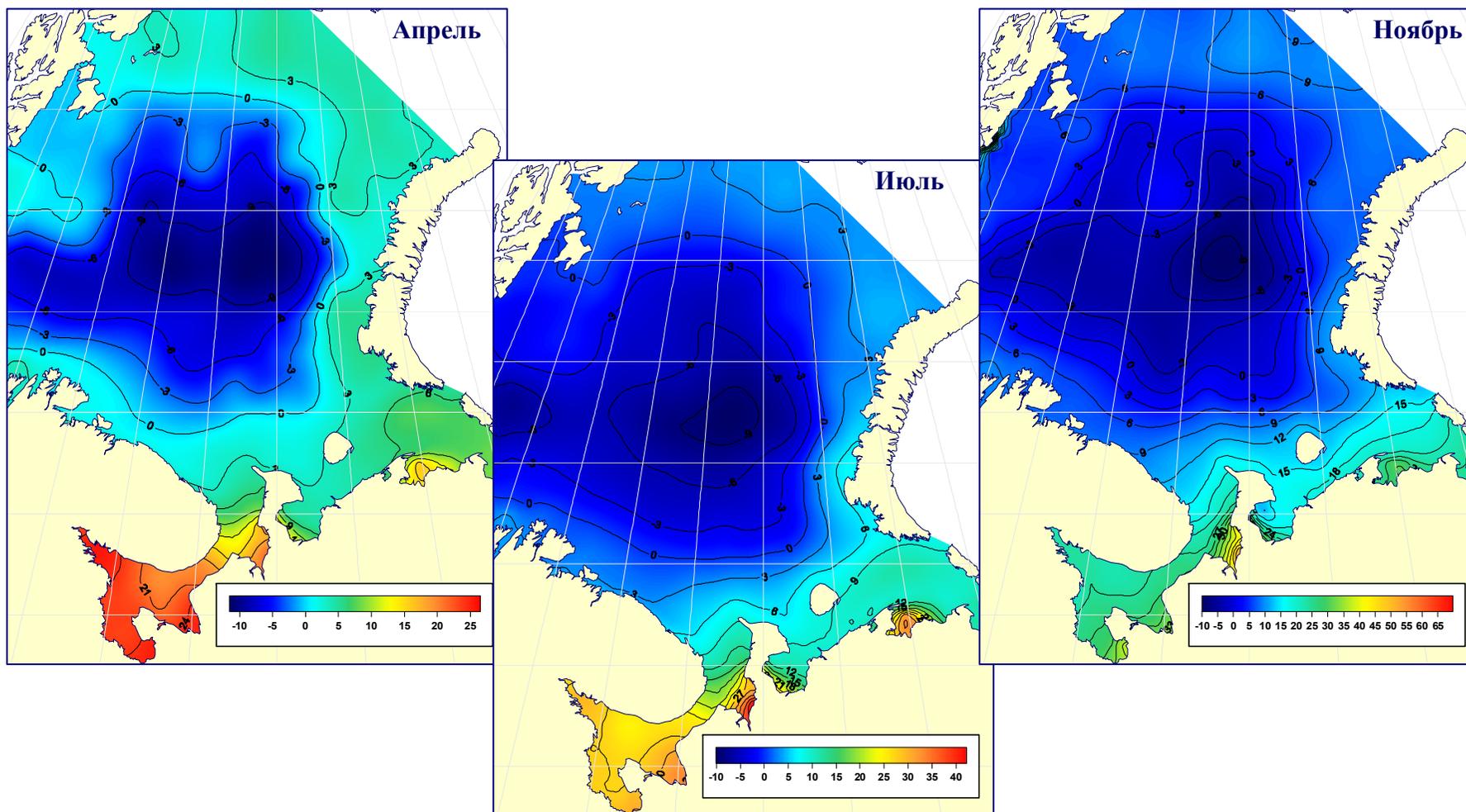
Сезонные изменения уровня

Сезонный ход уровня Белого моря характеризуется его низким положением зимой, некоторым повышением от весны к лету и сравнительно быстрым ростом от лета к осени. В октябре он достигает наивысшего положения, за которым следует его снижение.

Сезонные изменения уровня Баренцева моря, вызванные главным образом совокупным воздействием атмосферного давления и ветров, а также внутригодовым ходом температуры и солености воды. Здесь наблюдается зональный режим сезонного хода уровня. Для него характерно смещение максимума положения уровня на зиму (ноябрь–декабрь), а минимума на весну (май–июнь). Разница между максимальным и минимальным положением среднего уровня в Мурманске может достигать 40–50 см.



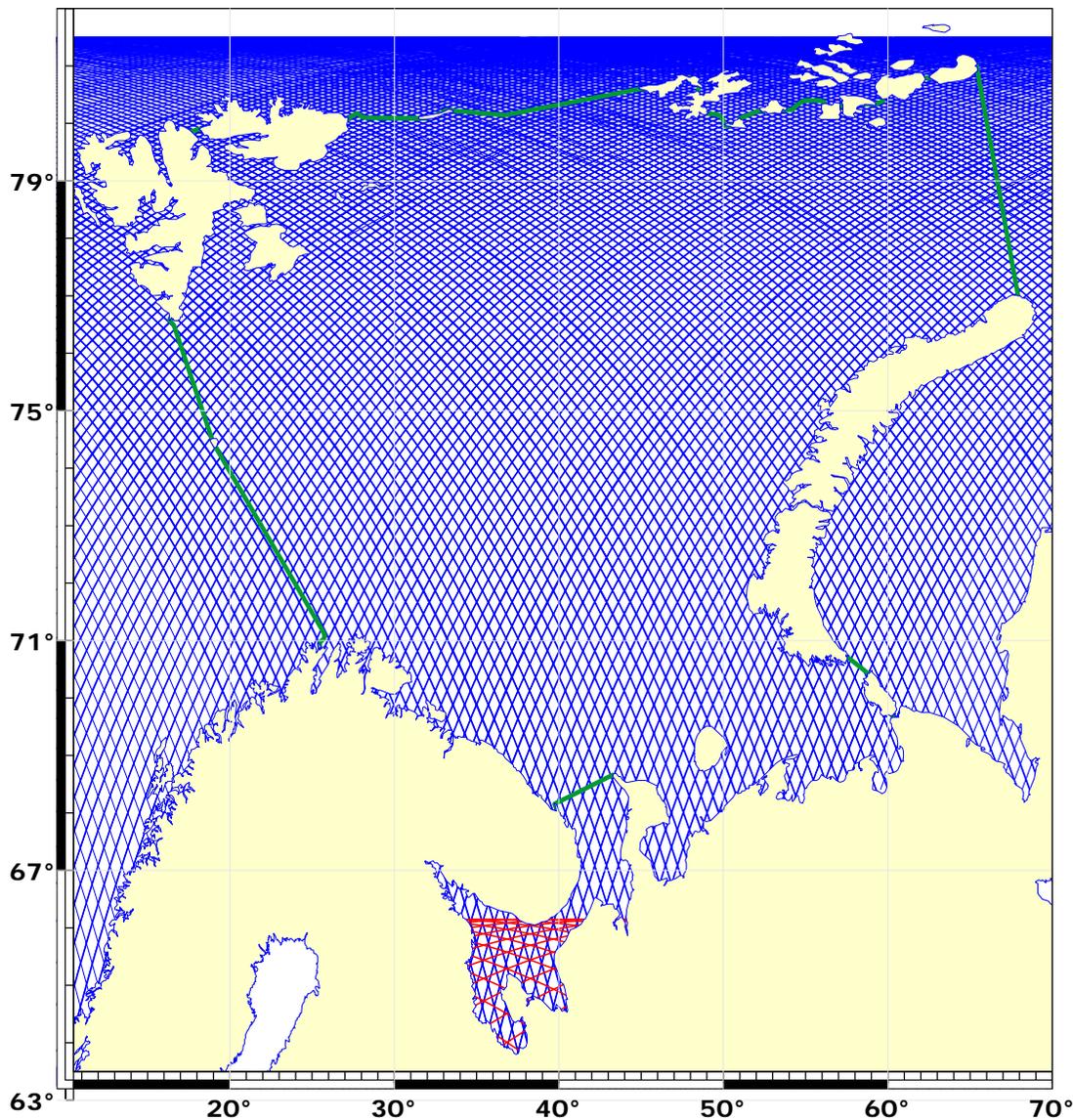
Сезонные изменения уровня



Среднемесячные уровни (см) Белого и Баренцева морей по данным модели
Лаборатории прикладных морских исследований Гидрометцентра РФ
(Зильберштейн и др., 2000).

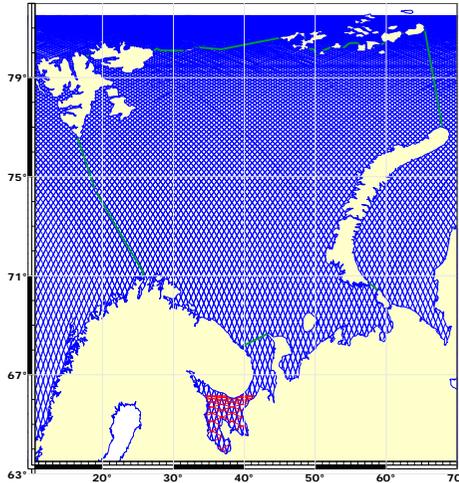
Систематическая ошибка

Учет систематической ошибки



Положение треков спутников ERS-1/2, EnviSat и SARAL/AltiKA (синяя линия) и спутников TOPEX/Poseidon и Jason-1/2/3 (красная линия) на акватории Белого, Баренцева морей и западной части Карского моря. Граница между морями показана зеленой линией

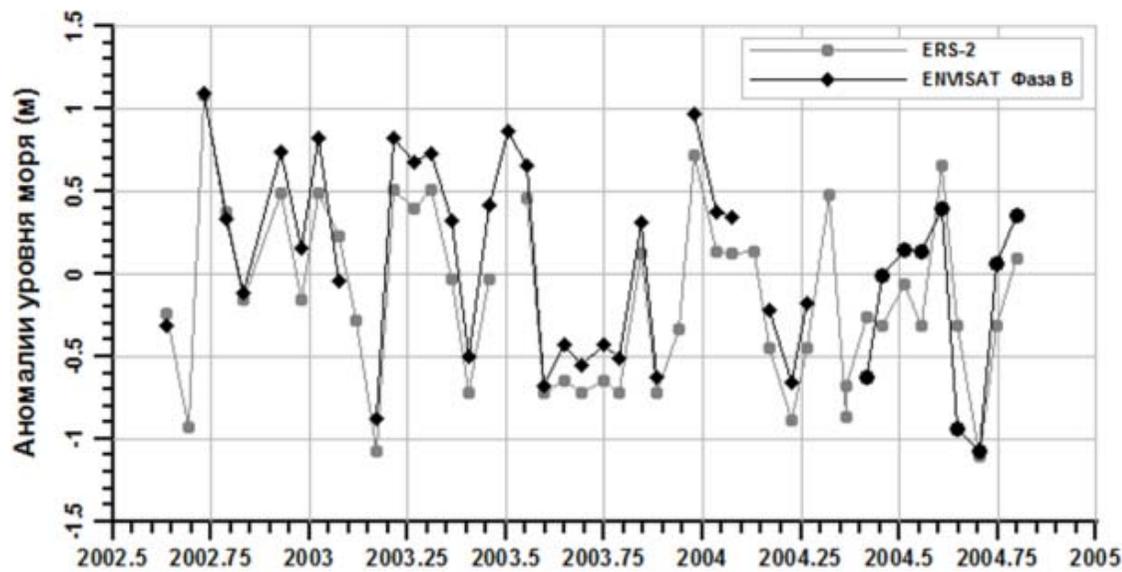
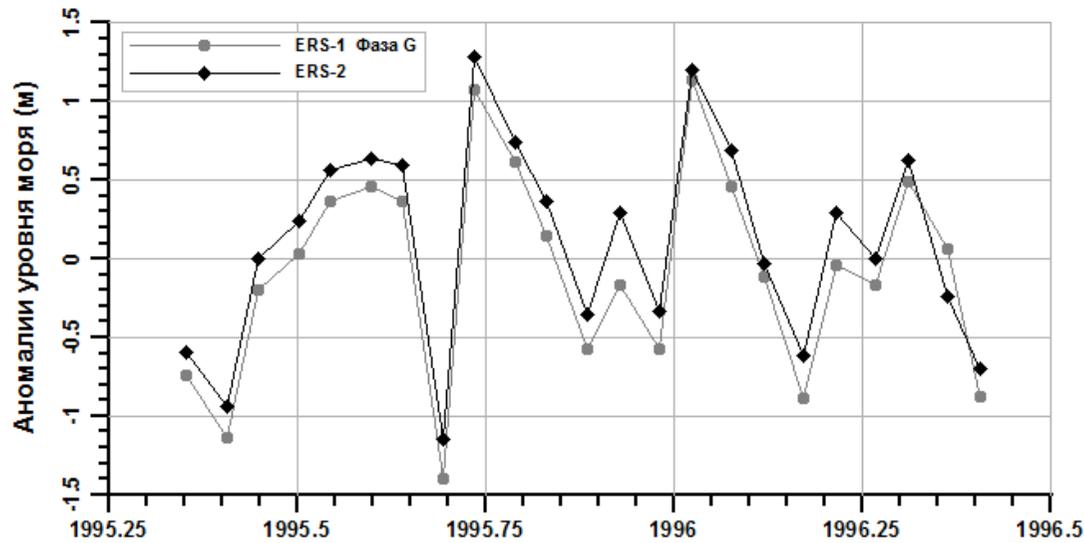
Учет систематической ошибки



Массив данных спутника ERS-1 представляет собой прерывный, но длинный по времени ряд измерений Фаза С (апрель 1992 – декабрь 1993) и Фаза G (апрель 1995 – июнь 1996) с возможностью его продления данными спутника ERS-2 (Gilbert et al., 2014) (апрель 1995 – июнь 2002 г.), спутника EnviSat (март 2002 – апрель 2012) и спутника SARAL/AltiKa (февраль 2013 – настоящее время).

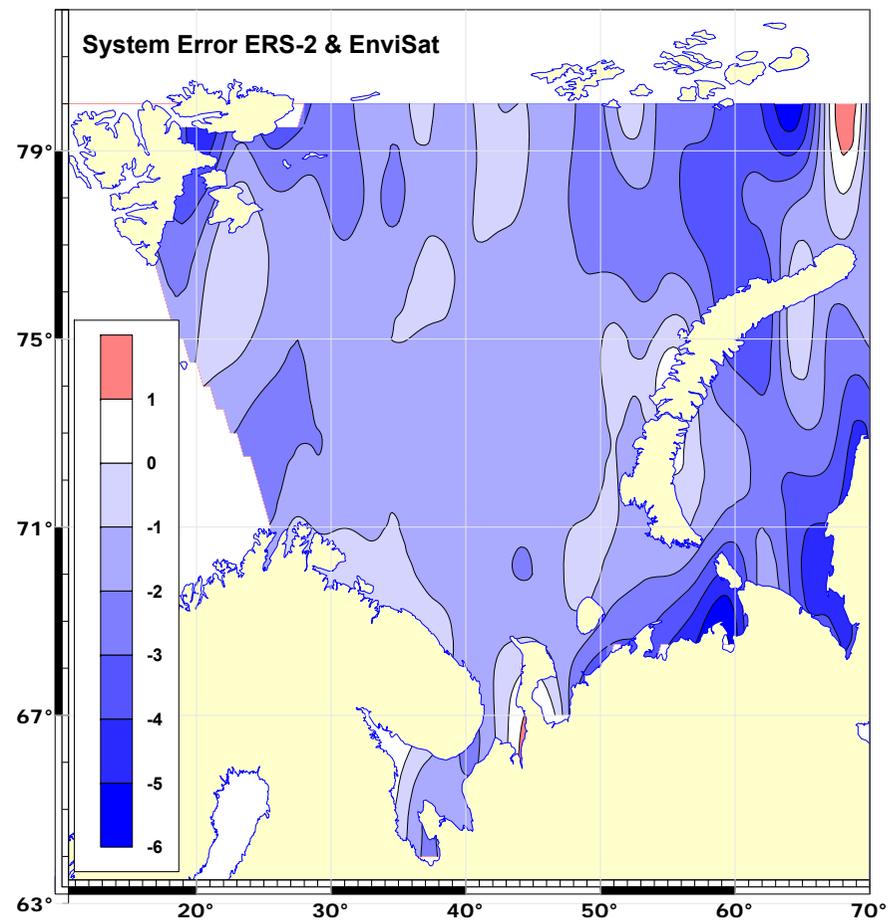
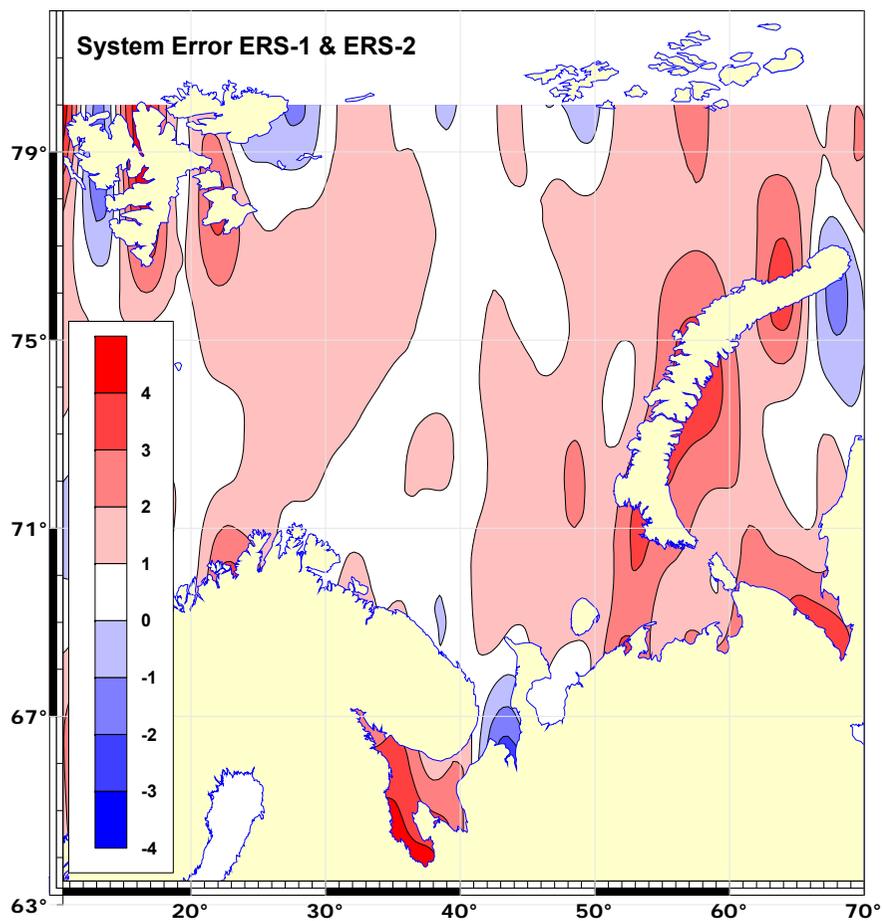
В свою очередь массив данных спутника TOPEX/Poseidon представляет собой непрерывный и наиболее длинный по времени ряд измерений (сентябрь 1992 – август 2002) с возможностью его продления данными спутника Jason-1 (декабрь 2001 – февраль 2009), спутника Jason-2 (июнь 2008 – настоящее время) и спутника Jason-3 (январь 2016 – настоящее время)

Учет систематической ошибки

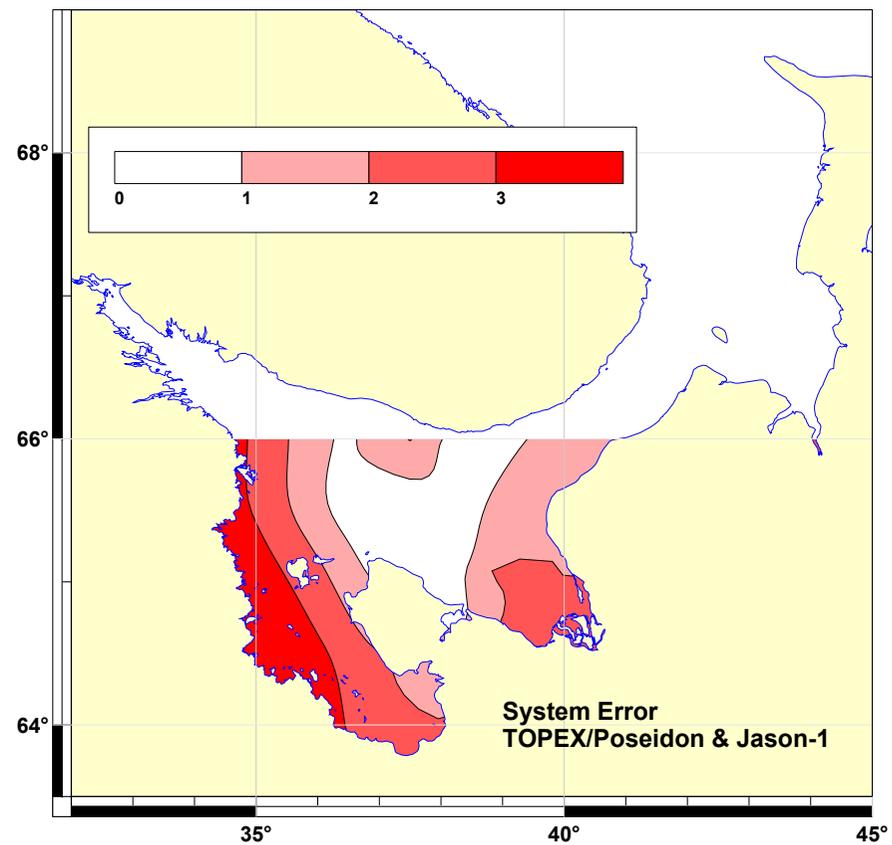
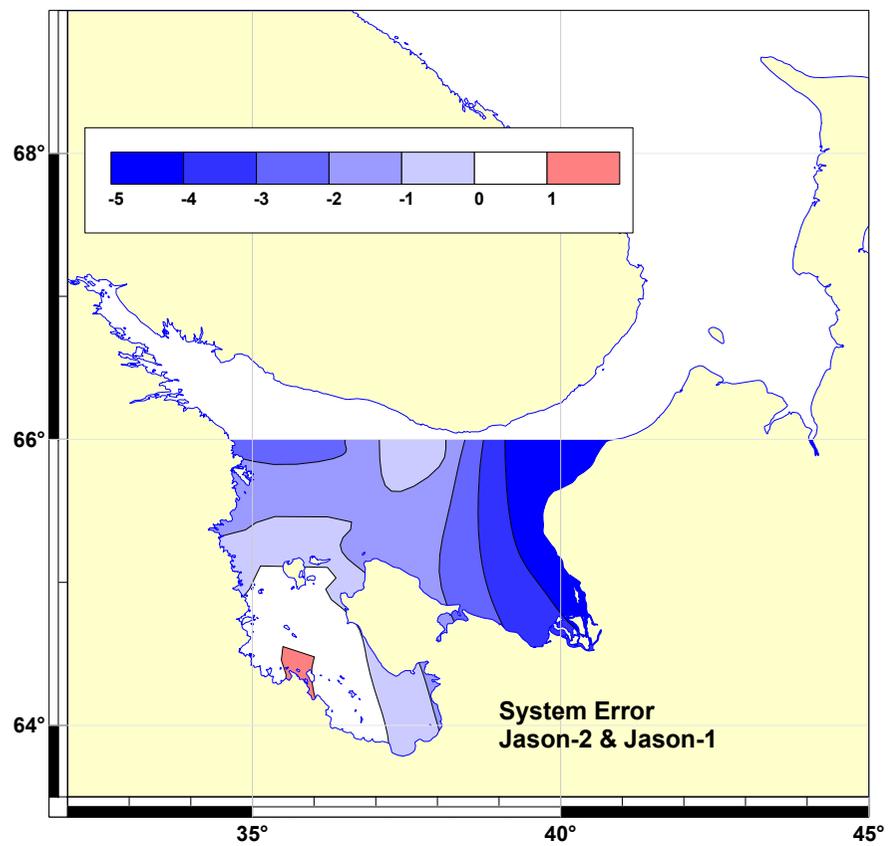


Временная изменчивость аномалий уровня Баренцева моря по данным альтиметрических измерений спутников ERS-1 и ERS-2 (а) и ERS-2 и EnviSat (б) в точке пересечения 180 и 461 треков, расположенной вблизи уровня поста Вадро (Норвегия).

Учет систематической ошибки

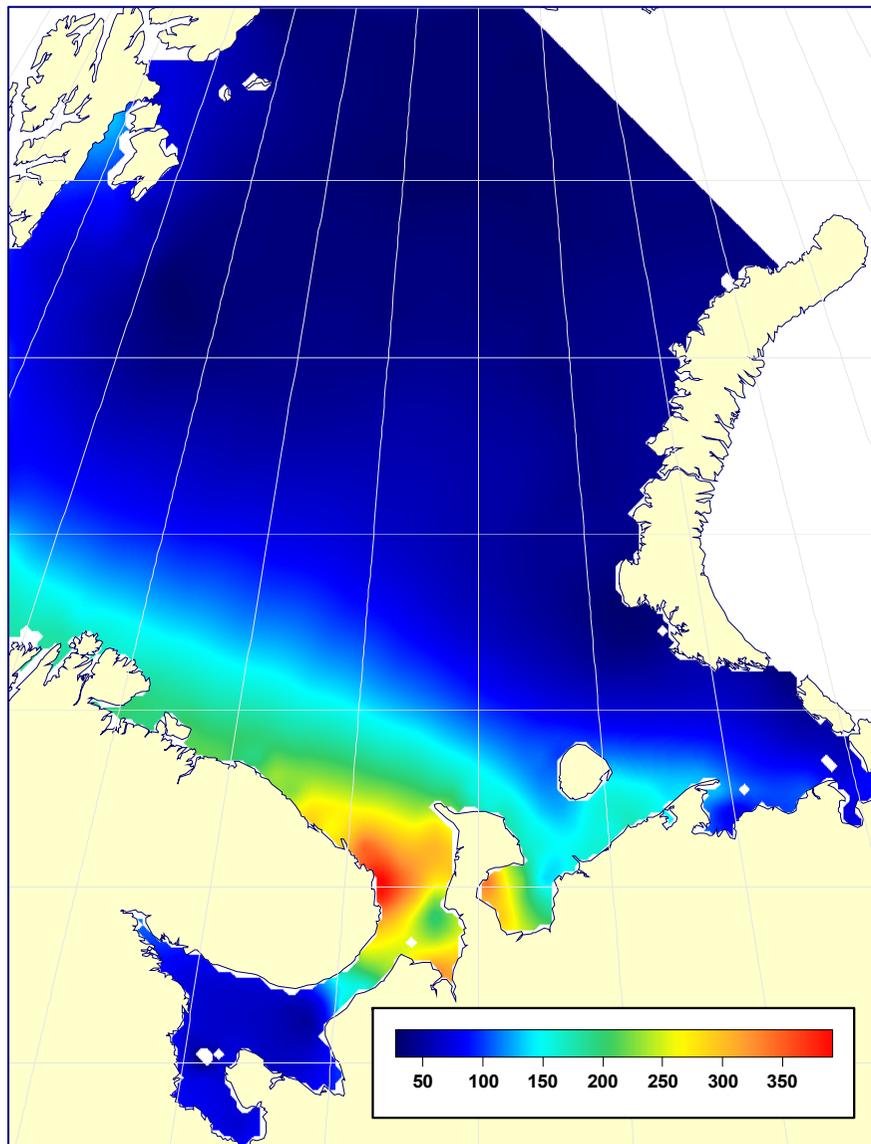


Учет систематической ошибки



Верификация региональной приливной модели

Сравнение глобальной и региональной моделей

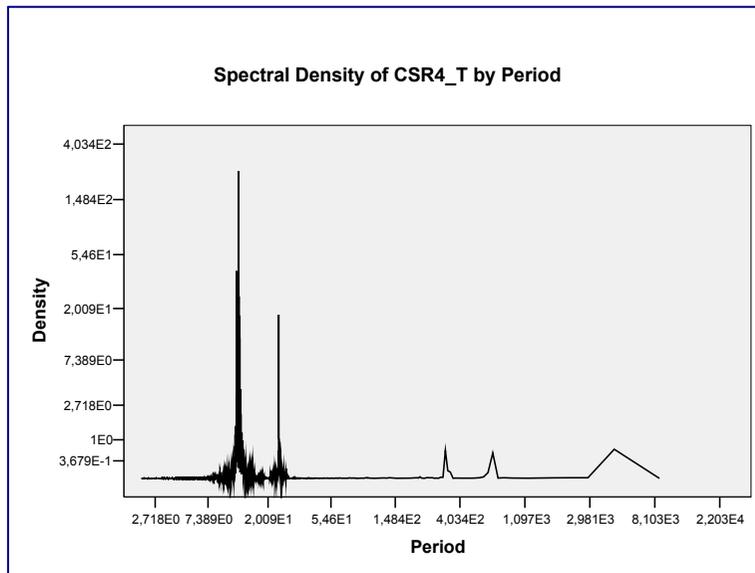
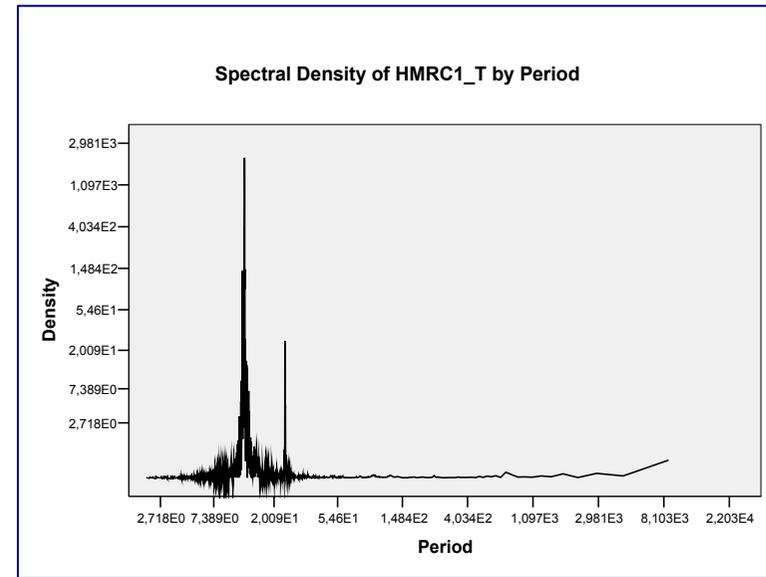
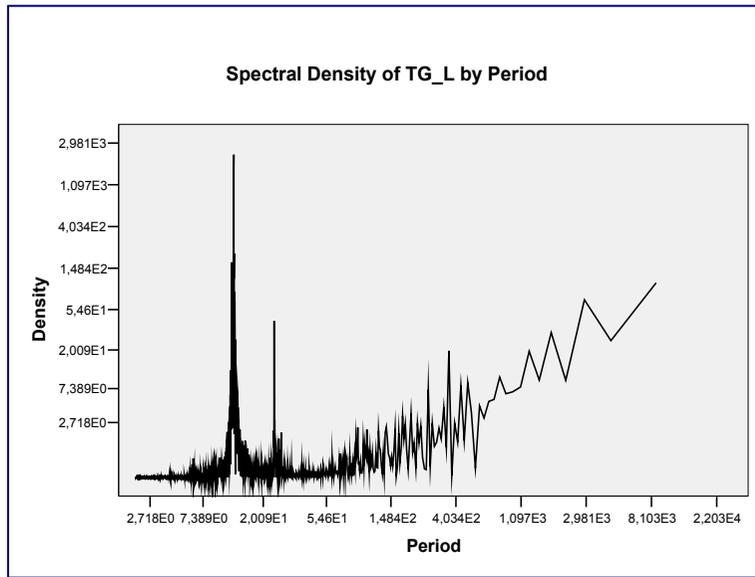


Разница в высоте приливов (см), рассчитанных по региональной модели Лаборатории прикладных морских исследований Гидрометцентра РФ и глобальной модели приливов GOT00.2.

Сравнение глобальной и региональной моделей

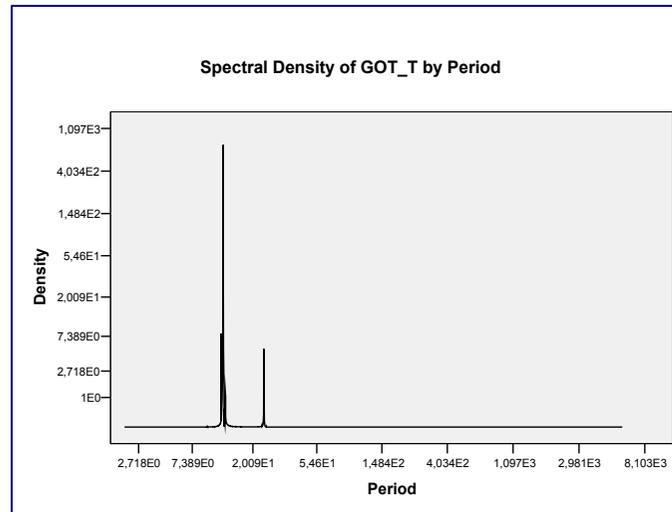
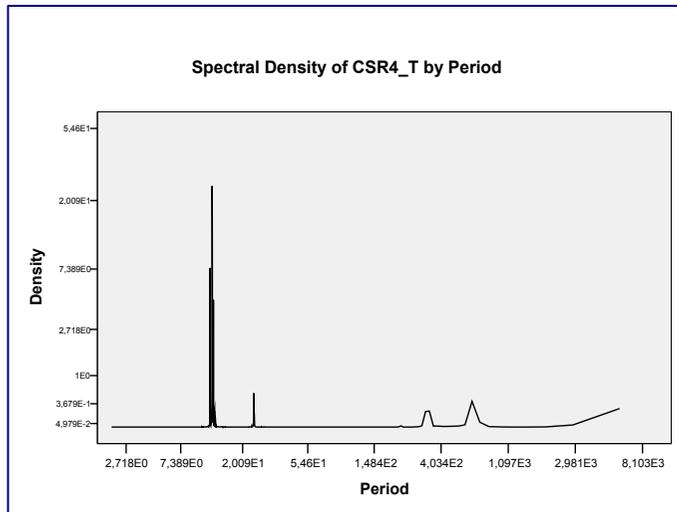
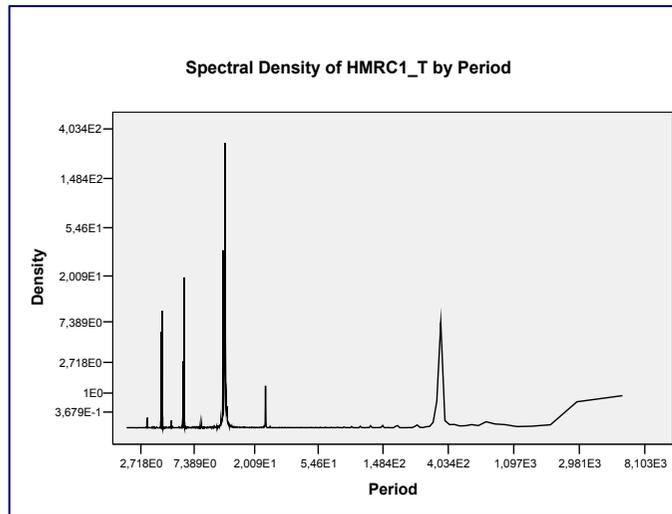
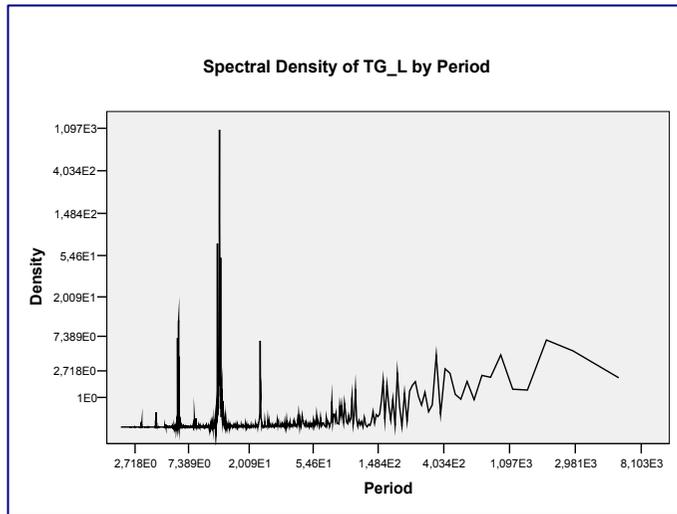
Уровень пост	Приливные компоненты	Глобальные модели приливов				Региональная модель приливов	
		Модель CSR4.0		Модель GOT00. 2		Модель Гидрометцентра РФ	
		ΔH (%)	Δg (h)	ΔH (%)	Δg (h)	ΔH (%)	Δg (h)
Соловки	M2	53.1	0.49	30.5	0.21	27.3	0.15
	S2	31.8	0.23	77.3	0.89	29.0	0.19
	K1	5.9	0.02	58.5	0.54	26.1	0.29
Печенга	M2	76.2	0.78	87.4	1.25	7.5	0.05
	S2	73.9	0.84	58.6	0.47	26.3	0.17
	K1	28.3	0.15	14.1	0.16	17.1	0.09
Вардо	M2	76.8	0.45	45.8	0.69	22.2	0.65
	S2	25.7	0.29	45.1	0.84	19.8	0.28
	K1	43.9	0.93	27.2	0.45	4.2	0.09
Варандей	M2	68.3	2.01	34.6	0.78	16.6	1.39
	S2	73.7	1.34	57.3	1.17	26.4	0.79
	K1	24.6	0.98	39.8	1.04	15.0	1.10

Сравнение глобальной и региональной моделей



Спектральная плотность изменения уровня Баренцева моря на уровне поста Печенга (левый верхний рисунок), рассчитанному по глобальной (нижний рисунок) и региональной моделям приливов (правый верхний рисунок).

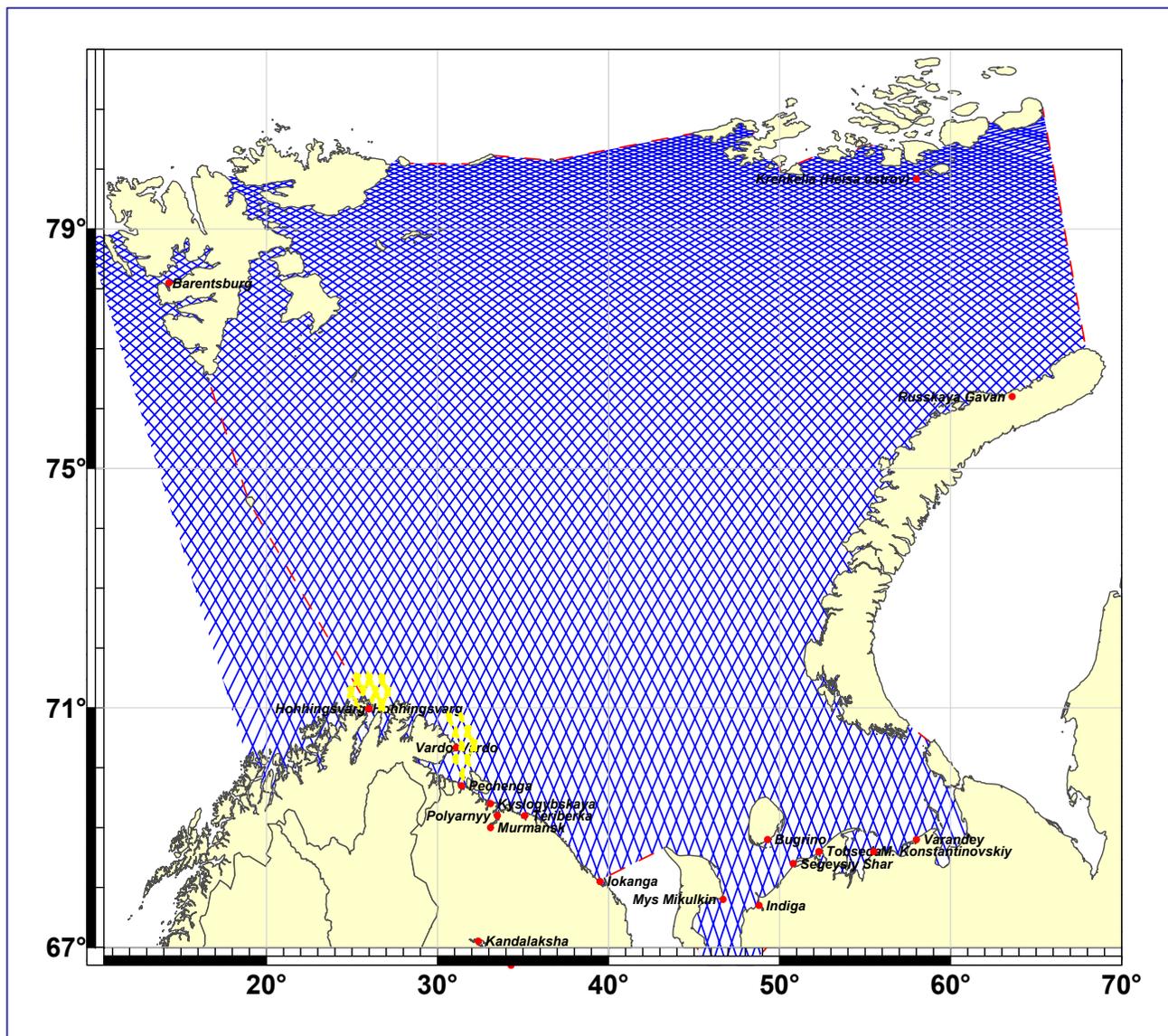
Сравнение глобальной и региональной моделей



Спектральная плотность изменения уровня Белого моря на уровне поста Умба (левый верхний рисунок), рассчитанному по глобальным (нижние рисунки) и региональной моделям приливов (правый верхний рисунок).

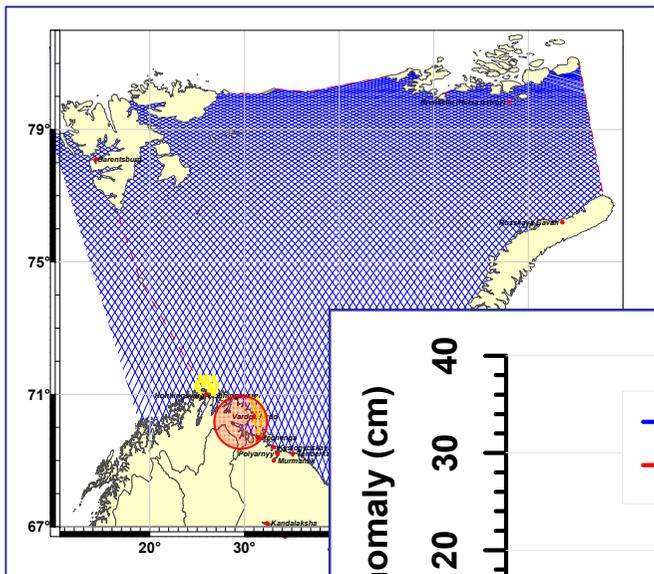
Верификация уровня морей

Верификация данных об уровне Баренцева моря

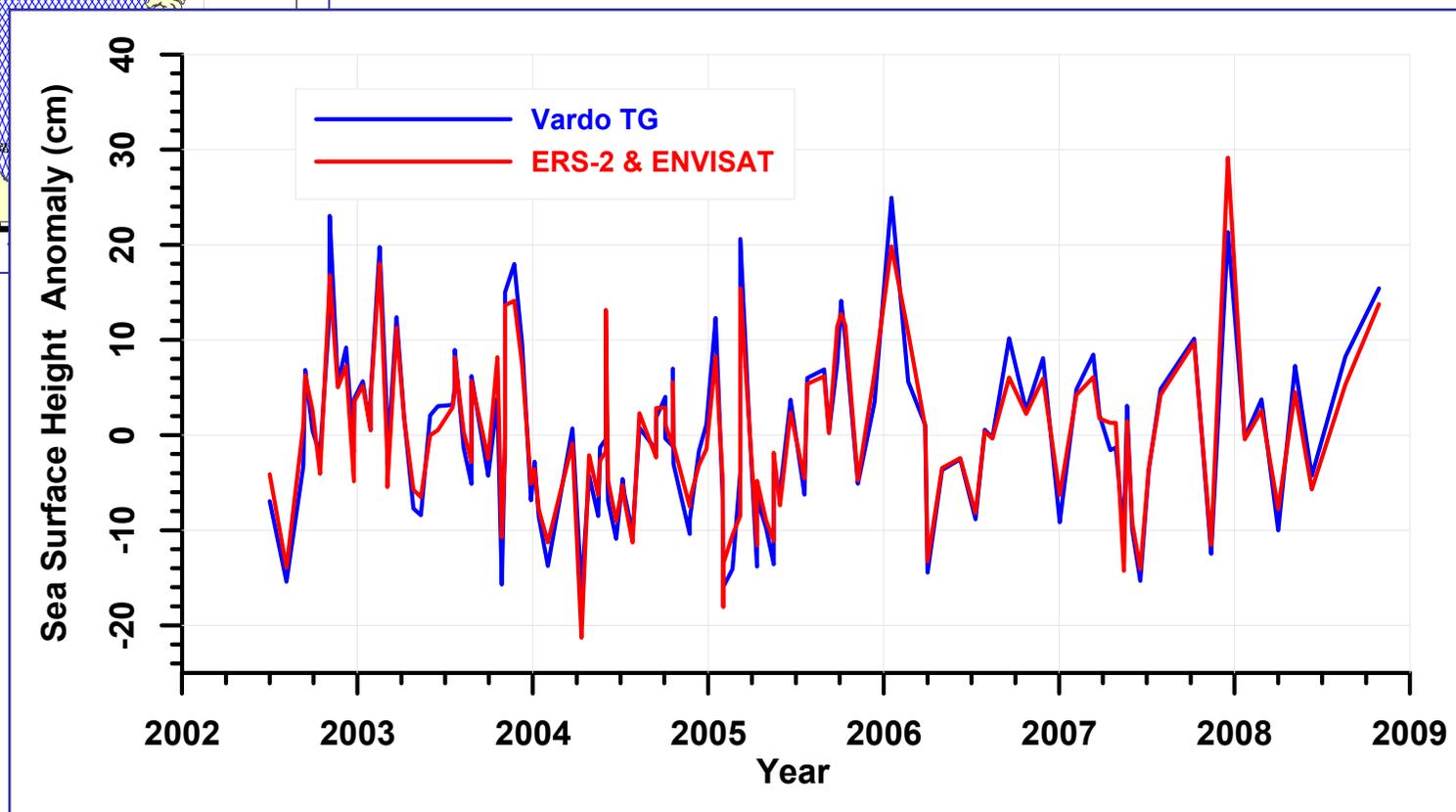


Расположение по акватории Баренцева моря треков изомаршрутных программ спутников ERS 1/2 и ENVISAT (синяя линия), точки на треках (желтый цвет) и уровенные посты (красный цвет), с которых данные альтиметрических измерений использовались для верификации аномалий уровня моря.

Верификация данных об уровне Баренцева моря

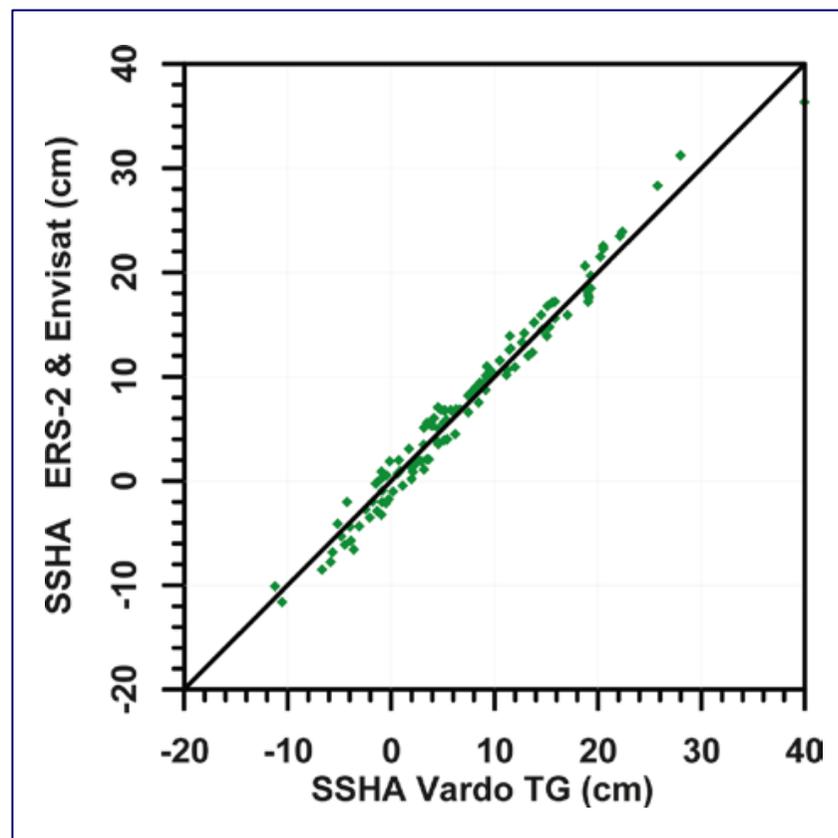
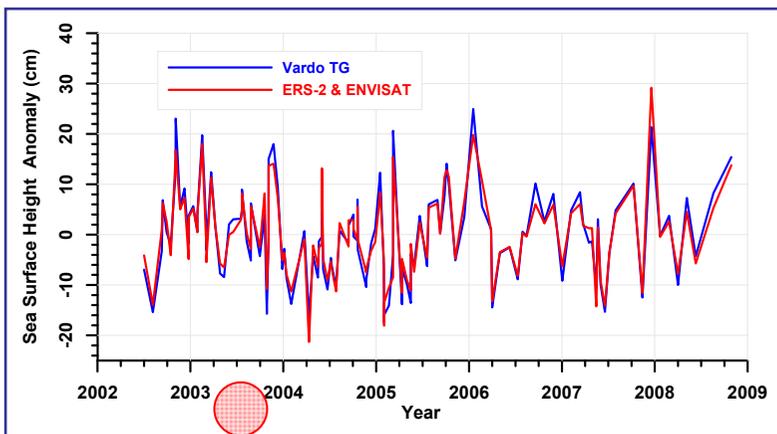
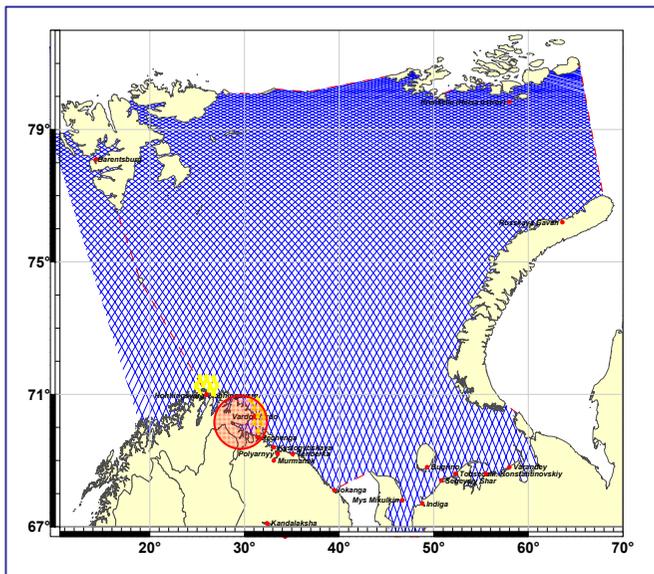


Временная изменчивость аномалий высот морской поверхности Баренцева моря по данным уровневого поста Вардо (Норвегия) и данным альтиметрических измерений спутников ERS-2 и ENVISAT.



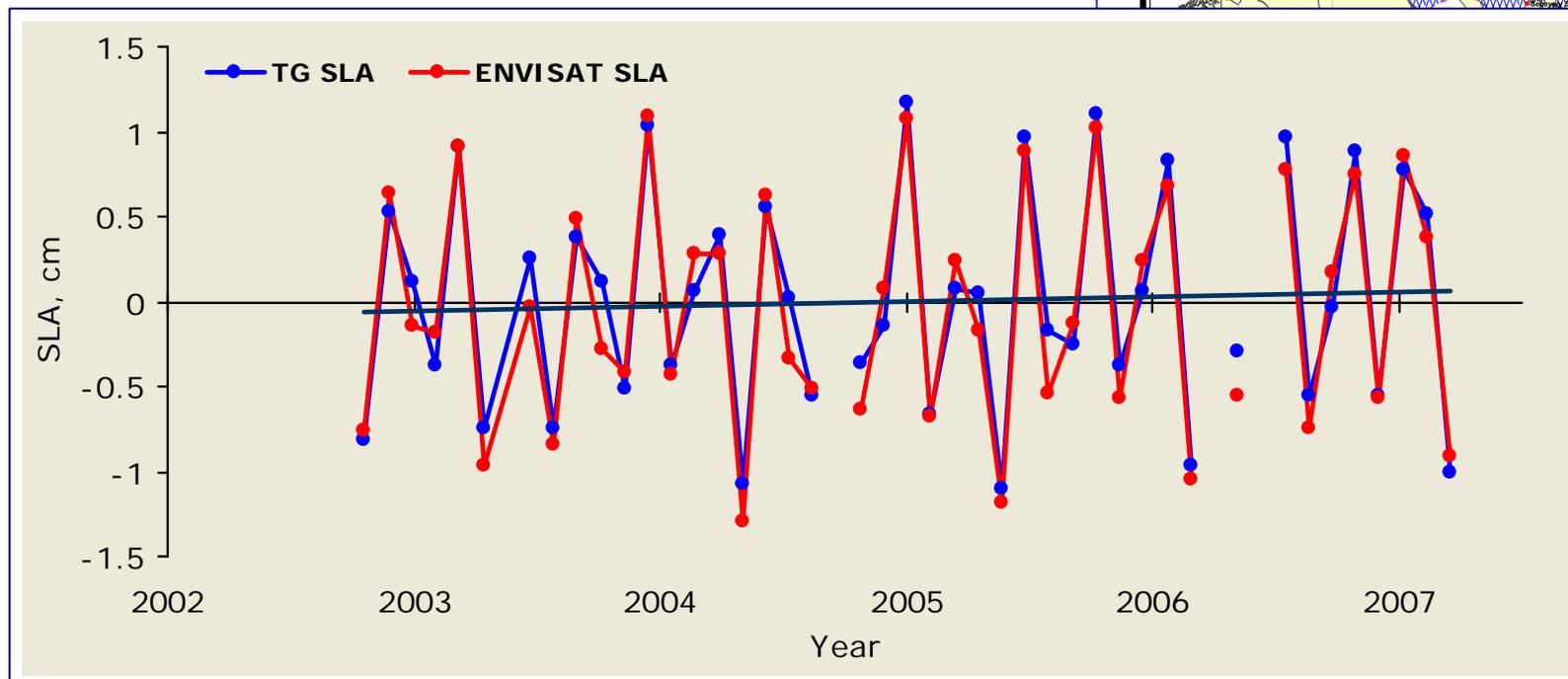
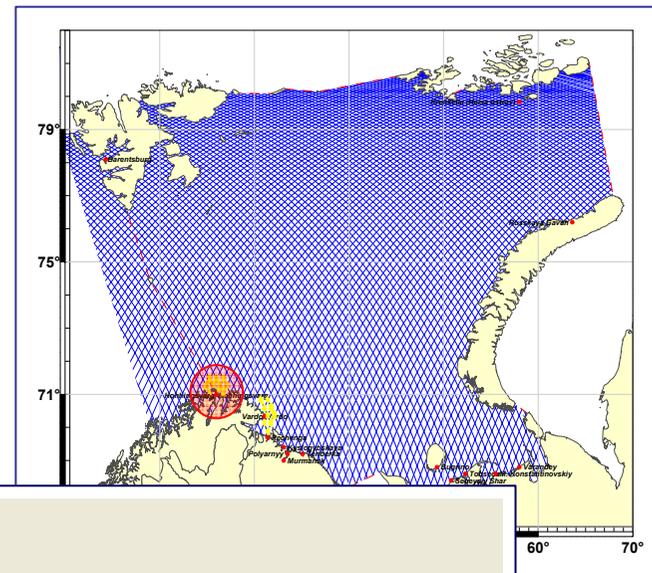
Верификация данных об уровне Баренцева моря

Двумерная диаграмма рассеяния аномалий высот морской поверхности по данным альтиметрических измерений спутников ERS-2 и ENVISAT и по данным уровневого поста Вардо (Норвегия).



Верификация данных об уровне Баренцева моря

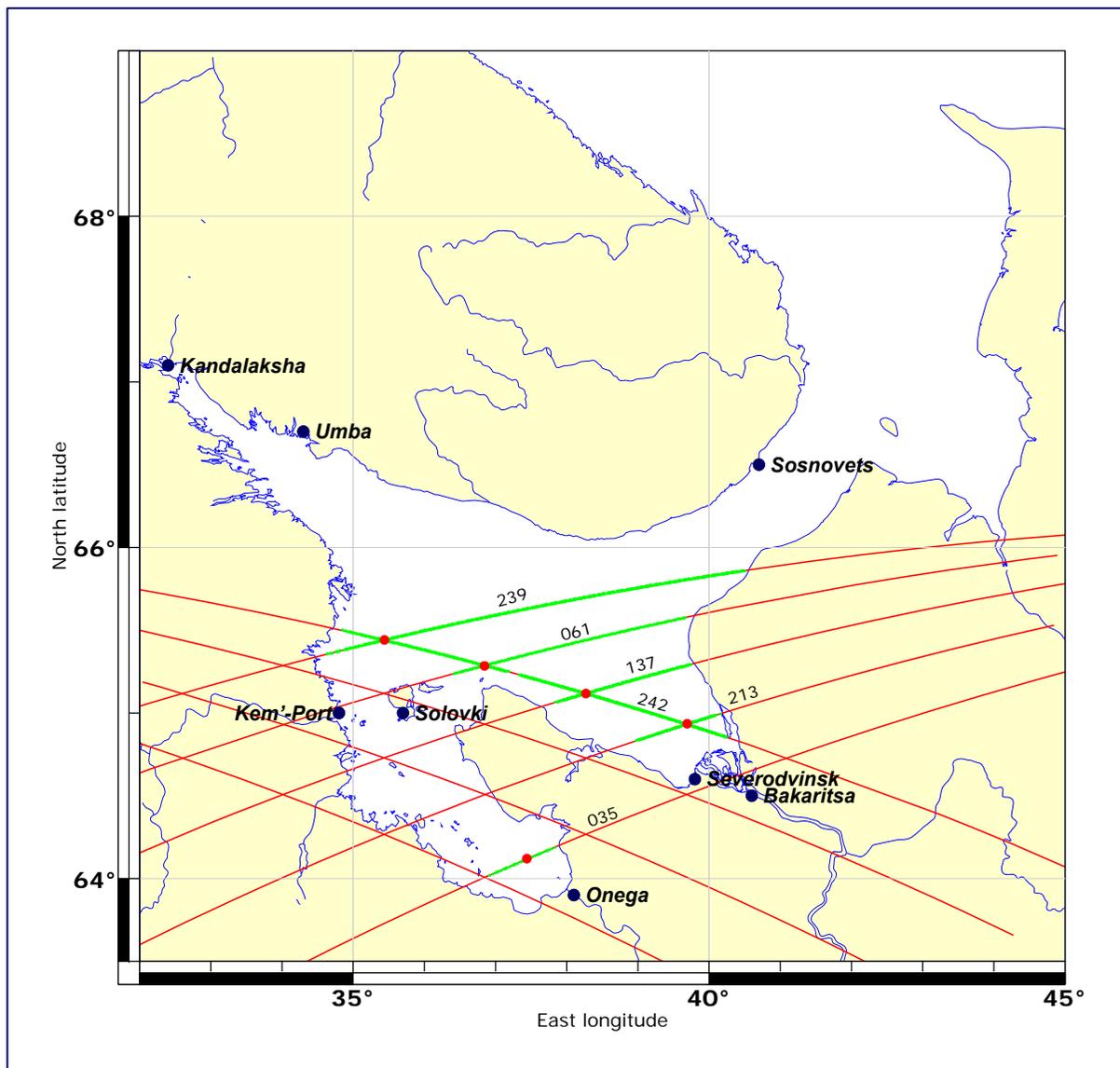
Временная изменчивость аномалий высот морской поверхности Баренцева моря по данным уровенного поста Хоннингсвог (Норвегия) и данным альтиметрических измерений спутников ERS-2 и ENVISAT.



Верификация данных об уровне Баренцева моря

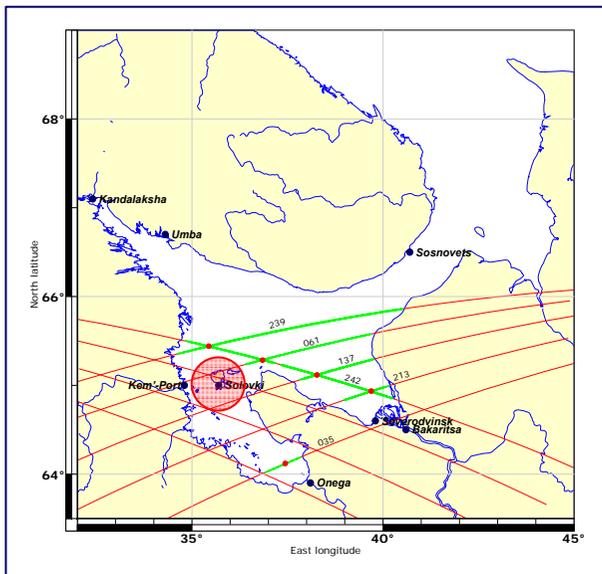
Уровенный пост	Спутник GFO		Спутник ERS-1/2 & Envisat	
	Номер трека	Коэффициент корреляции	Номер трека	Коэффициент корреляции
Хоннингсвог	048, 079, 134,	0.69	025, 111, 302,	0.99
	165, 192, 251,		388, 569, 655,	
	278, 309, 364,		760, 846	
	395, 450, 481			
Вардо	076, 079, 162,	0.71	311, 416, 502,	0.99
	165, 248, 392,		855, 874, 960	
	395, 478, 481			
Териберка	104, 190, 395,	0.43	072, 158, 225,	0.97
	481		530, 616, 683	
Иоканга	132, 218, 304,	0.37	053, 186, 272,	0.89
	395		511, 730, 816	
Печенга	162, 248, 309, 334, 395	0.45	330, 874,	0.93
Тобседа	193, 279, 332	0.44	042, 195, 281, 500, 586, 739, 825	0.87
Варандей	049, 102, 135,221	0.39	242, 395, 853, 939	0.89

Верификация данных об уровне Белого моря

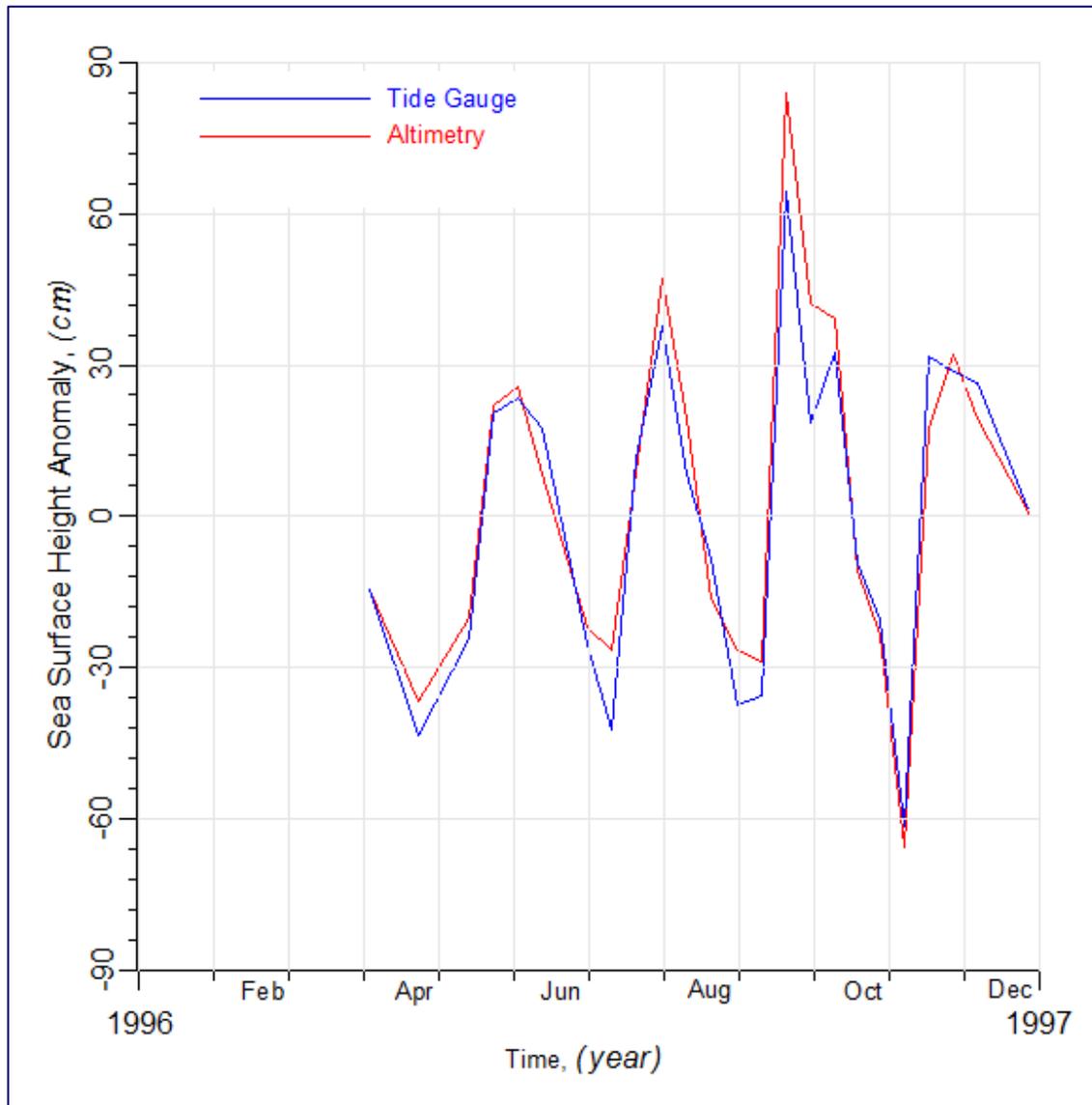


Расположение по акватории Белого моря треков изомаршрутных программ спутников TOPEX/Poseidon и Jason-1/2 (красная линия), точки на треках (зеленый цвет) и уровенные посты (черный цвет), с которых данные альтиметрических измерений использовались для верификации аномалий уровня моря.

Верификация данных об уровне Белого моря



Временная изменчивость аномалий высот морской поверхности Белого моря летом 1996 года по данным уровневого поста Соловки и данным альтиметрических измерений спутников TOPEX/Poseidon и Jason-1/2.

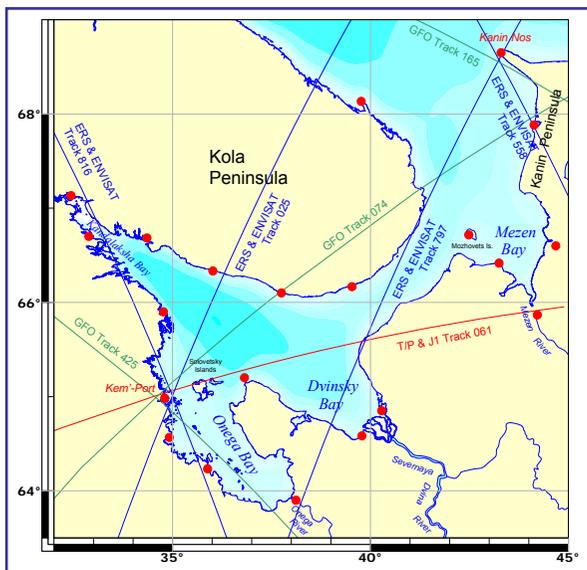


Верификация данных об уровне Белого моря

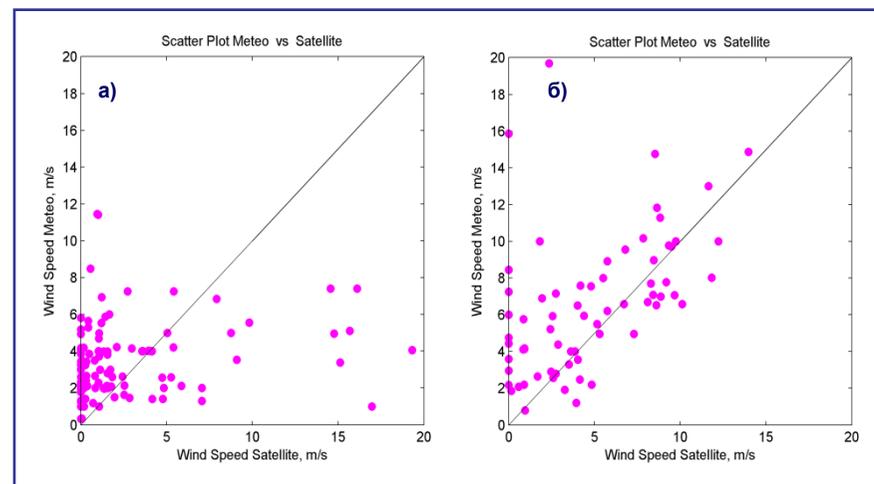
Уровенный пост	Спутники T/P & J1		Спутник GFO		Спутники ERS-1/2 & Envisat	
	Номер река	Коэффициент корреляции	Номер река	Коэффициент корреляции	Номер река	Коэффициент корреляции
Порт Кемь	090, 239, 242	0.66	023, 074, 160, 425	0.35	272, 483, 730, 816, 941	0.61
Онега	090, 239, 242	0.76	023, 074, 160, 425	0.41	272, 483, 730, 816, 941	0.96
Северодвинск	137, 213, 242	0.97	195, 281, 332, 418	0.56	100, 311, 769, 558	0.88
Соловки	061, 064, 239, 242	0.76	023, 074, 109, 160, 246, 425	0.59	272, 397, 483, 730, 816, 941,	0.65
Канда-лакша	–	–	195, 218, 304, 390	0.45	358, 941	0.58
Сосновец	–	–	051, 137, 160, 223, 246, 453	0.44	014, 100, 472, 683	0.77
Умба	–	–	109, 195, 218, 304, 390	0.67	358, 397, 816, 941	0.95

Верификация скорости приводного ветра

Верификация данных о скорости ветра

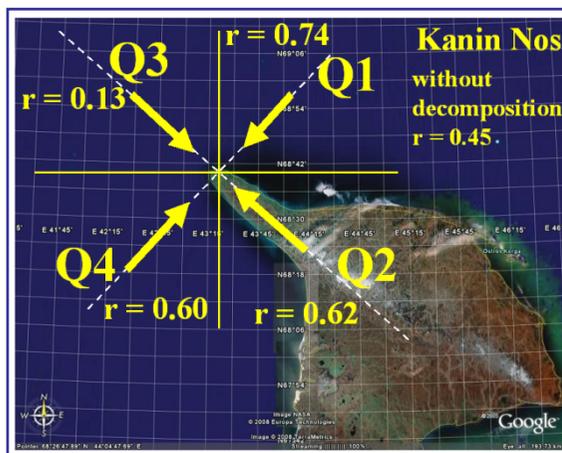


Расположение треков изомаршрутных программ спутников ERS 1/2 и ENVISAT (синяя линия), спутников и GFO 1 (зеленая линия) и Т/Р и J1/2 (красная линия), данные альтиметрических измерений с которых использовались для верификации скорости ветра по данным метеостанций порт Кемь и Канин Нос.



Двумерная диаграмма рассеяния скорости ветра по данным альтиметрических измерений и по данным метеостанций порт Кемь (а) и Канин Нос (б).

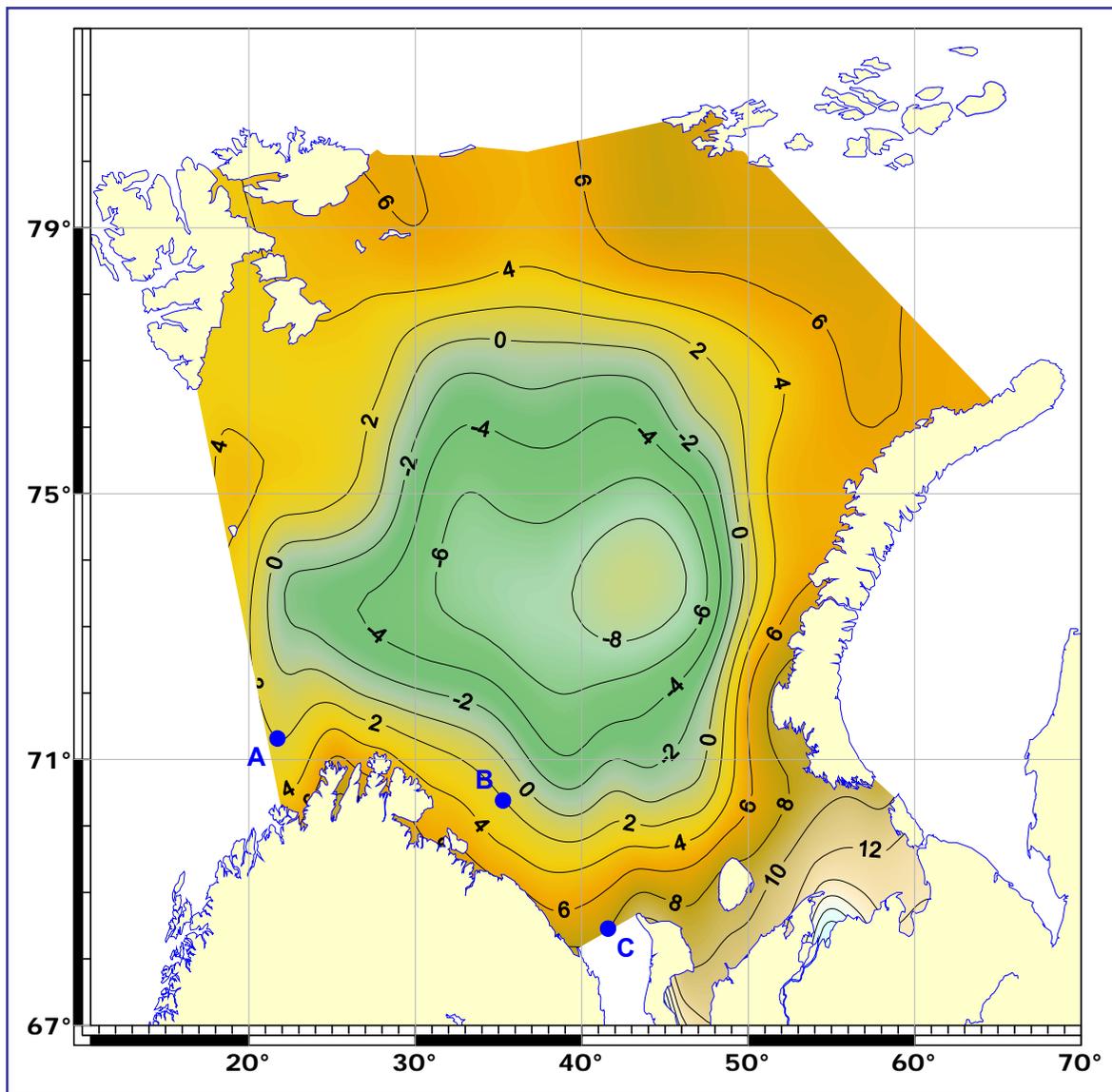
Прямыми линиями показана линейная аппроксимация данных методом наименьших квадратов



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

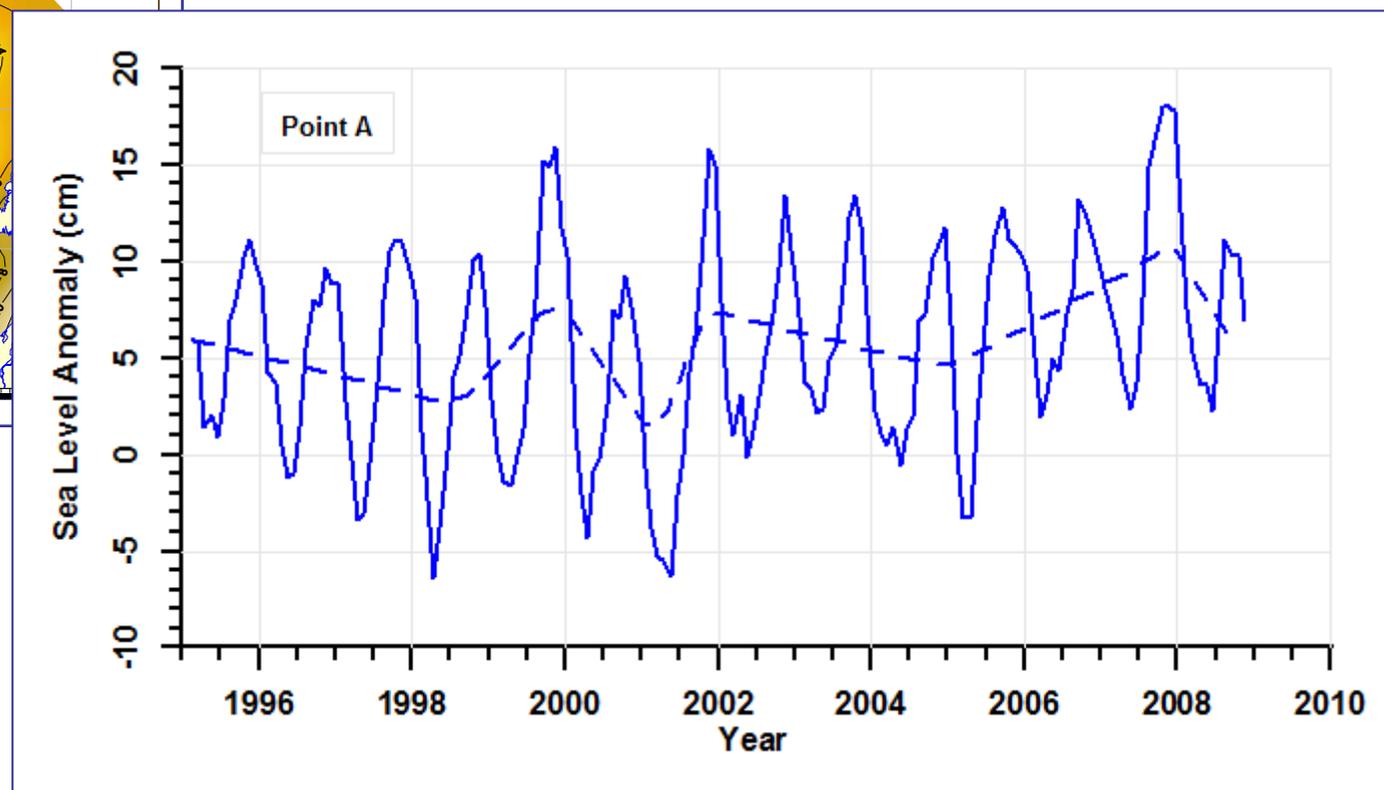
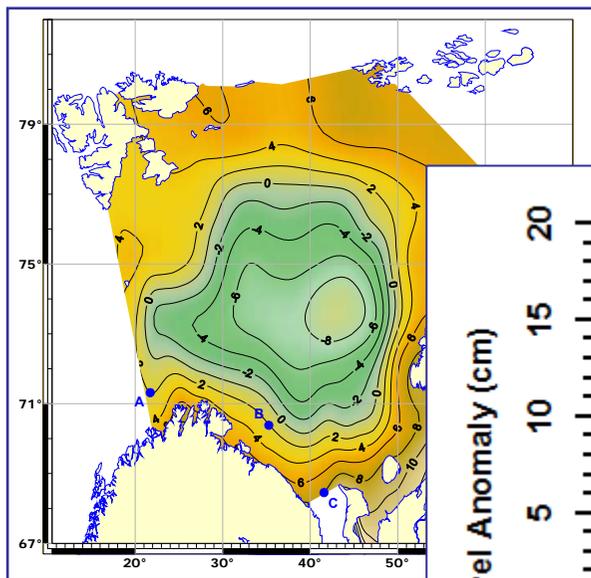
Климатическая изменчивость уровня

Климатическая уровень Баренцева моря



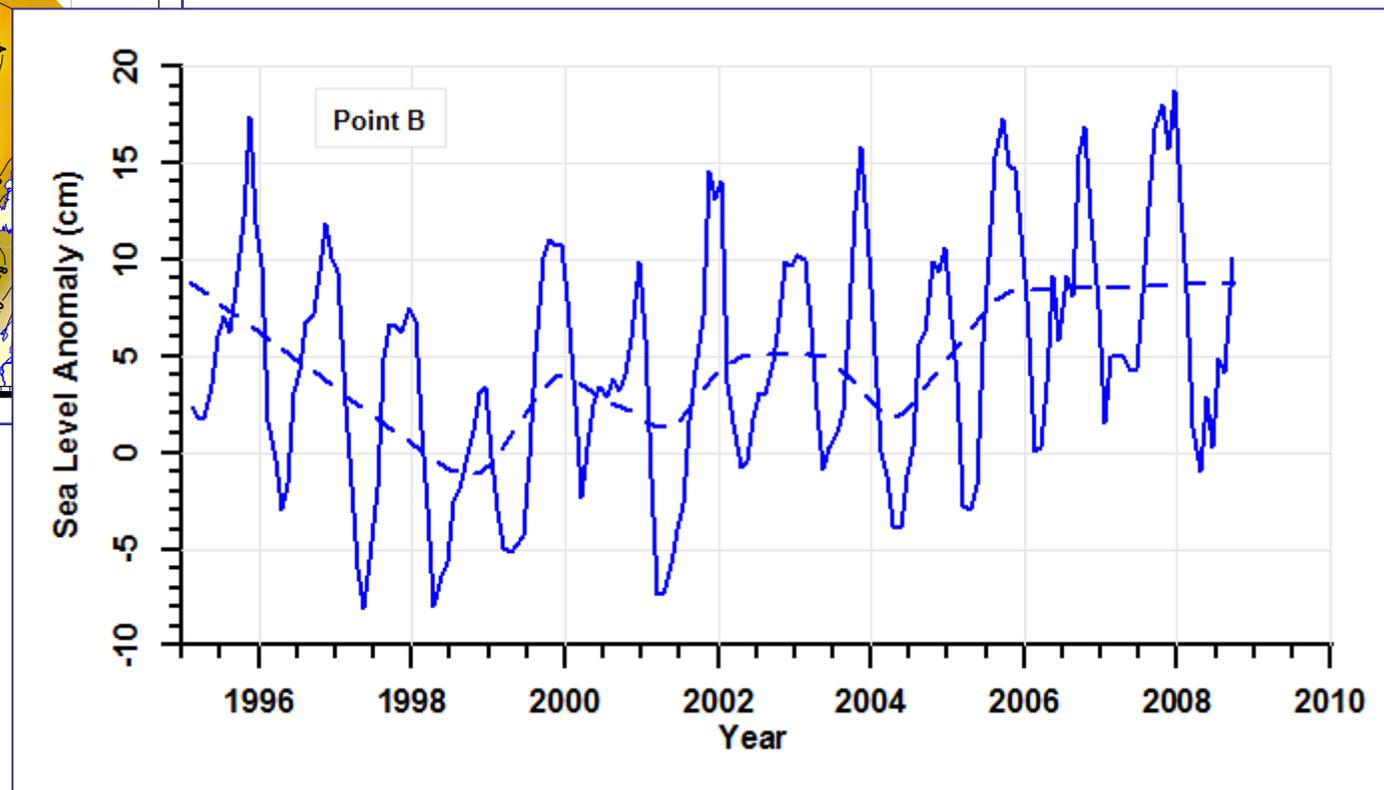
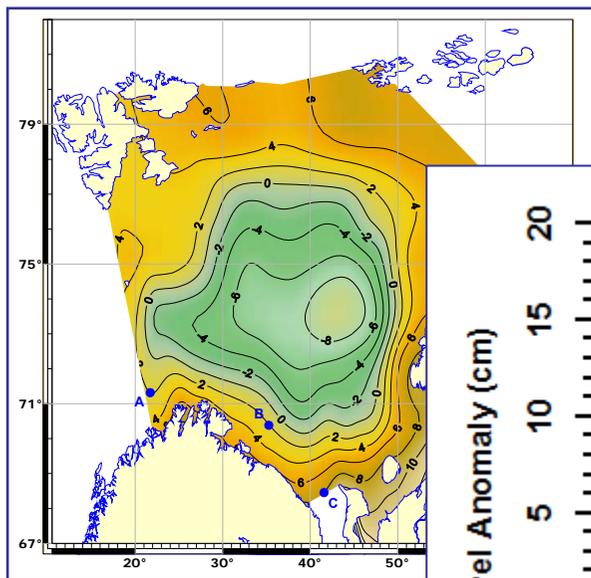
Климатический уровень
Баренцева моря по
модели Лаборатории
прикладных морских
исследований
Гидрометцентра РФ

Климатическая изменчивость уровня Баренцева моря



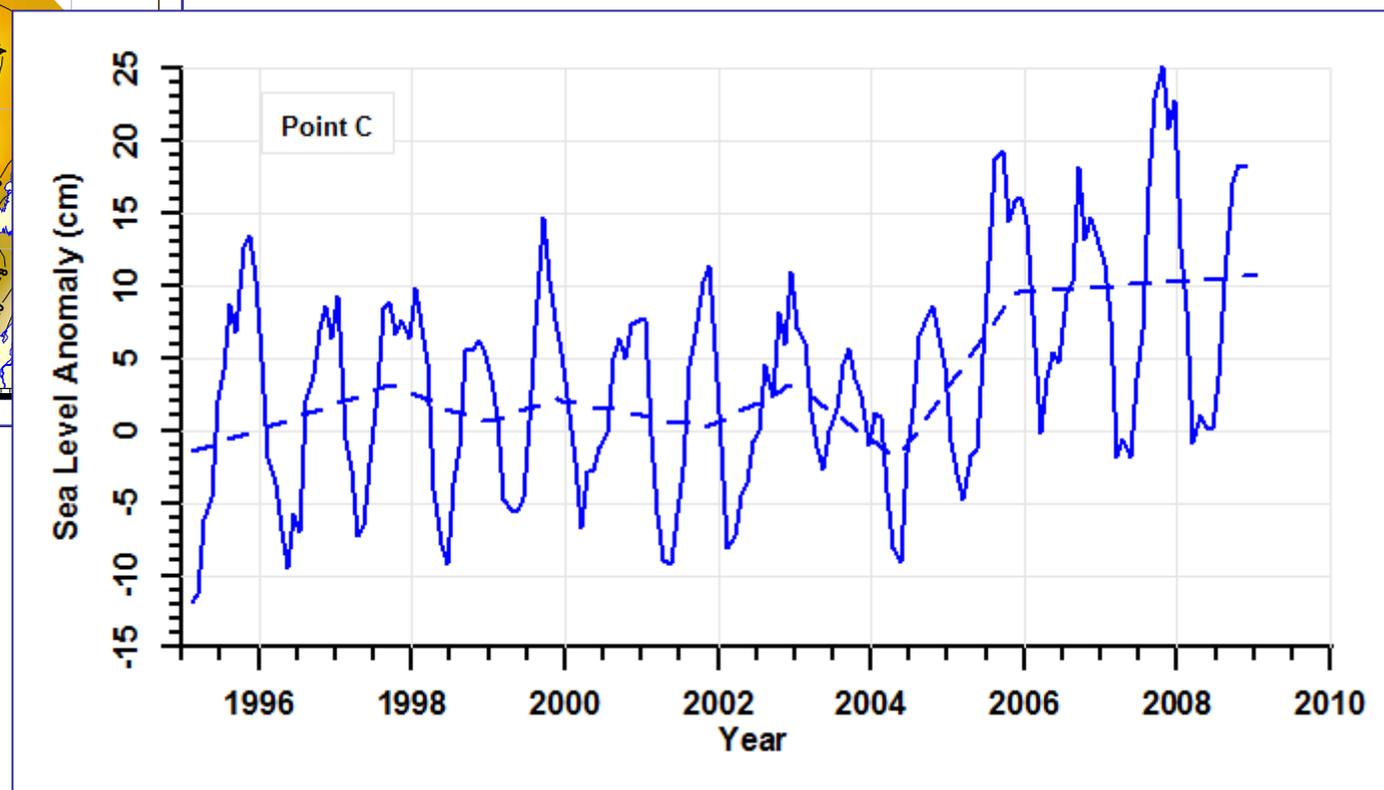
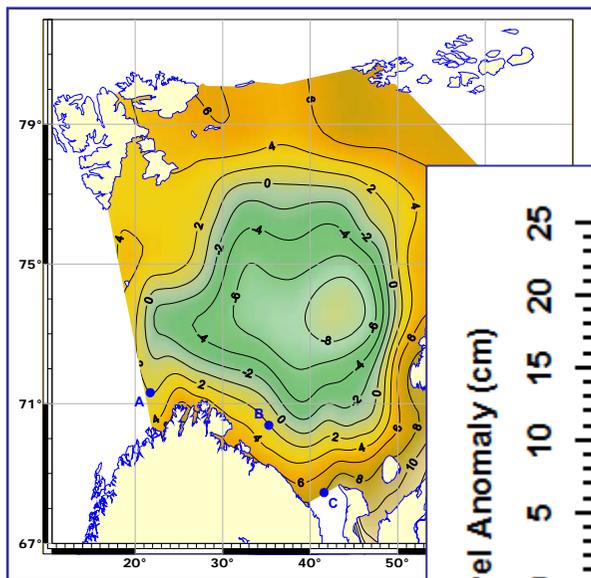
Климатическая изменчивость уровня Баренцева моря по данным альтиметрических измерений в точку А

Климатическая изменчивость уровня Баренцева моря



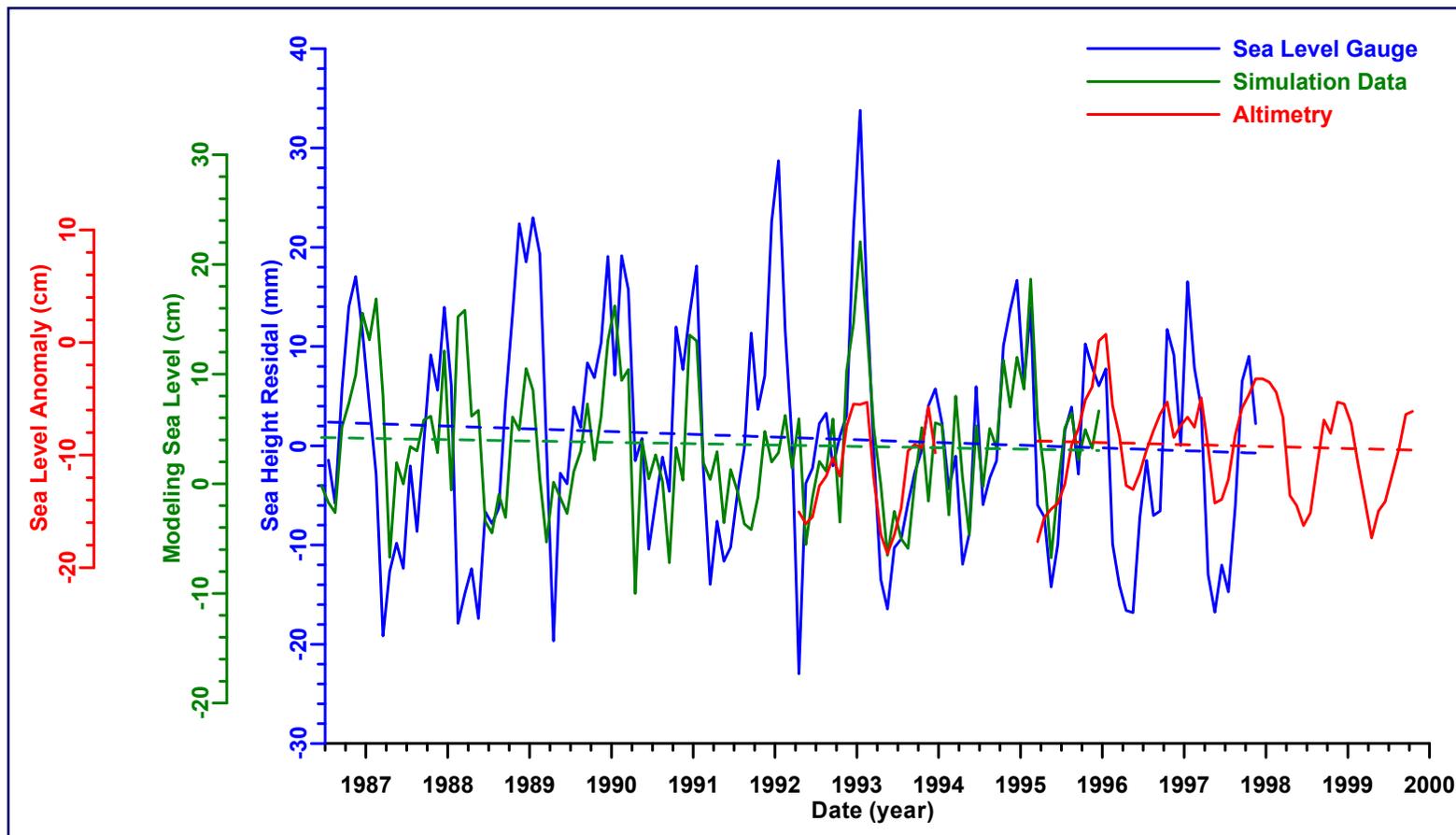
Климатическая изменчивость уровня Баренцева моря по данным альтиметрических измерений в точку В

Климатическая изменчивость уровня Баренцева моря



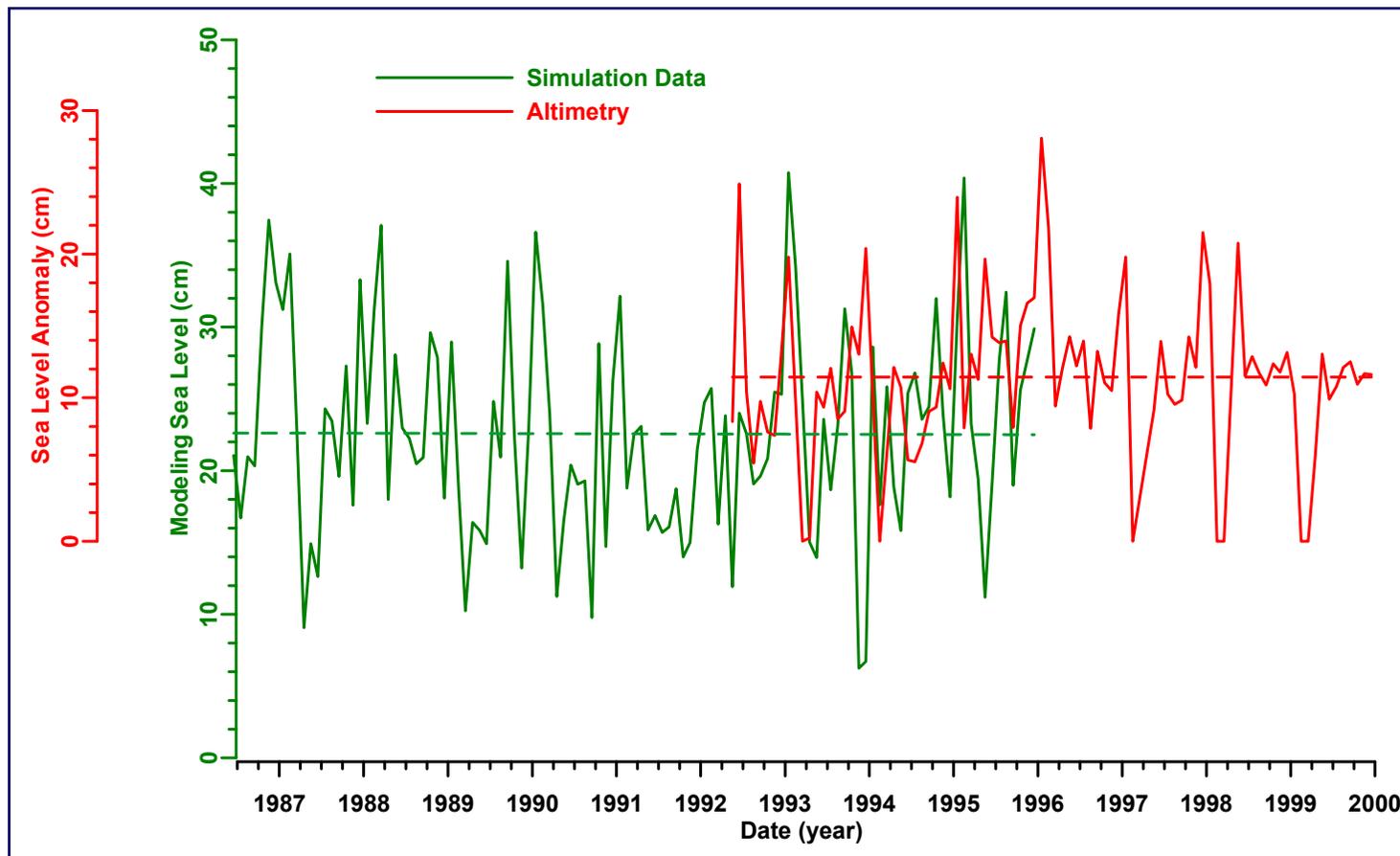
Климатическая изменчивость уровня Баренцева моря по данным альтиметрических измерений в точку С

Климатическая изменчивость уровня Баренцева моря



Климатическая изменчивость уровня Баренцева моря по данным уровенных постов (синяя линия), результатам математического моделирования (зеленая линия) и данным спутниковой альтиметрии (красная линия). Линейный тренд составляет соответственно $-2,75$ мм/год, $-1,23$ мм/год и $-1,75$ мм/год.

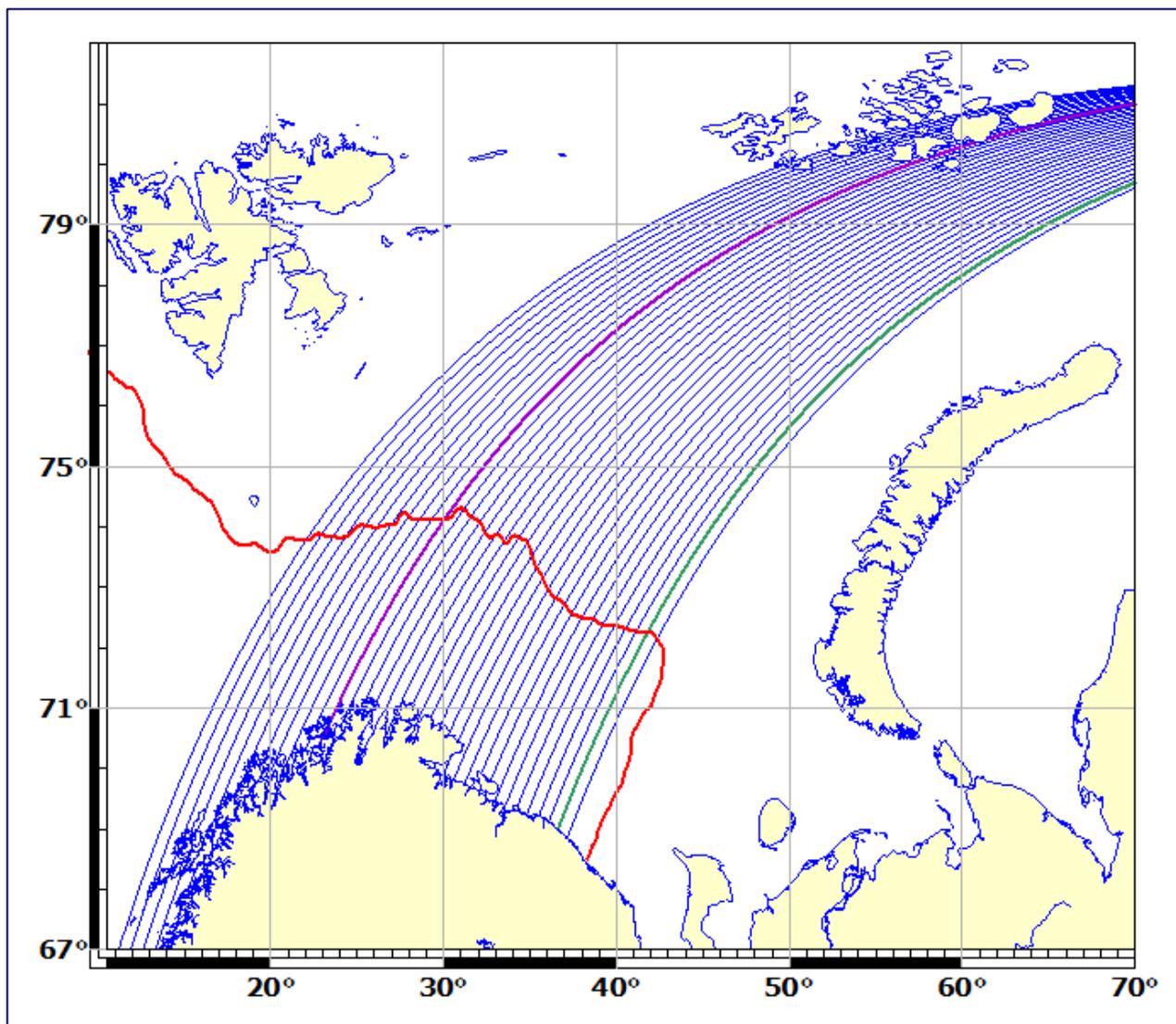
Климатическая изменчивость уровня Белого моря



Климатическая изменчивость уровня Белого моря по результатам математического моделирования (зеленая линия) и данным спутниковой альтиметрии (красная линия).
Линейный тренд составляет соответственно $-1,16$ мм/год и $-1,04$ мм/год.

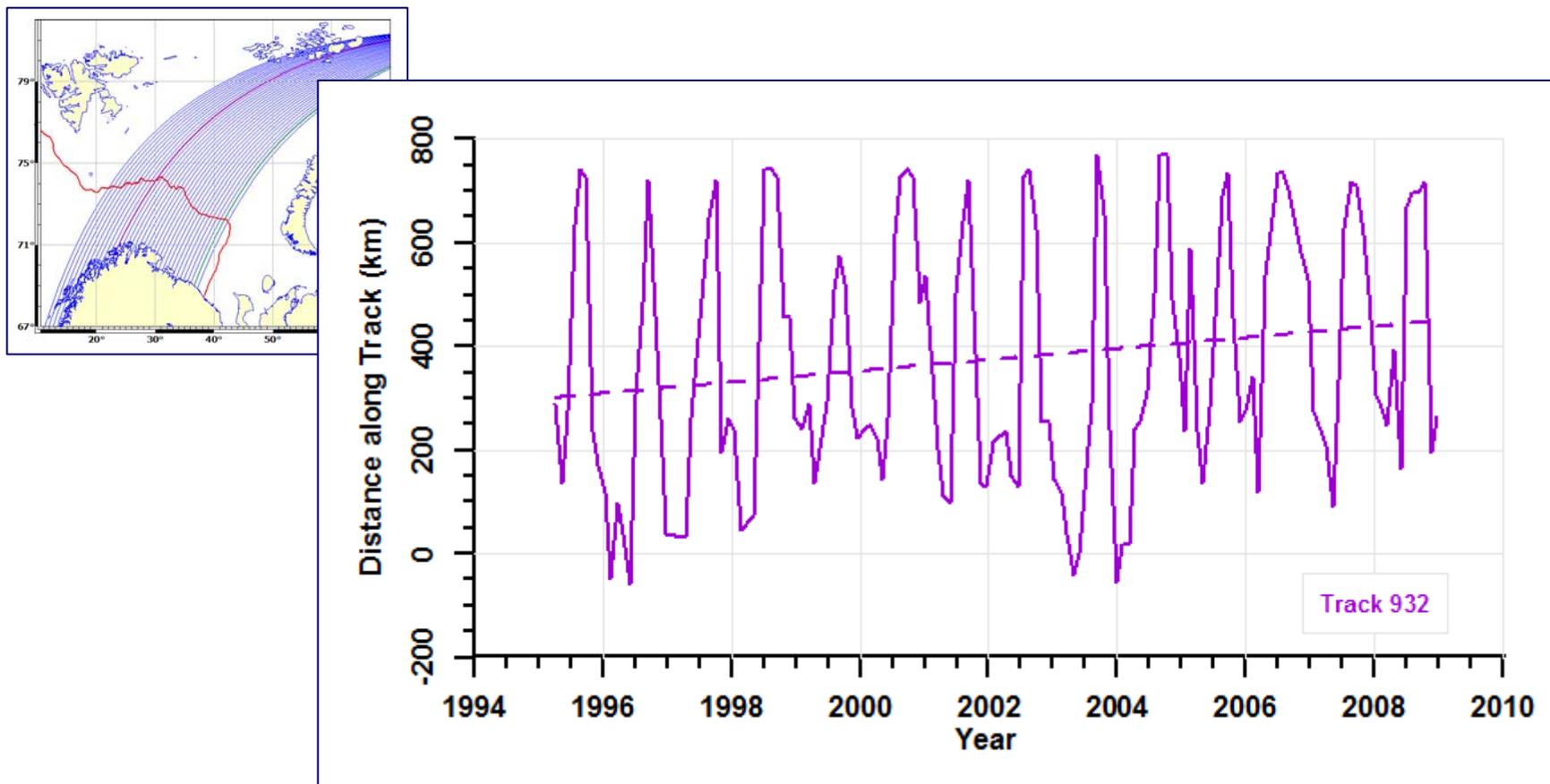
Климатическая изменчивость ледовой обстановки

Климатическая изменчивость ледовой обстановки



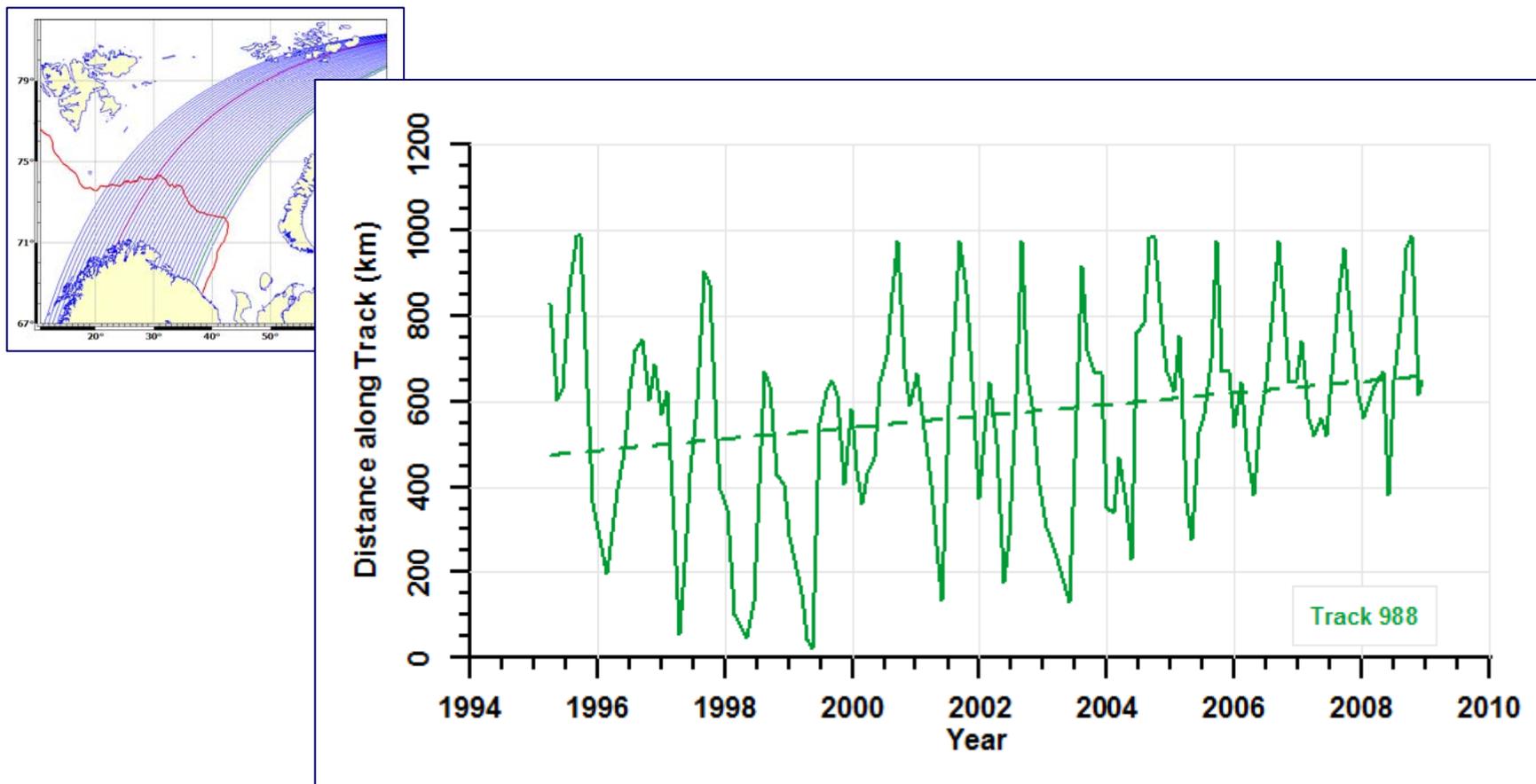
Расположение по акватории Белого моря треков изомаршрутных программ спутников ERS 1/2 и ENVISAT

Климатическая изменчивость ледовой обстановки



Изменчивость положения кромки льда вдоль 932 трека изомаршрутных программ спутников ERS 1/2 и ENVISAT. За период с 1995 по 2009 скорость климатической изменчивости положения кромки льда составила $10,7 \pm 0,4$ км/год

Климатическая изменчивость ледовой обстановки



Изменчивость положения кромки льда вдоль 988 трека изомаршрутных программ спутников ERS 1/2 и ENVISAT. За период с 1995 по 2009 скорость климатической изменчивости положения кромки льда составила $13,2 \pm 0,6$ км/год

**Спасибо за
внимание**