Спутниковое пассивное микроволновое зондирование: приложения

Первый спутниковый микроволновый радиометр

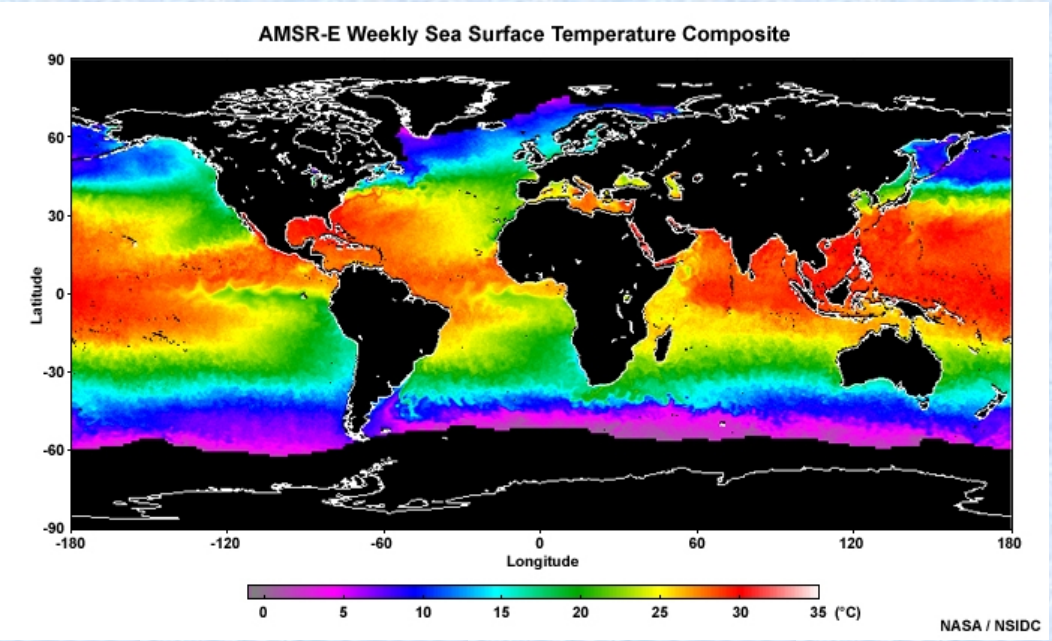
Спутниковое микроволновое зондирование
нашей планеты началось 23 сентября 1968 г., когда на орбиту был выведен спутник "Космос243" с четырьмя трассовыми микроволновыми радиометрами, ориентированными в надир.

Микроволновые измерения продолжались до 2 октября, что позволило охватить измерениями почти весь земной шар, за исключением полярных областей.

Частоты радиометров были выбраны на основе выполненных ранее теоретических и экспериментальных исследований ослабления электромагнитных волн в атмосфере и коэффициентов излучения морской поверхности и ледяного покрова

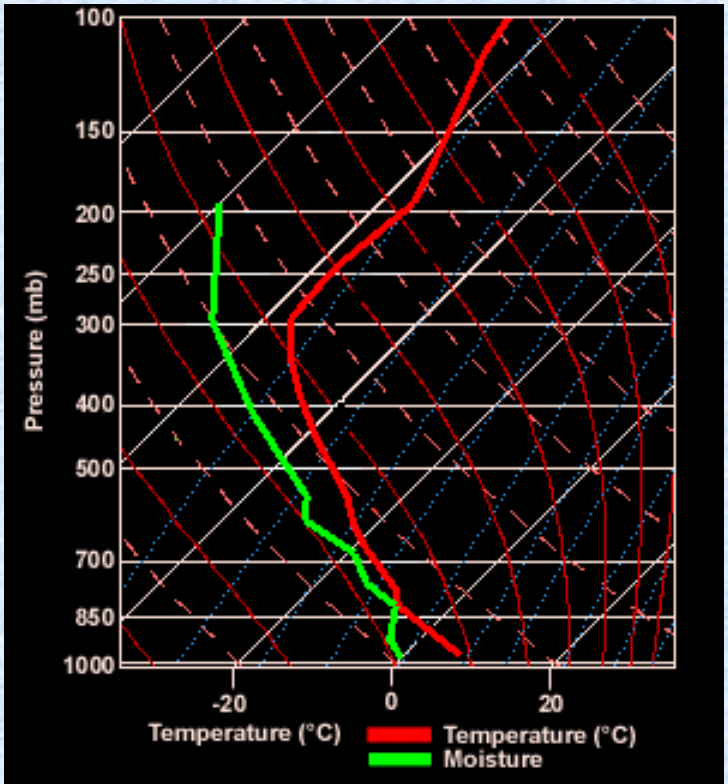
Длина волны, см	8.5	3.4	1.35	0.8
Центральная частота, ГГц	3.5	8.8	22.2	37.5
Ширина диаграммы направленности антенны, гр.	8.6	4.0	3.6	4.0
Чувствительность, К	0.7	0.5	0.9	1.3
Разрешение, км х км	50 x 50	22 x 22	20 x 20	22 x 22

Сканеры и зондировщики (imagers and sounders)



- Результат обработки данных сканеров - двумерное поле параметров.

- Результат обработки данных зондировщиков - трехмерное поле температуры и влажности атмосферы



Спутниковые микроволновые радиометры сегодня

Инструмент	период	Тип прибора	№ каналов	Частота (ГГц)	Разреше-ние (км)	Полоса обзора (км)
SSM/I	1987-	сканер	7	19.35-85	15-69	1400
TMI	1997-	сканер	9	10.65-85.5	5-50	780
SSMIS	2004-	сканер / зондировщик	24	19-183	12-55	1700
WindSat	2003-	сканер	22	6.8-37	11-55	1025
МТВЗА-ГЯ	2009-	сканер / зондировщик	18	10.6-183.31	5-150	1400
SMOS (MIRAS)	2009-	интерферометр	2	1.4	35-150	1000
SMOS (на Aquarius)	2011-	3 сканера + радар	2	1.4	150	407
AMSR-E	2002-2011	сканер	12	6.9-89	5-50	1600
AMSR2	May 2012 -	сканер	14	6.9-89	5-50	1450

Методы решения обратных задач

Классификация:

по подходу:

- Физические - базируются на обращении уравнения переноса излучения в атмосфере относительно искомых геофизических параметров (среди методов решения - *линеаризация, итерационные методы, аналитические, численные методы, Нейронные Сети и др.*)
- Статистические - основаны на поиске корреляционной зависимости между искомыми геофизическими параметрами и измеряемыми радиояркостными температурами. Характеристики этой корреляционной связи обычно получают путем совместной статистической обработки большого числа прямых измерений искомых параметров

Методы решения обратных задач

Классификация:

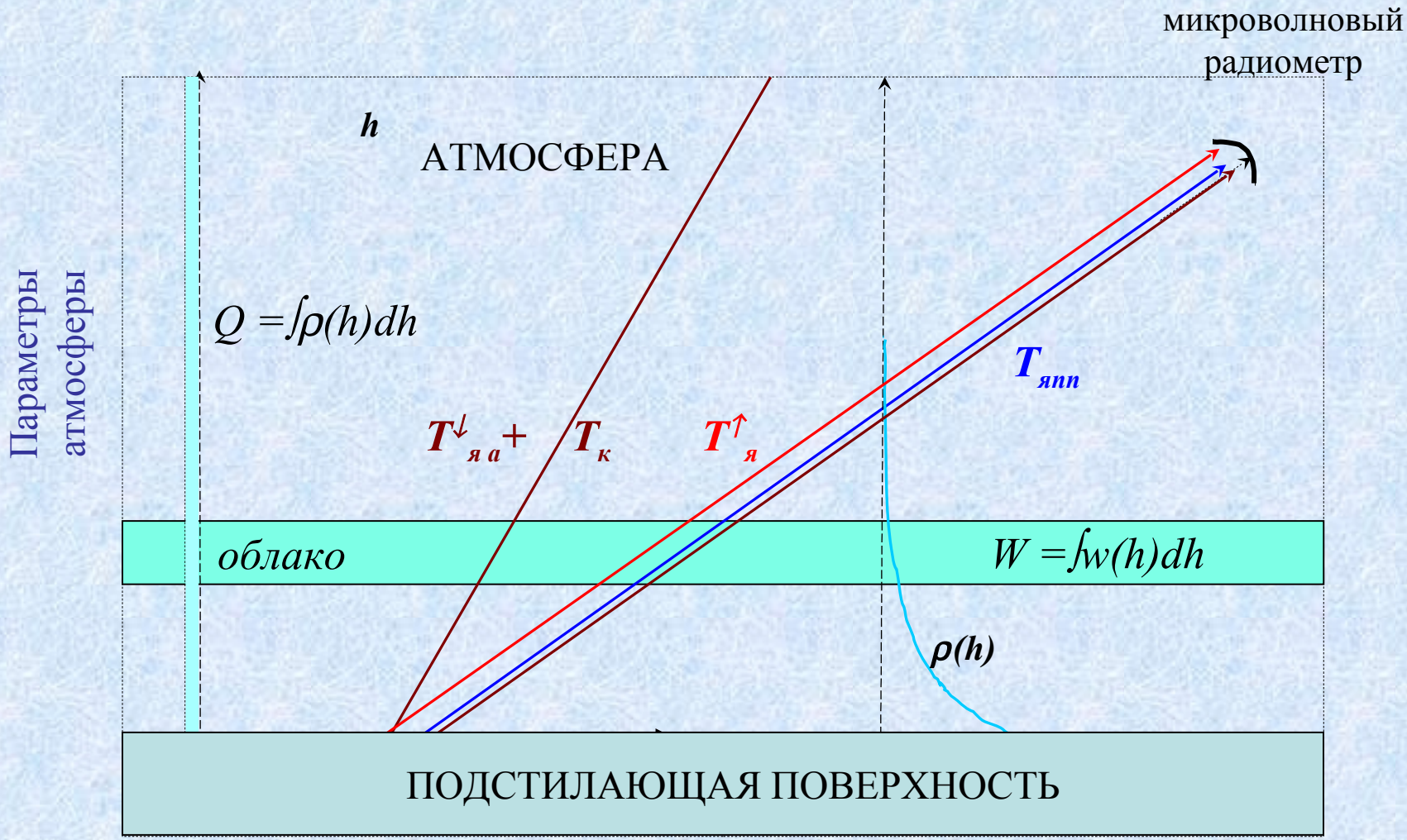
по числу восстанавливаемых параметров :

- Однопараметрические - когда восстанавливается один параметр;
- Многопараметрические алгоритмы оценок решают комплексную задачу одновременного определения нескольких геофизических параметров;

по сфере применения :

- Глобальные – разработанные и применимые для всех регионов Земного шара
- Региональные – работающие эффективно только для определенных районов (широт, морей и т.д.)

Схема формирования микроволнового излучения



$T_я$ = излучение атмосферы + излучение подстилающей поверхности

над океаном:

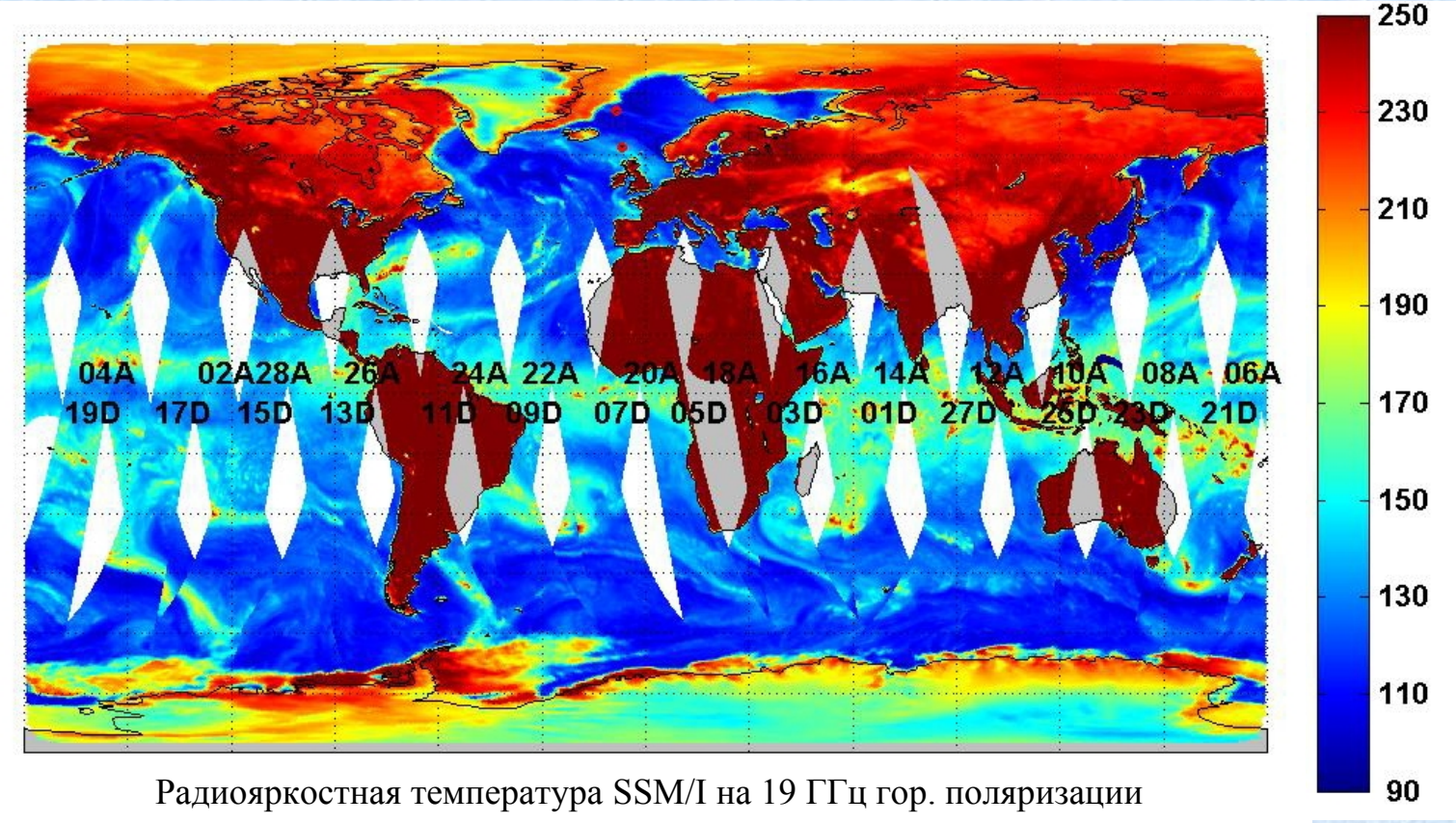
Коэффициент излучения подстилающей поверхности < 1

! Есть возможность определять параметры атмосферы !

над сушей, или снегом, или льдом

Коэффициент излучения подстилающей поверхности ~ 1

! Нет возможности определять параметры атмосферы !



Радиояркостная температура SSM/I на 19 ГГц гор. поляризации

для определения того или иного параметра необходимы многоканальные радиометрические измерения

над океаном:

Оценка параметров атмосферы и океана:

- Интенсивность осадков (дождя);
- Параметры океана – соленость, температура, приводный ветер;
- Интегральные параметры атмосферы – влагозапас атмосферы и водозапас облаков;
- Профили температуры атмосферы

над отличными от океана подстилающими поверхностями:

- Сплоченность ледяного покрова;
- Влажность почвы;
- Параметры снежного покрова;

Параметры атмосферы

1. $$Q = \int_0^{H_{Max}} \rho(h)dh$$ интегральное содержание водяного пара в атмосфере

2. $$W = \int_{h_н}^{h_в} \omega(h)dh$$ интегральное содержание жидкокапельной влаги в облаке

Водозапас облаков и влагозапас атмосферы, наряду с аэрозолями, контролируют планетарное альбедо Земли, и, таким образом, являются одними из важнейших компонентов, определяющих климат.

3. интенсивность дождя – слой осадков, выпадающий за единицу времени

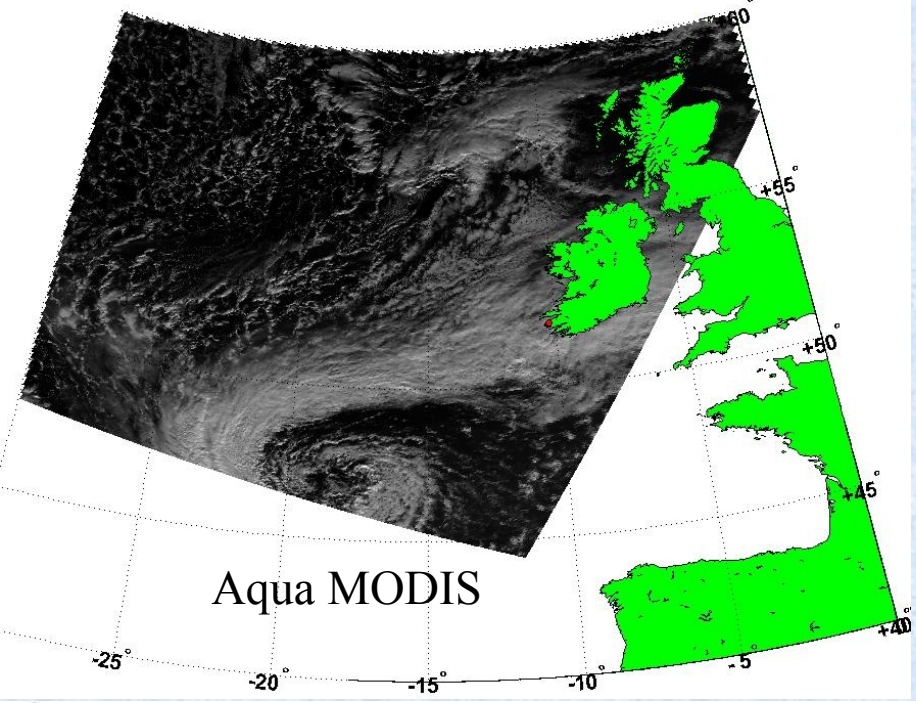
Дождь – атмосферные осадки, выпадающие из облаков в виде капель жидкой воды диаметром от 0.5 мм до 6-7 мм

Кристаллические облака и осадки в виде снега и града не поглощают и не излучают радиацию в микроволновом диапазоне э/м спектра, они могут лишь рассеивать излучение на высокочастотных каналах

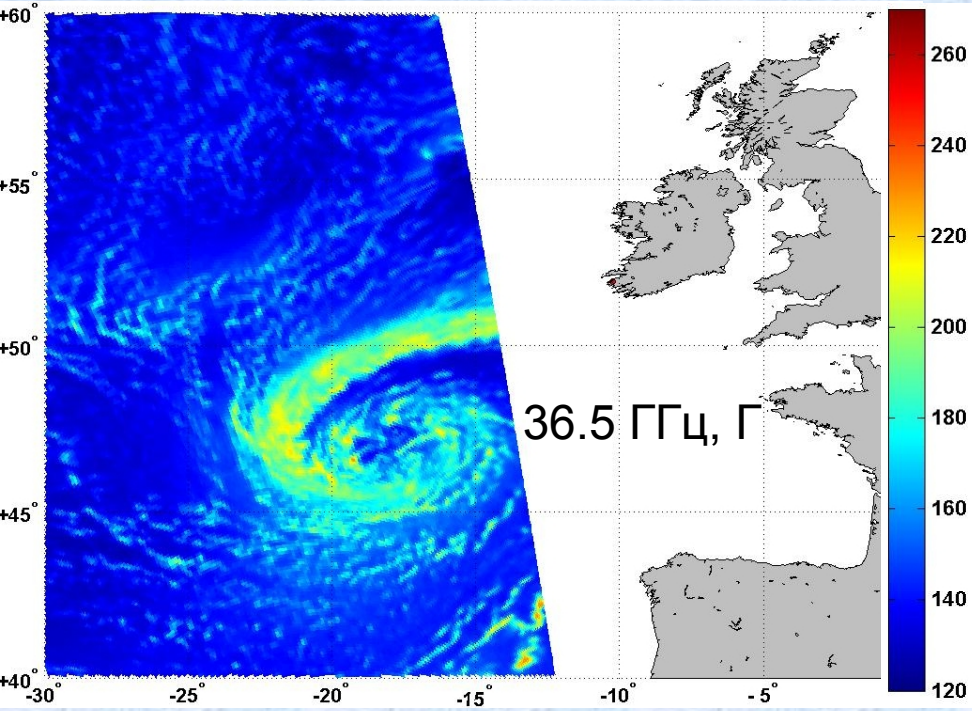
23 Февраля 2010

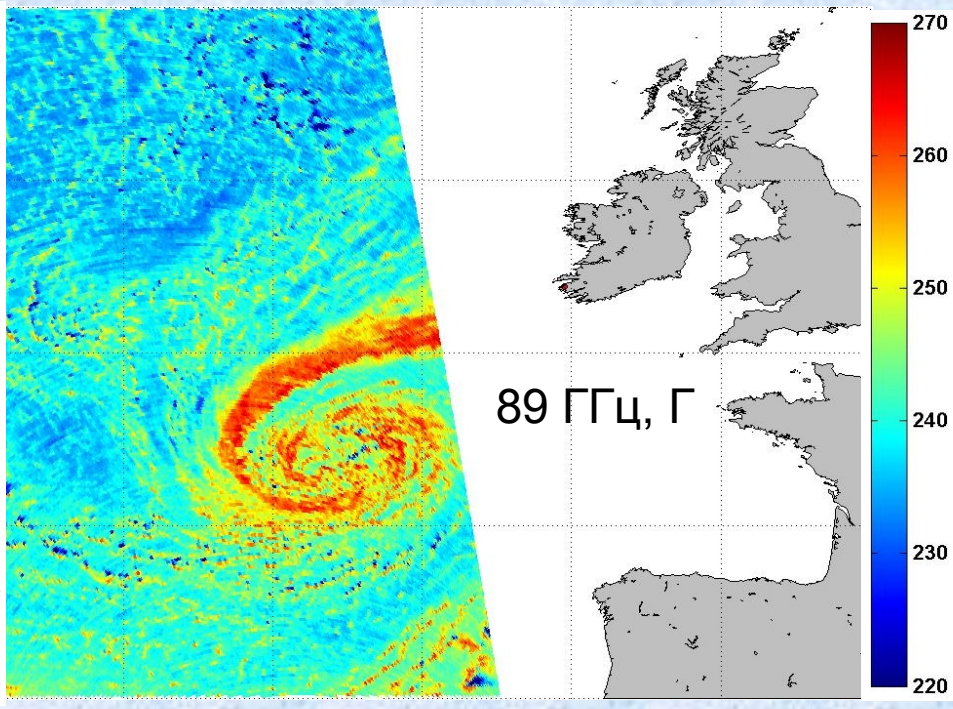
Циклон в Атлантике

Уменьшение $T_я$ на высокочастотных каналах сопровождаемое повышением $T_я$ на низкочастотных свидетельствует о наличии рассеяния в кристаллических облаках



Aqua AMSR-E $T_я$

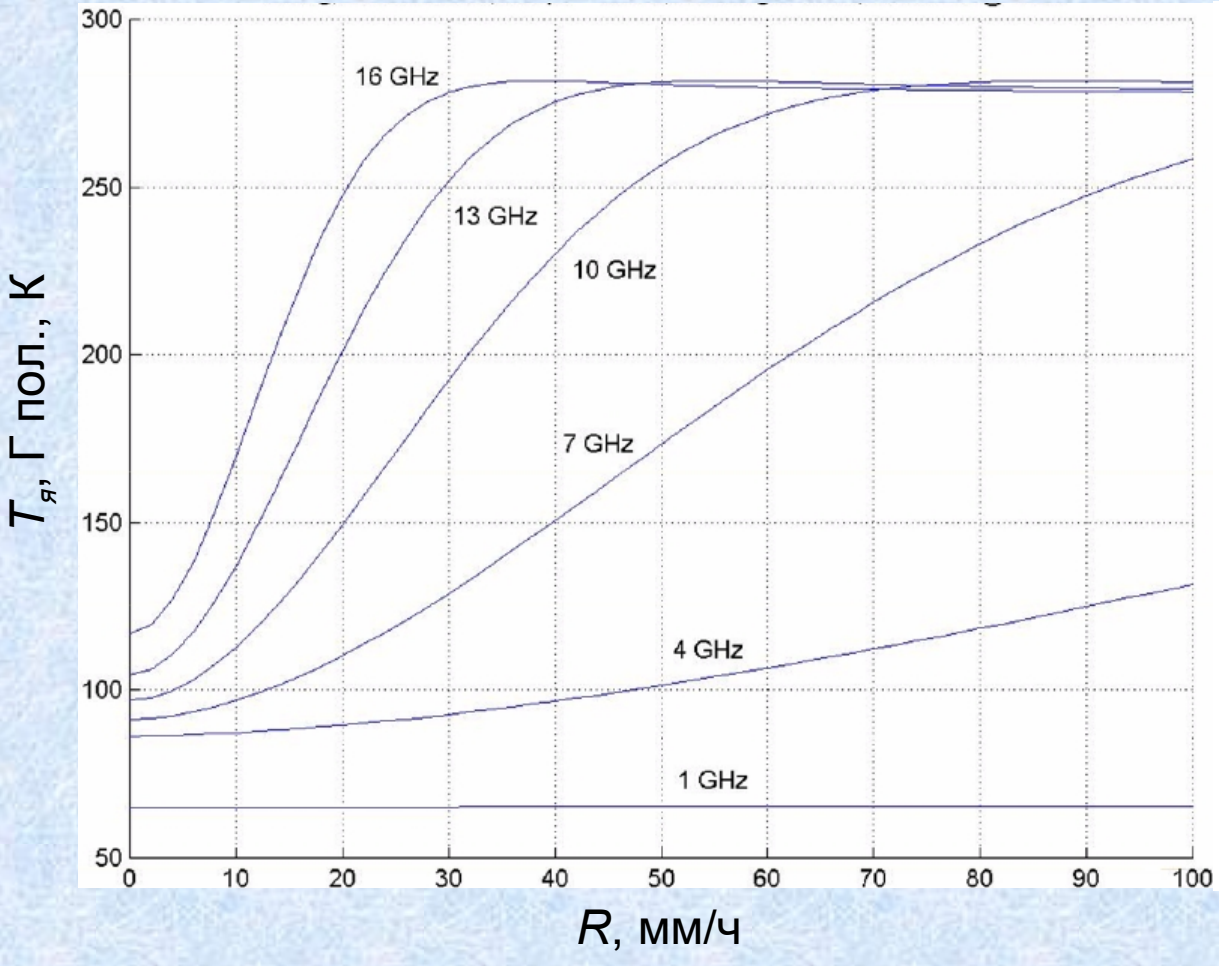


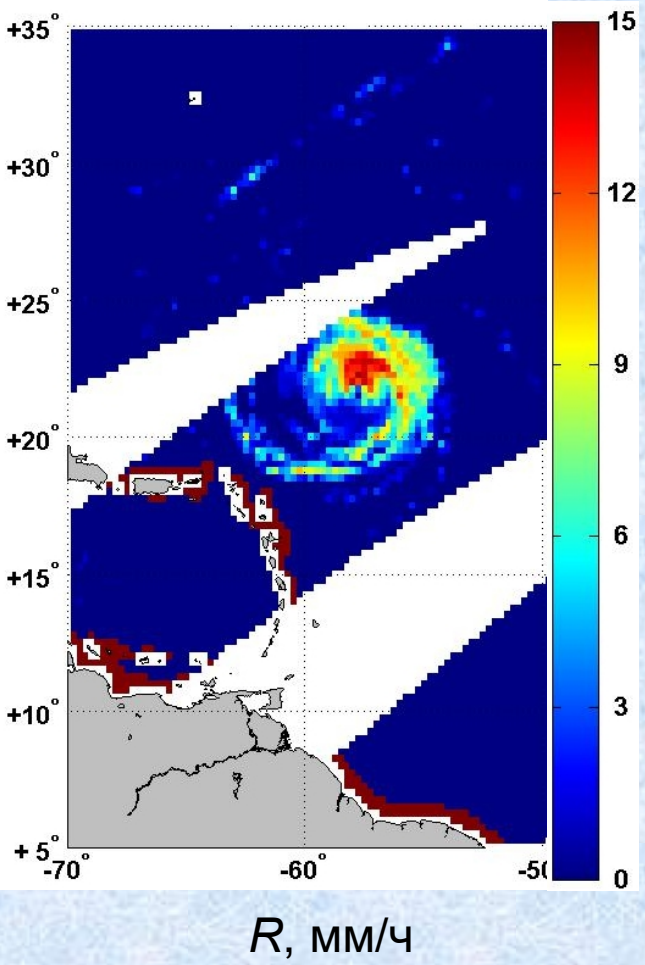


ИНТЕНСИВНОСТЬ ДОЖДЯ

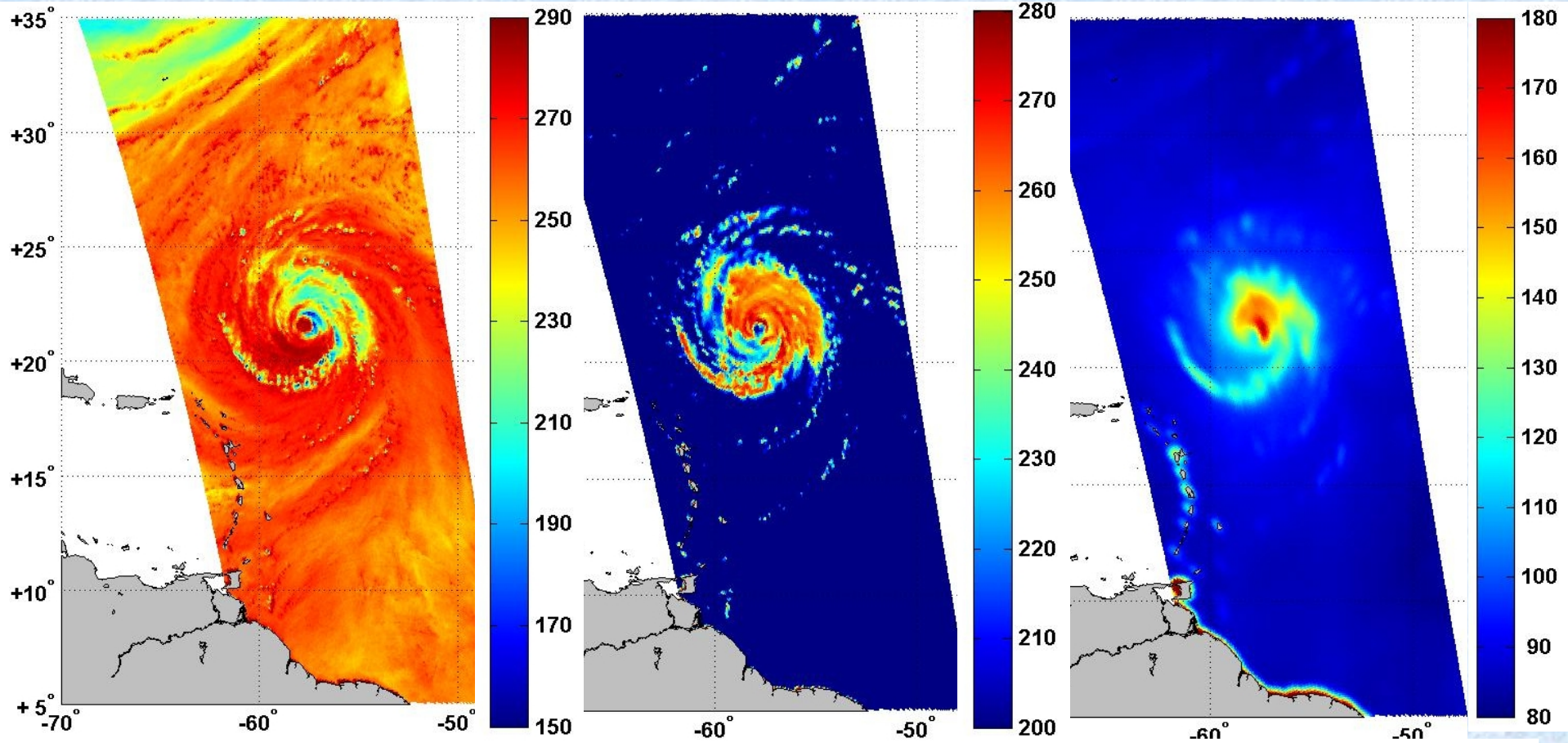
Дождь над океаном

- Приводит к повышению радиояркостных температур, и их насыщению, пока не начинаются эффекты рассеяния;
- Эти эффекты зависят от интенсивности дождя и длины волны излучения





Ураган Игорь



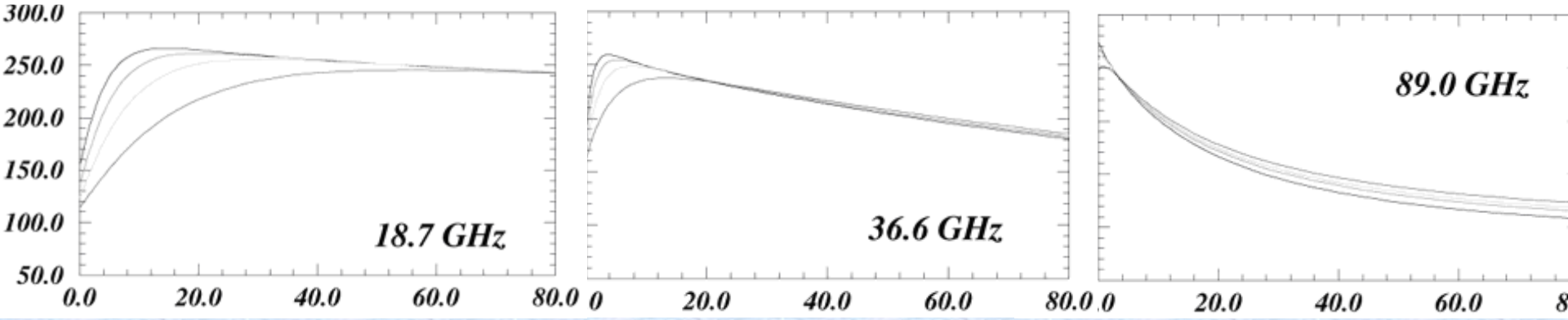
Тя на 89 ГГц, гор. пол. Тя на 36.5 ГГц, гор. пол. Тя на 6.9 ГГц, гор. пол.

Aqua AMSR-E 16 сентября 2010, 17:10 UTC

Метод оценки интенсивности дождя

1. Над океаном основан на использовании излучения и рассеяния дождевых капель;

Наиболее информативные каналы - на частотах, превышающих К-диапазон



2. $T_я$ над областями с осадками обладает существенной чувствительностью к профилю гидрометеоров и уровню нулевой изотермы;

3. Метод оценки основан *на байесовской инверсии*: рассчитываются модельные значения векторов $T_я$ для каждой реализации профиля гидрометеоров (используется статистически достоверная база данных профилей), а обращения векторов производятся с учетом вероятности реализации профилей

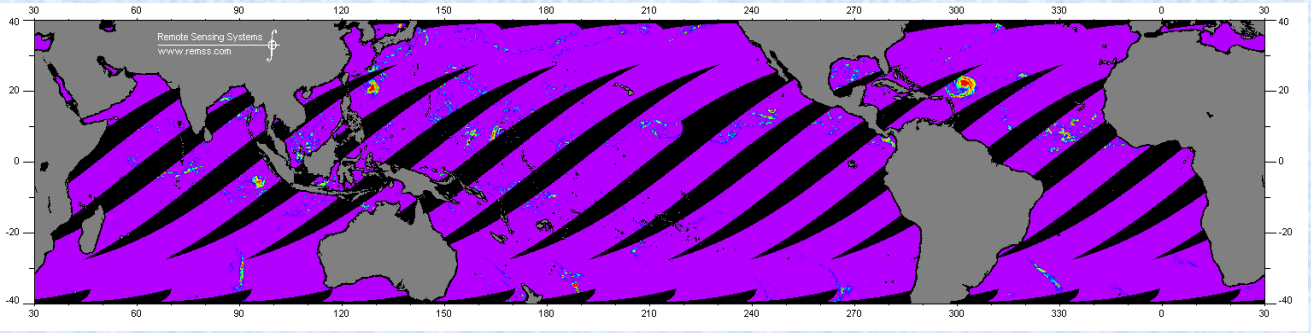
4. Над сушей основан на использовании только рассеяния дождевых капель;

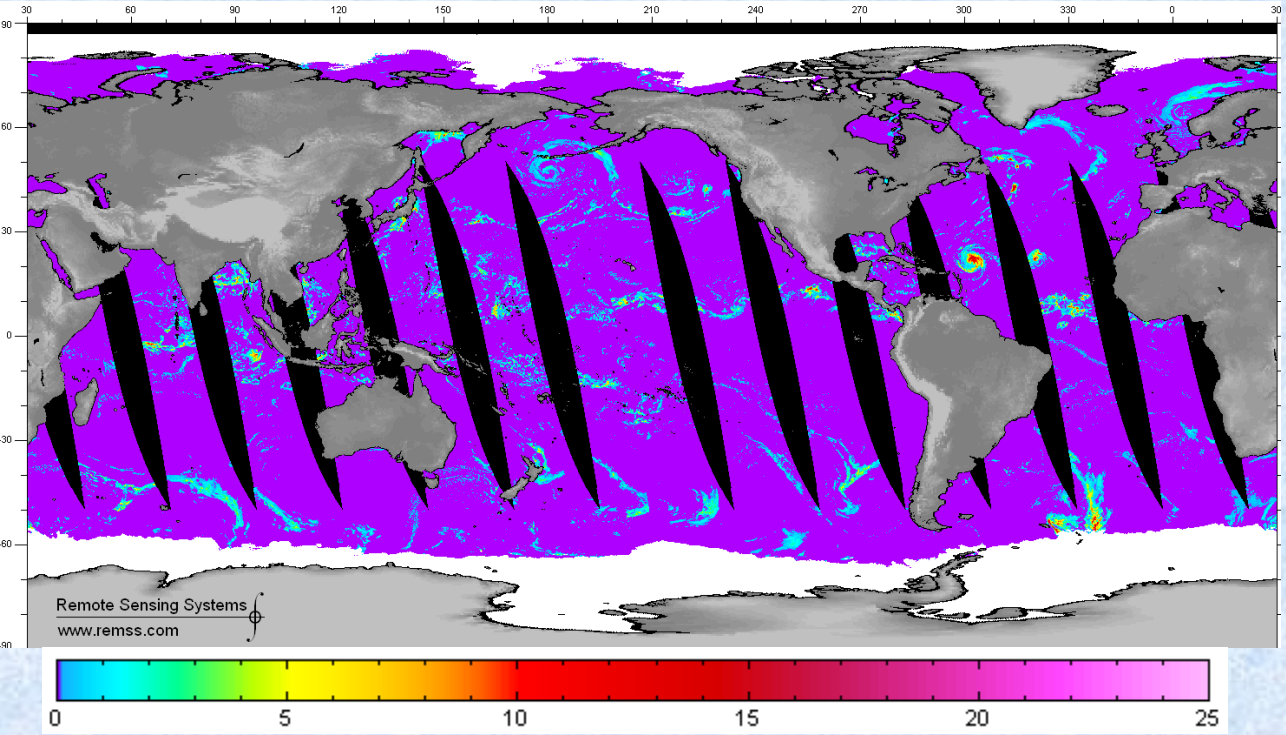
Наиболее информативные каналы - на частотах W-диапазона (85, 89 ГГц)

5. Алгоритмы оценки R над сушей, в основном, являются статистическими

Радиометры, позволяющие оценивать интенсивность осадков:

TMI





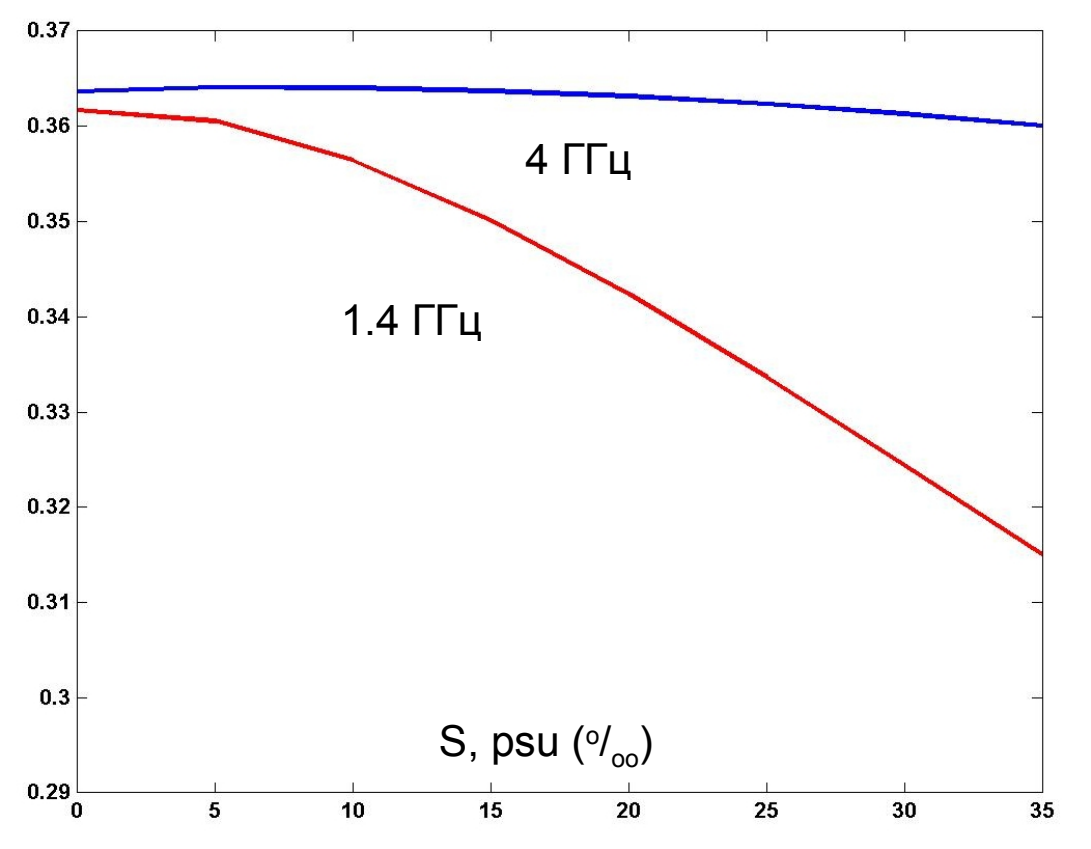
AMSR-E

	частоты	полоса обзора
TMI	10.65-85.5	780
SSM/I - SSMIS	19-183	1700
WindSat	6.8-37	1025
AMSR-E- AMSR2	6.9-89	1450

- Над океаном методы оценки параметров атмосферы и океана по спутниковым пассивным микроволновым измерениям предполагают отсутствие осадков;
- Площади океана, занятые осадками, составляют ~ 2%
- Высокочастотные каналы радиометров (W – диапазон: 85.5, 89 ГГц) в алгоритмах оценки параметров не используются из-за большой плотности атмосферы
- Низкая чувствительность низкочастотного диапазона (L, C) к параметрам атмосферы, а высокочастотного диапазона к параметрам океана позволяет упростить решение обратных задач путем использования соответствующих каналов радиометров;

СОЛЕНОСТЬ ОКЕАНА

Чувствительность $T_я$ к солености



- На частотах выше L-диапазона $T_я$ практически не зависит от солености;
- Для всех остальных каналов радиометров влиянием солености на излучение можно пренебречь;
- Исключение составляют большие градиенты солености

Определение солености океана по данным радиометров L-диапазона

Частота ν = 1.4 ГГц, вертикальная и горизонтальная поляризации

•Осуществляется в настоящее время с использованием данных двух радиометров - на спутниках SMOS (уникальный радиометрический интерферометр MIRAS, разрешение 35×150 км) с 2009 года и Aquarius с 2011 года (150 ×150 км);

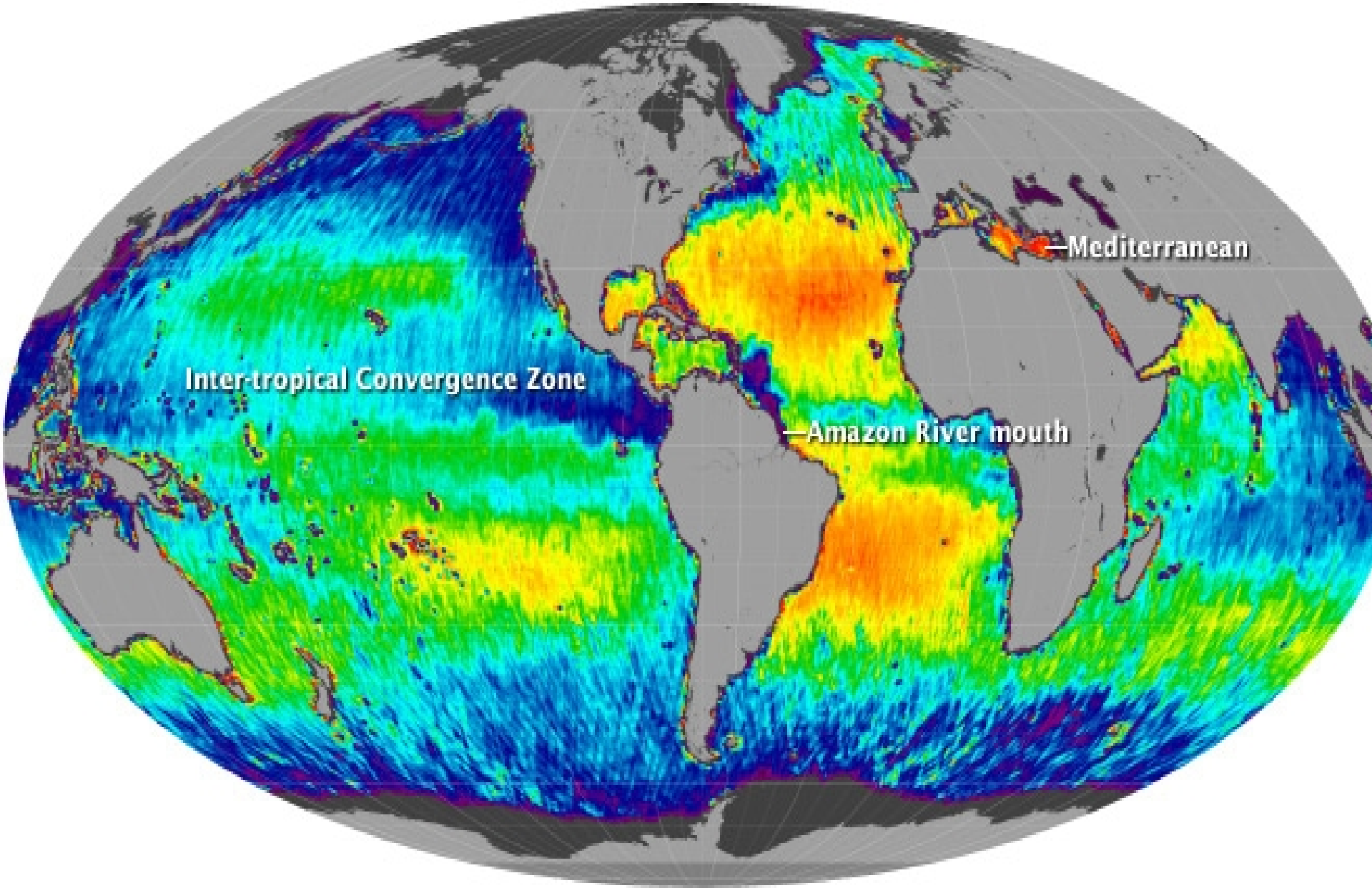
•Использует коррекцию на атмосферу, влияние ветра и температуры океана на $T_я$ путем использования данных ECMWF;

•Алгоритм состоит из итерационной схемы поиска наилучшего соответствия между измеренными значениями $T_я$ и модельными $T_я$;

Данные по солености:

1. ESA – по предварительной заявке с написанием Proposal;
2. Cersat Salinity Center (Ifremer & CLS) – в ближайшее время обещают;
3. http://www.argans.co.uk – Quiklooks, animations, maps и т.д.

Aquarius. Июнь 2012



Определение солености океана по данным AMSR-E радиометра

Reul, N., S. Saux-Picart, B. Chapron, D. Vandemark, J. Tournadre, and J. Salisbury (2009), **Demonstration of ocean surface salinity microwave measurements from space using AMSR-E data over the Amazon plume**, Geophys. Res. Lett., 36, L13607, doi:10.1029/2009GL038860

- Продемонстрирована возможность определения солености по данным AMSR-E в теплых водах в условиях больших градиентов;
- Суть алгоритма – использование разности вертикально поляризованных X и C каналов для минимизации влияния ветра и температуры океана;

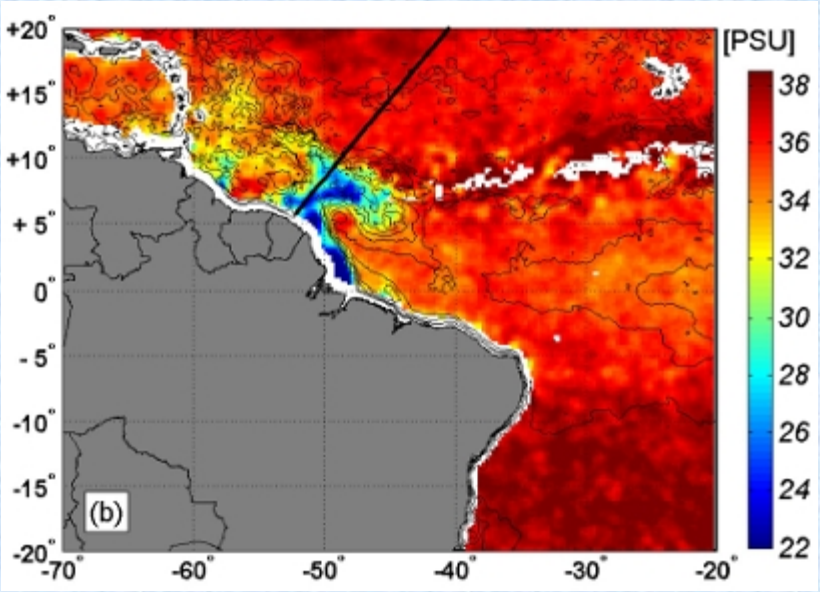
Зачем?

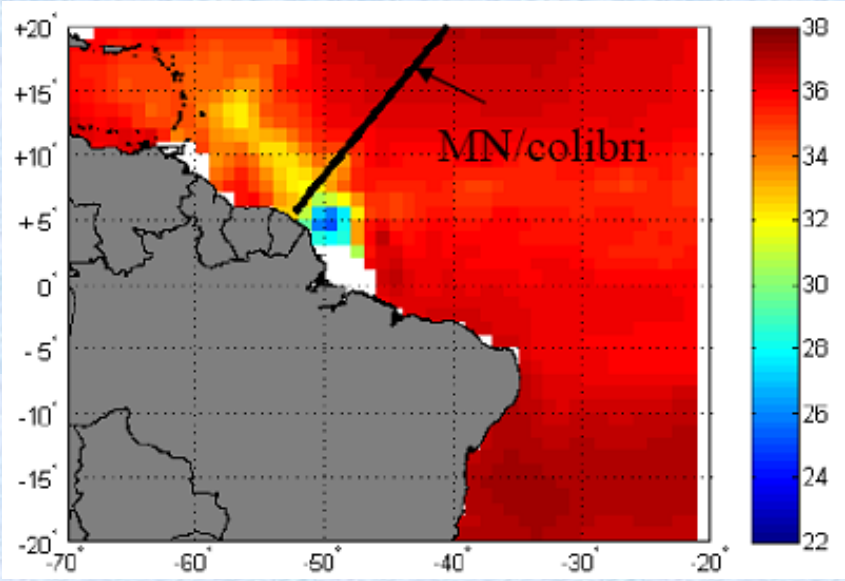
- Разрешение AMSR-E (AMSR2) – в 3 раза выше, чем разрешение SMOS;
- AMSR-E – ряд данных, доступных с 2002 года, в отличие от SMOS – с 2009;

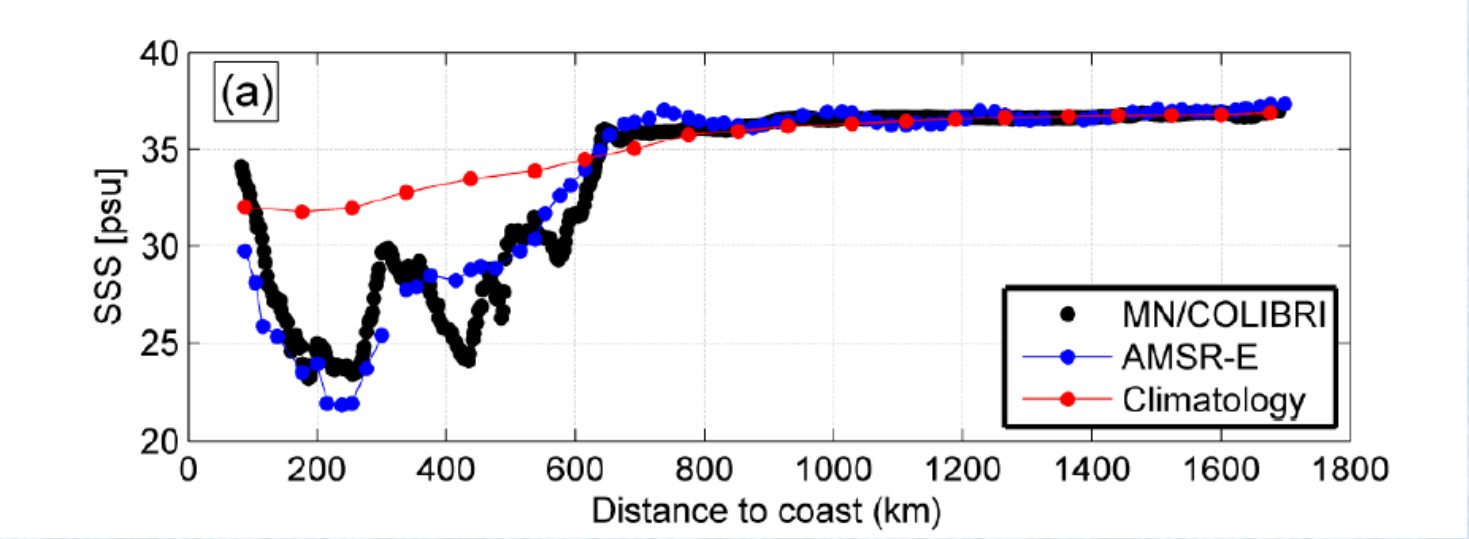
Июль 2003

AMSR-E SSS

Климатология



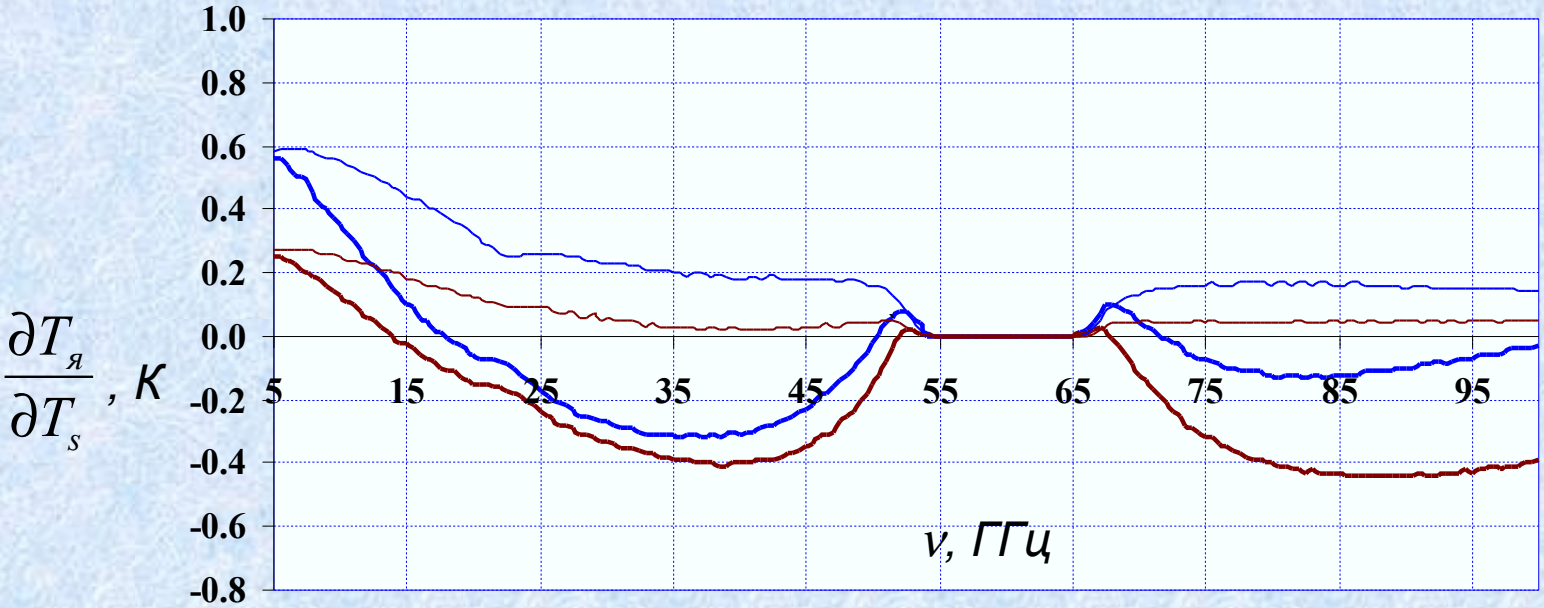




MN/ Colibri – научно-исследовательское судно, оснащенное термосалинографом

ТЕМПЕРАТУРА ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА

Чувствительность $T_я$ к температуре океана T_s



- На частотах выше С-диапазона $T_я$ практически не зависит от температуры океана;
- Для всех остальных каналов радиометров влиянием температуры океана на излучение можно пренебречь;
- Радиометры, не имеющие каналов в С-диапазоне, для оценки T_s не пригодны

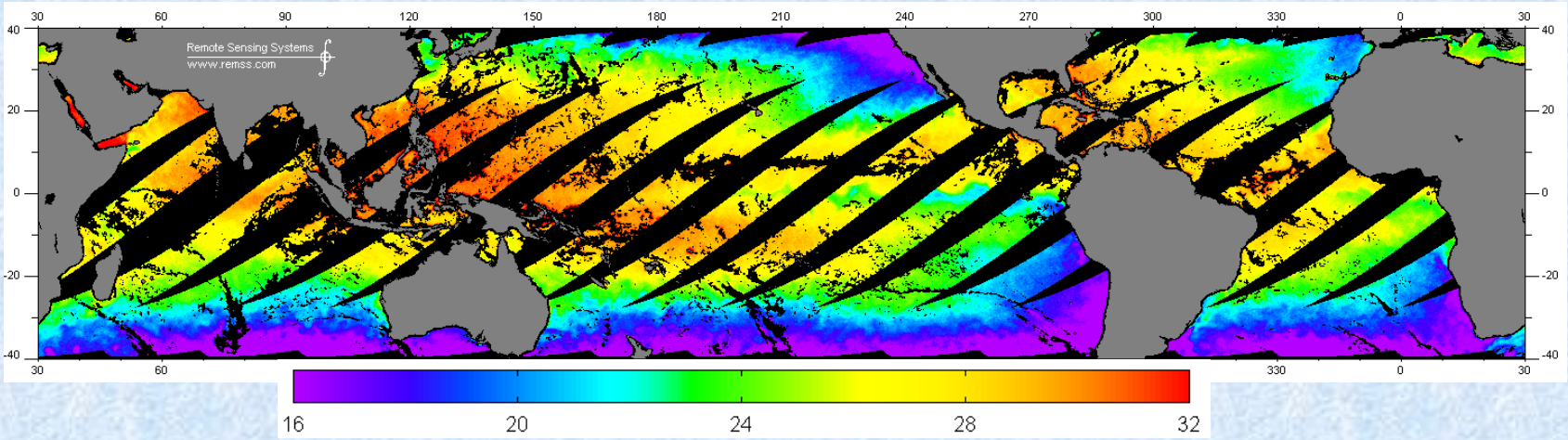
Определение температуры океана

- Обязательно используется С-диапазон микроволновых радиометров (RSS для TMI использует X);
- Большинство алгоритмов основаны на использовании линейного регрессионного анализа, основанного либо на массивах модельных значений $T_я$, либо на совмещенных радиометрических и буйковых измерений;
- Текущий оперативный алгоритм (Remote Sensing Systems) использует все каналы кроме высокочастотных (89 ГГц)

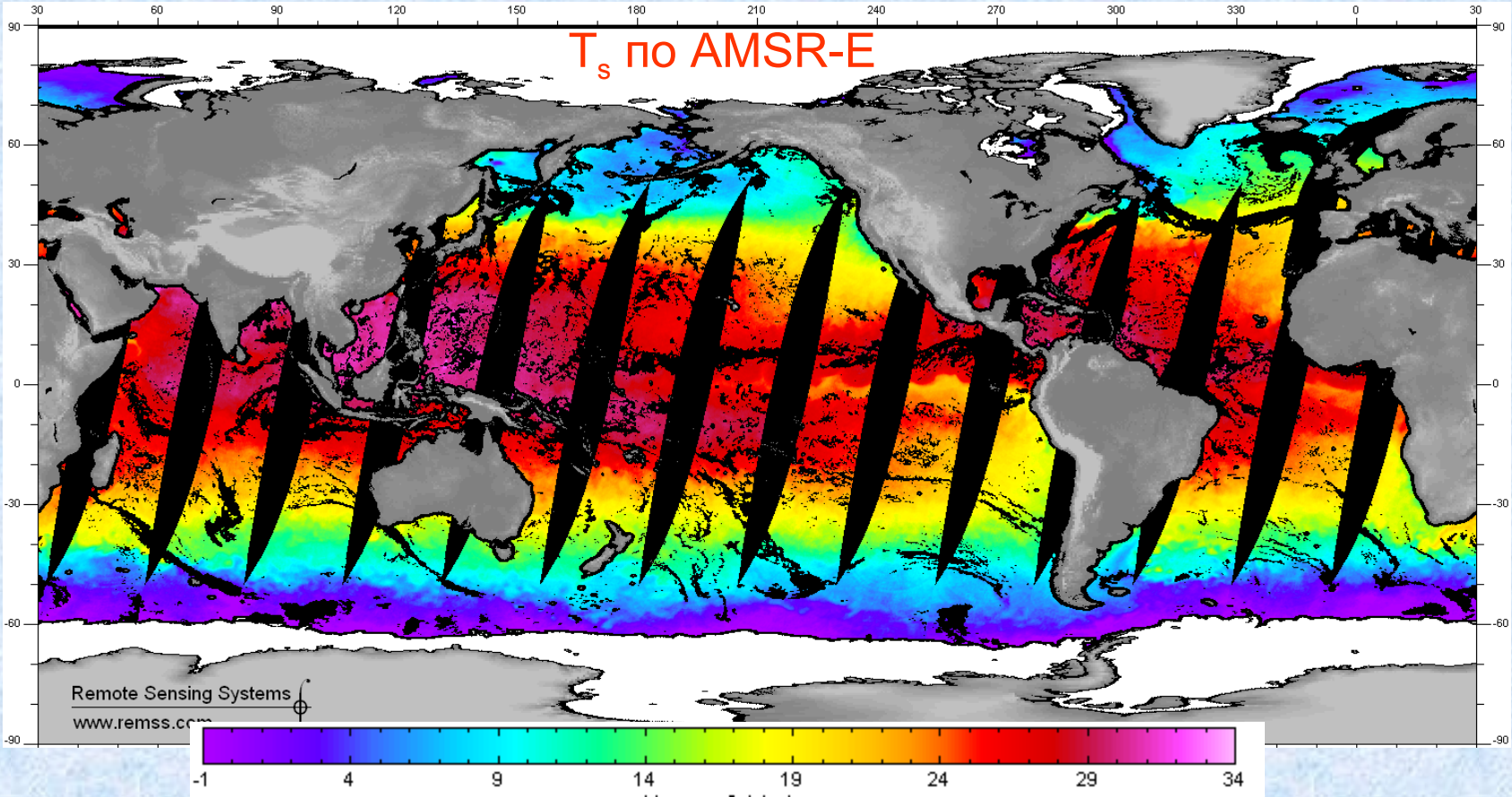
Радиометры, позволяющие оценивать температуру океана:

	частоты	полоса обзора
TMI	10.65-85.5	780
WindSat	6.8-37	1025
AMSR-E-AMSR2	6.9-89	1450

T_s по TMI



T_s по AMSR-E



Определение температуры океана:

	ИК	пассивные микроволны
Энергия излучения	велика (+)	мала (-)
Чувствительность $T_я$ к T_s	велика (+)	мала (-)
Коэффициент излучения	~1 (+)	~0.5 (-)
Влияние состояния морской поверхности	не влияет (+)	влияет (-)
Пространственное разрешение	высокое (+)	низкое (-)
Влияние угла зондирования	не влияет (+)	влияет (-)
Абсолютная калибровка	устойчивая (+)	неустойчивая (-)
Чувствительность приемников	0.1 К (+)	1.5 К влияет (-)
Погрешность оценки T_s	0.6 К (+)	2 К(-)
Влияние атмосферы	существенно (-) не определяется при наличии облаков	не существенно (+) оценка возможна при наличии облаков

Современные глобальные спутниковые продукты T_s высокого пространственного разрешения создаются на базе совместного использования данных ИК и микроволновой радиометрии

След урагана в поле температуры океана

- Когда ураган проходит над океаном, его мощные ветры смешивают теплые поверхностные воды с холодными более глубокими водами. В результате смешивания теплые воды опускаются на глубину, а холодные воды поднимаются на поверхность;
- Поднявшаяся холодная вода нагревается несколько недель у поверхности океана атмосферой до температуры, предшествовавшей урагану;
- Холодная вода содержит больше CO_2, чем теплая, поднимаясь вследствие урагана, она высвобождает газ в атмосферу;
- В то же время, подъем богатой питательными веществами холодной воды на поверхность приводит к размножению фитопланктона;

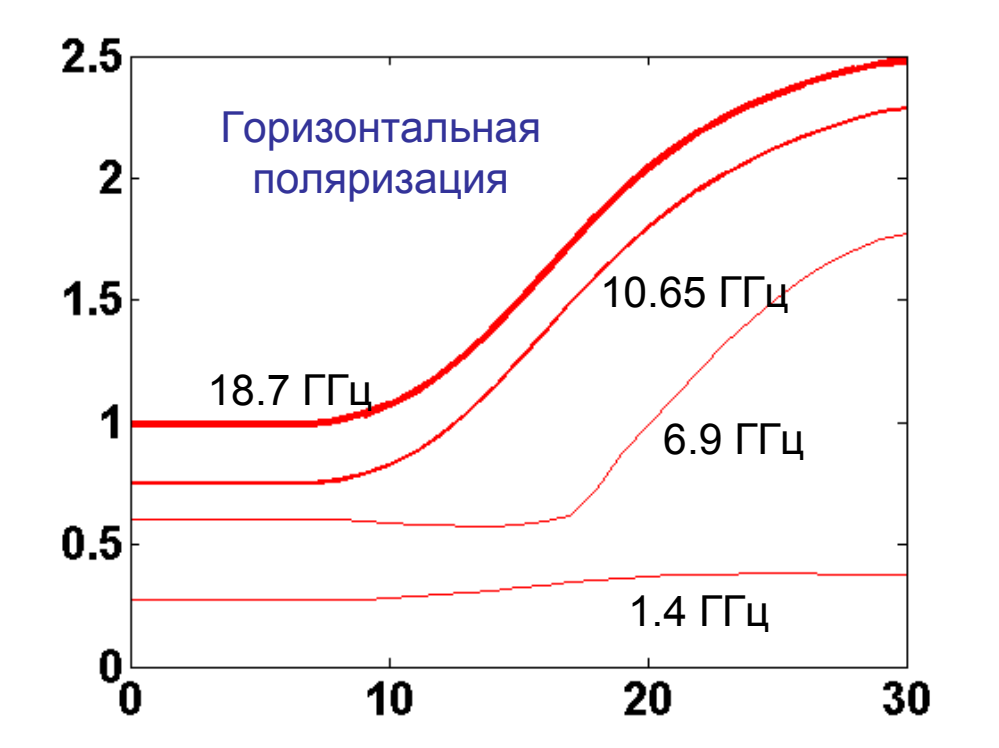
К.ФЕДОРОВ.О медленной релаксации термического следа урагана в океане. Доклады АН СССР, океанология", том 245, № 4, 1979:

«Из-за невозможности проведения измерений в океане непосредственно в момент урагана остается неясным, как долго держится след тайфуна в океане, какова длительность температурных нарушений в структуре океанской воды.»

СКОРОСТЬ ПРИВОДНОГО ВЕТРА

Чувствительность $T_я$ океана к скорости приводного ветра V

$\frac{\partial T_{яок}}{\partial V}$, *К*



V, м/с

- На частотах L –диапазона чувствительность радиометров к скорости приводного ветра составляет порядка 0.25 К;
- С ростом частоты чувствительность яркостной температуры океана к V растет;
- Но! С ростом частоты растет и ослабление сигнала от поверхности:

$$\frac{\partial T_я}{\partial V} = \frac{\partial T_{яок}}{\partial V} \cdot e^{-\tau}$$

Определение скорости ветра по данным пассивных спутниковых микроволновых радиометров

- Алгоритмы различных исследовательских групп различны как в использовании радиометрических каналов, так и в методологическом подходе
- В связи с отсутствием систематизированных знаний об эффекте влияния ветра на коэффициент излучения океана большинство подходов является статистическими;
- Для оценки в условиях прозрачных атмосфер используются K, Ka каналы, в плотных атмосферах - C, X, в условиях ливневых осадков – L-диапазон

На сегодняшний день данные спутниковых пассивных микроволновых радиометров являются единственным источником регулярной глобальной всепогодной информации о скоростях ветра

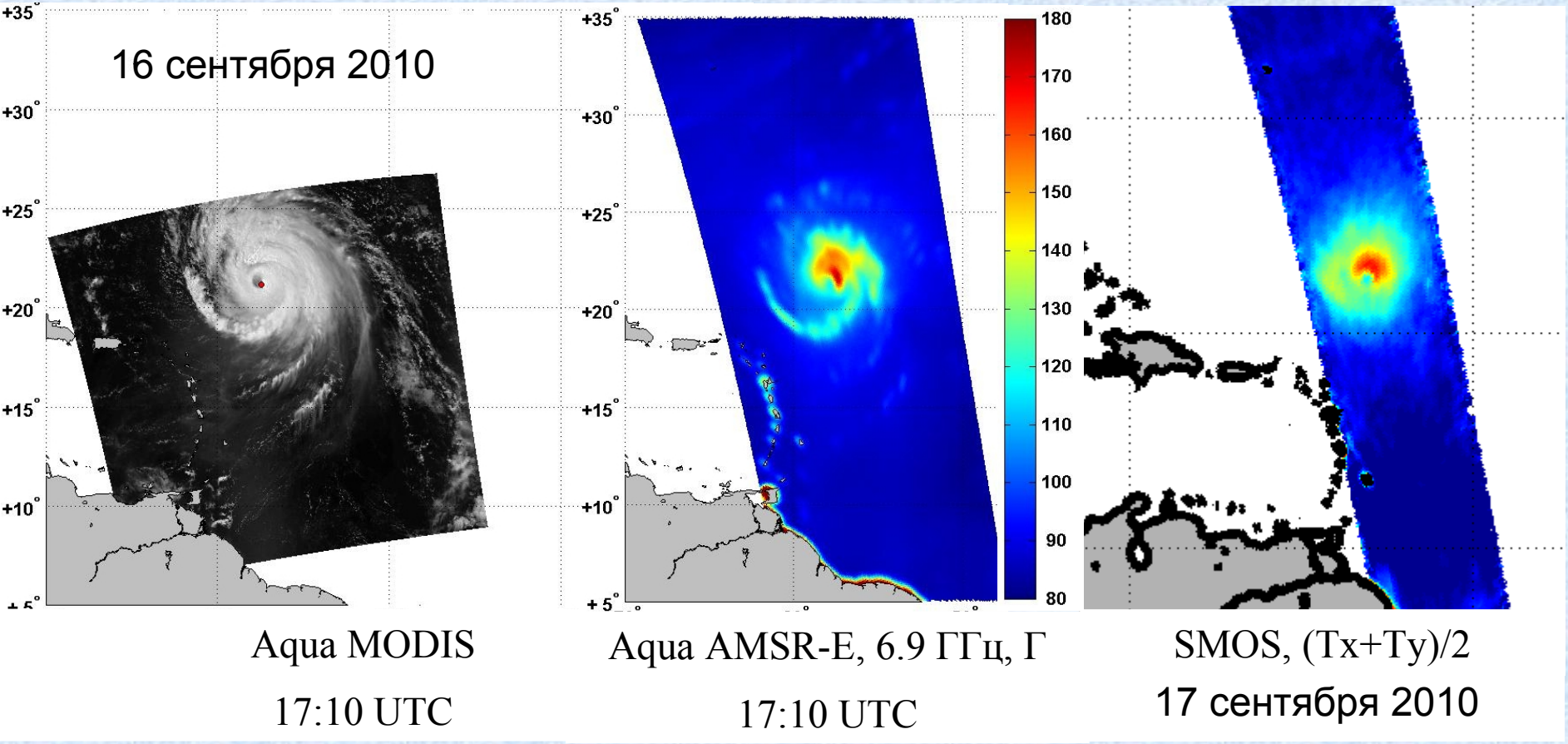
Радиометры, позволяющие оценивать ветер

SSM/I, SSMIS	В условиях оптически прозрачных атмосфер
TMI	
WindSat	В условиях оптически плотных атмосфер, WindSat определяет также направление ветра
AMSR-E, AMSR2	
SMOS	В условиях осадков

Данные спутниковых пассивных микроволновых радиометров позволяют оценивать скорость ветра в условиях тропических ураганов, в отличие от активных микроволновых инструментов, сигнал которых насыщается при V > 15 м/с

Проблема разделения излучения поверхности и излучения атмосферы в условиях осадков

Ураган 4-й категории Игорь Атлантическом Океане 8-19 сентября 2010



Aqua MODIS

17:10 UTC

Aqua AMSR-E, 6.9 ГГц, Г

17:10 UTC

SMOS, (Tx+Ty)/2

17 сентября 2010

Reul Nicolas, Tenerelli Joseph, Chapron Bertrand, Vandemark Doug, Quilfen Yves, Kerr Yann (2012). **SMOS satellite L-band radiometer: A new capability for ocean surface remote sensing in hurricanes**. *Journal Of Geophysical Research-oceans*, 117, -.http://dx.doi.org/10.1029/2011JC007474

Метод оценки скорости ветра по данным AMSR-E и AMSR2

- Состоит из двух алгоритмов;
- Первый - физический алгоритм, основанный на использовании результатов моделирования радиояркостных температур, измеряемых радиометром, над океаном и атмосферой без осадков;
- Второй – Нейронно-Сетевой алгоритм, настроенный на совмещении радиояркостных температур на 6.9 и 10.65 ГГц обеих поляризаций с данными H*Wind в ураганах в условиях осадков;

Физический алгоритм

- Основан на использовании С-диапазона AMSR: 6.9 ГГц, горизонтальной поляризации и результатов моделирования радиояркостных температур над океаном
- Атмосферное поглощение τ оценивается с помощью измерений в 6 каналов на 18.7, 23.8 и 36.5 ГГц
- Для осадков и облачных капель диаметра < 1 см справедливо приближение чистого поглощения без рассеяния:

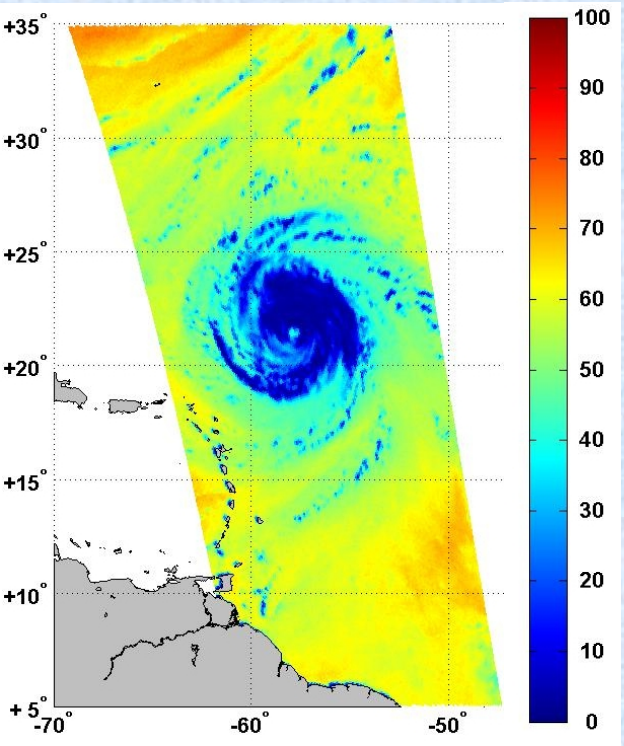
$$T_{B6.9}^{\ H} = \varepsilon_{6.9}^{\ H} \cdot T_s \cdot e^{-\tau_{6.9}} + T_{a6.9}^{\ \uparrow} + T_{a6.9}^{\ \downarrow} \cdot (1 - \varepsilon_{6.9}^{\ H}) \cdot e^{-\tau_{6.9}} + T_c$$

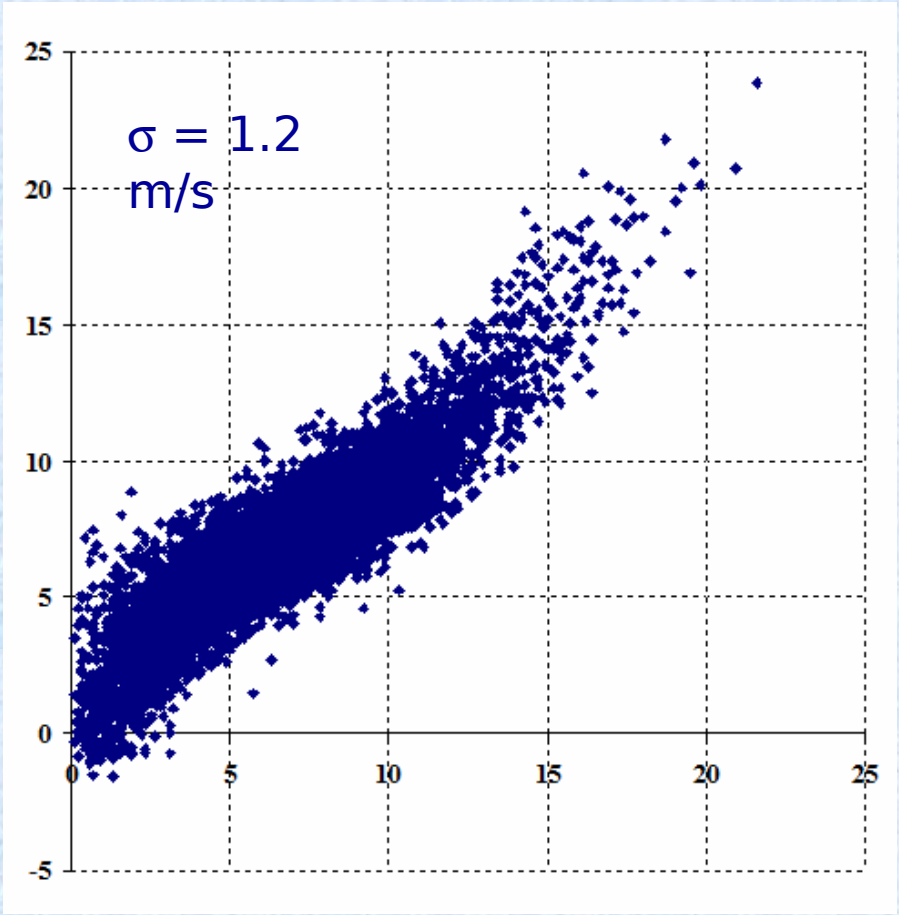
$$\varepsilon_{6.9}^{\ H} = \frac{T_{B6.9}^{\ H} - T_{a6.9}^{\ \uparrow} - T_{a6.9}^{\ \downarrow} \cdot e^{-\tau_{6.9}} - 2.7 \cdot e^{-2 \cdot \tau_{6.9}}}{e^{-\tau_{6.9}} \cdot (T_s - T_{a6.9}^{\ \downarrow})}$$

Валидация физического алгоритма.

15 700 совмещенных в пространстве и времени измерений океанических буев и AMSR-E – база данных JAXA

Критерий на осадки – DT36.5 < 43



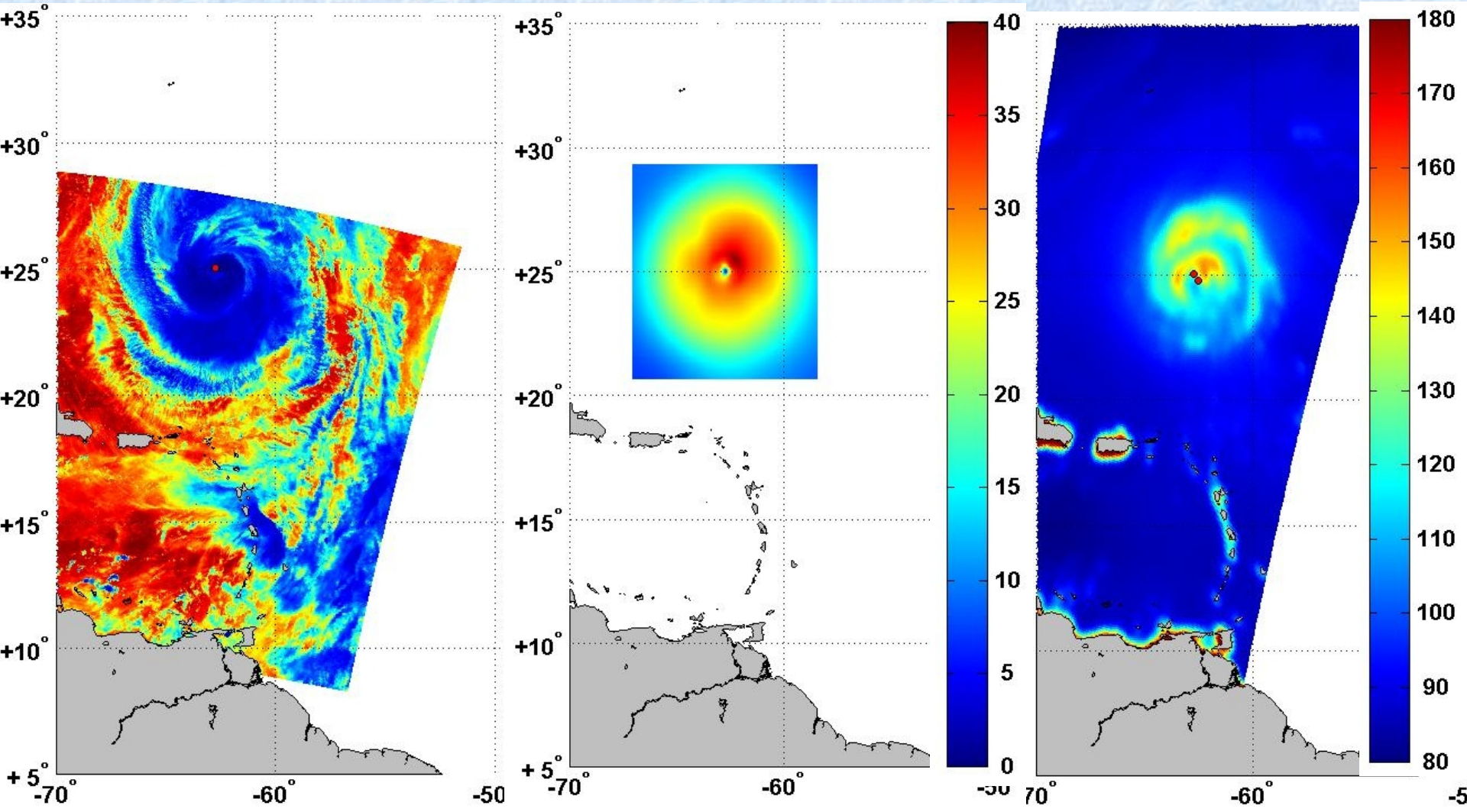


Для скоростей ветра < 3 м/с: 1.9 м/с

Для скоростей ветра > 15 м/с: 1.8 м/с

Для скоростей ветра < 15 м/с и > 3 м/с: 1.15 м/с

НС алгоритм, настроенный на полях H*Wind



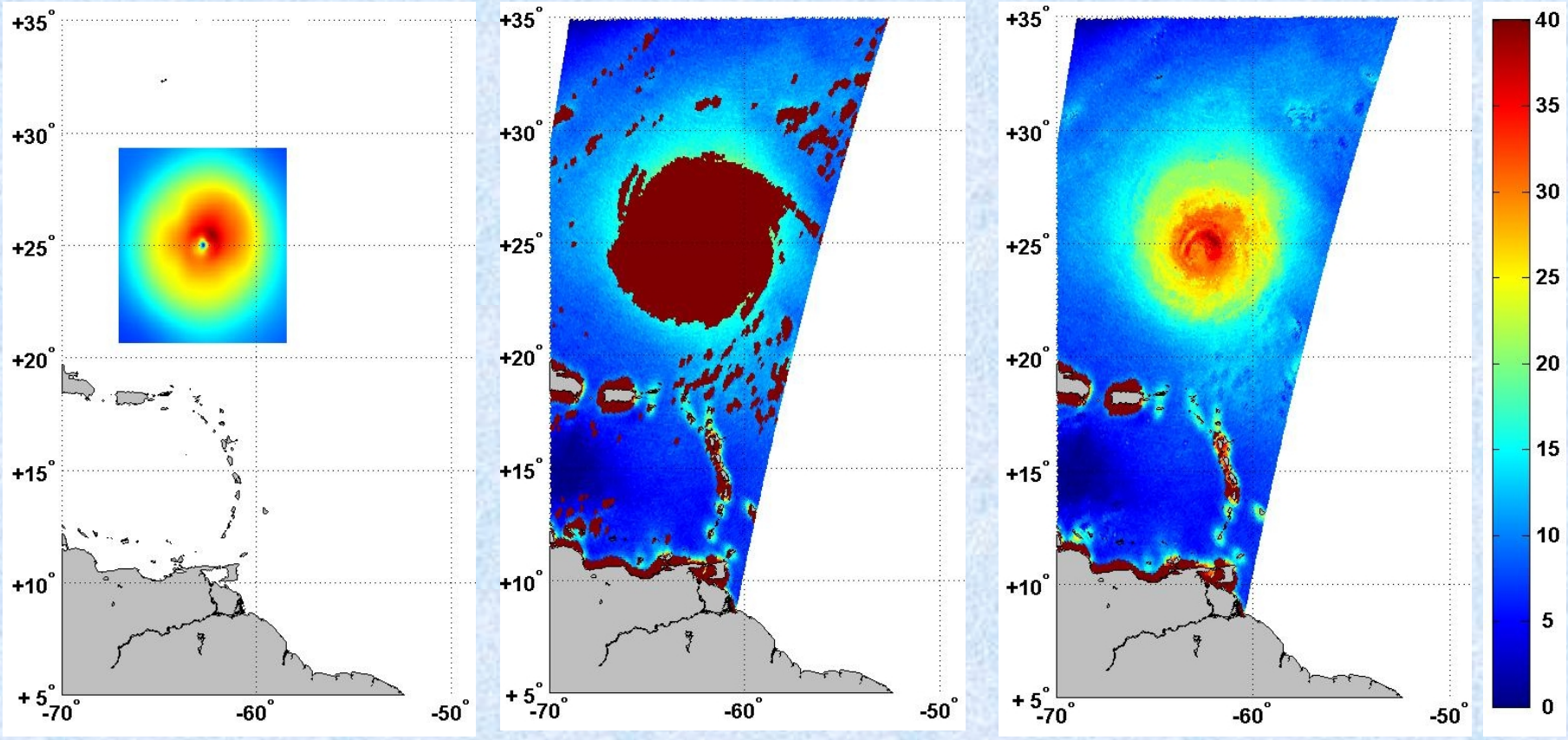
Aqua MODIS
06:06 UTC

H*Wind
07:30 UTC

Aqua AMSR-E
06:05 UTC

Тропический ураган Игорь

18 сентября 2012



H*Wind
07:30 UTC

только
физический
алгоритм

физический + НС
алгоритм

Aqua AMSR-E
06:05 UTC

ВЛАГОЗАПАС АТМОСФЕРЫ И ВОДОЗАПАС ОБЛАКОВ

Определение интегральных влаго- и водозапаса атмосферы

$$Q = \int_0^{H_{Max}} \rho(h)dh$$

$$W = \int_{h_н}^{h_в} \omega(h)dh$$

$$T_я \approx \frac{\partial T_я}{\partial V} \cdot V + \frac{\partial T_я}{\partial Q} \cdot Q + \frac{\partial T_я}{\partial W} \cdot W$$

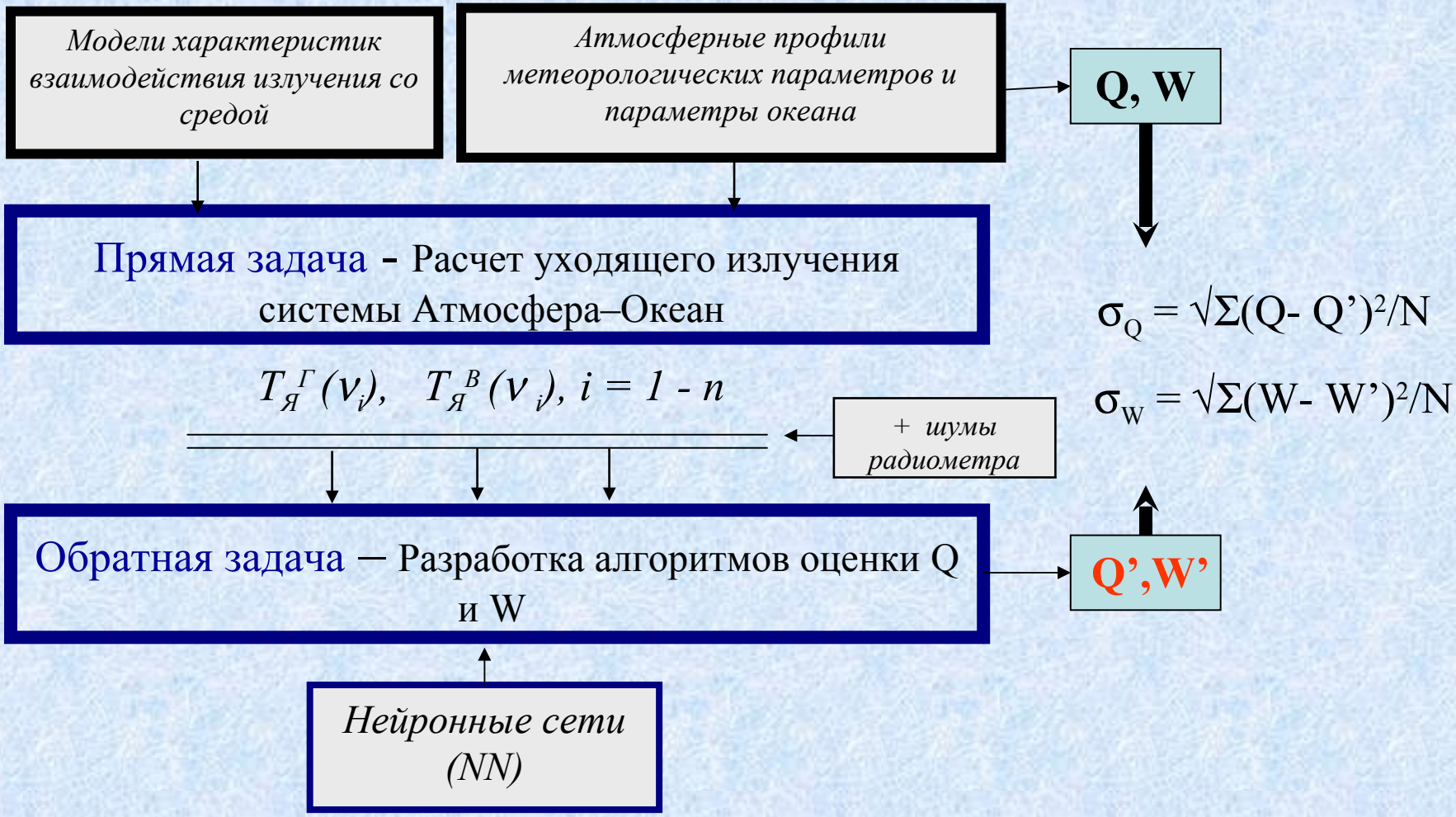
Для оценки Q и *W* требуются измерения не меньше, чем в 3-х радиометрических каналах

- Алгоритмы различны, часто используется линеаризация задачи:

$$Q \approx a_1 T_{я1} + a_2 T_{я2} + a_3 T_{я3}$$
$$W \approx b_1 T_{я1} + b_2 T_{я2} + b_3 T_{я3}$$

- L и C диапазоны для оценки Q и W не пригодны

Восстановление влагозапа атмосферы и водозапаса облаков



НС алгоритмы для оценки Q и W:

Нейронные Сети (НС) типа Многослойный Персептрон

Оптимальные конфигурации

SSM/I

T19H
T22V
T37H
Q
T19H
T37H
T37V
W

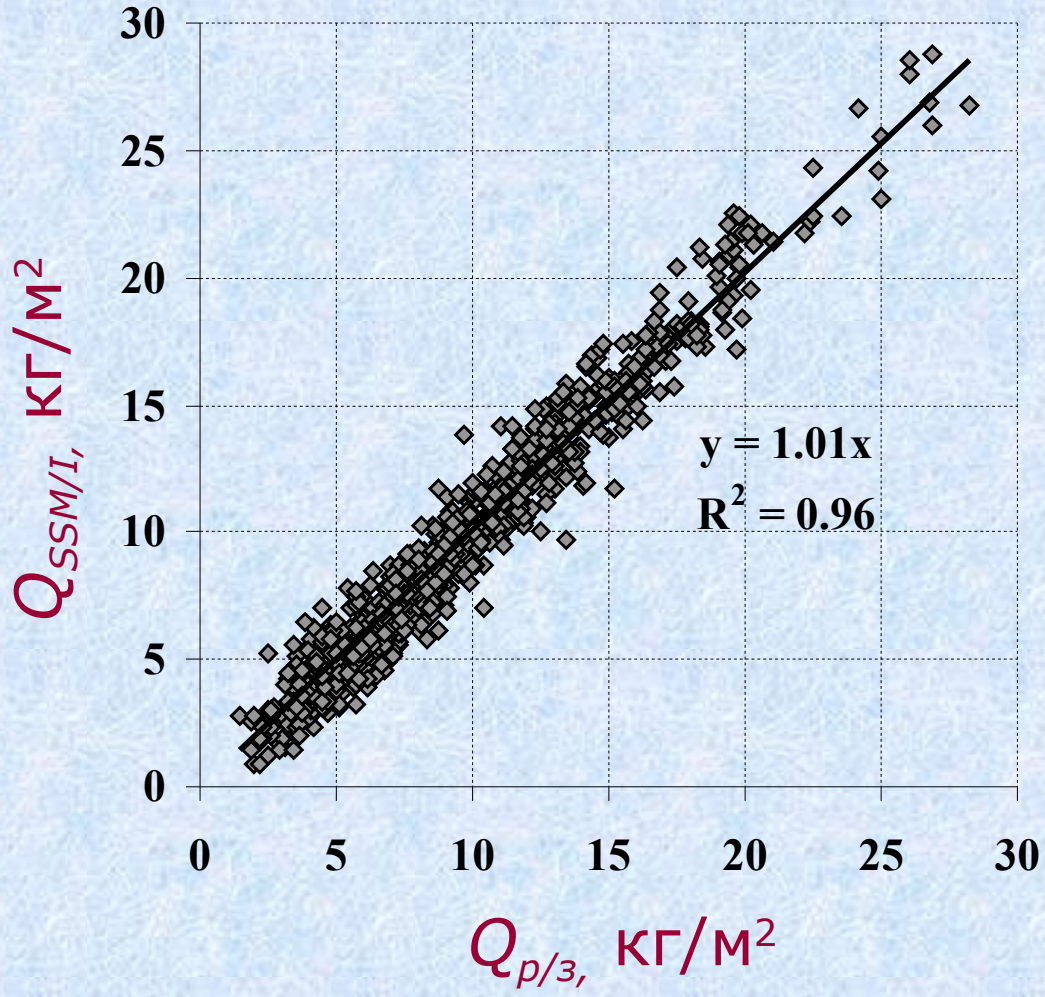
$$Q,W^{HC} = b_0 + w_0 \cdot \tanh\left(\sum_{n=1}^{L}(b_{1n} + w_{1n} \cdot \tanh\left(\sum_{i=1}^{N}(b_{2in} + w_{2in} \cdot T_{in}\right)\right)\right)$$

$$\sum_{k=1}^{M} Q,W^{HC}{}_k - Q,W_k \rightarrow \min$$

AMSR-E

T18H
T23H
T23V
T36H
T36V
Q
T18H
T23V
T36H
T36V
W

Валидация полярного алгоритма оценки влагозапаса атмосферы:

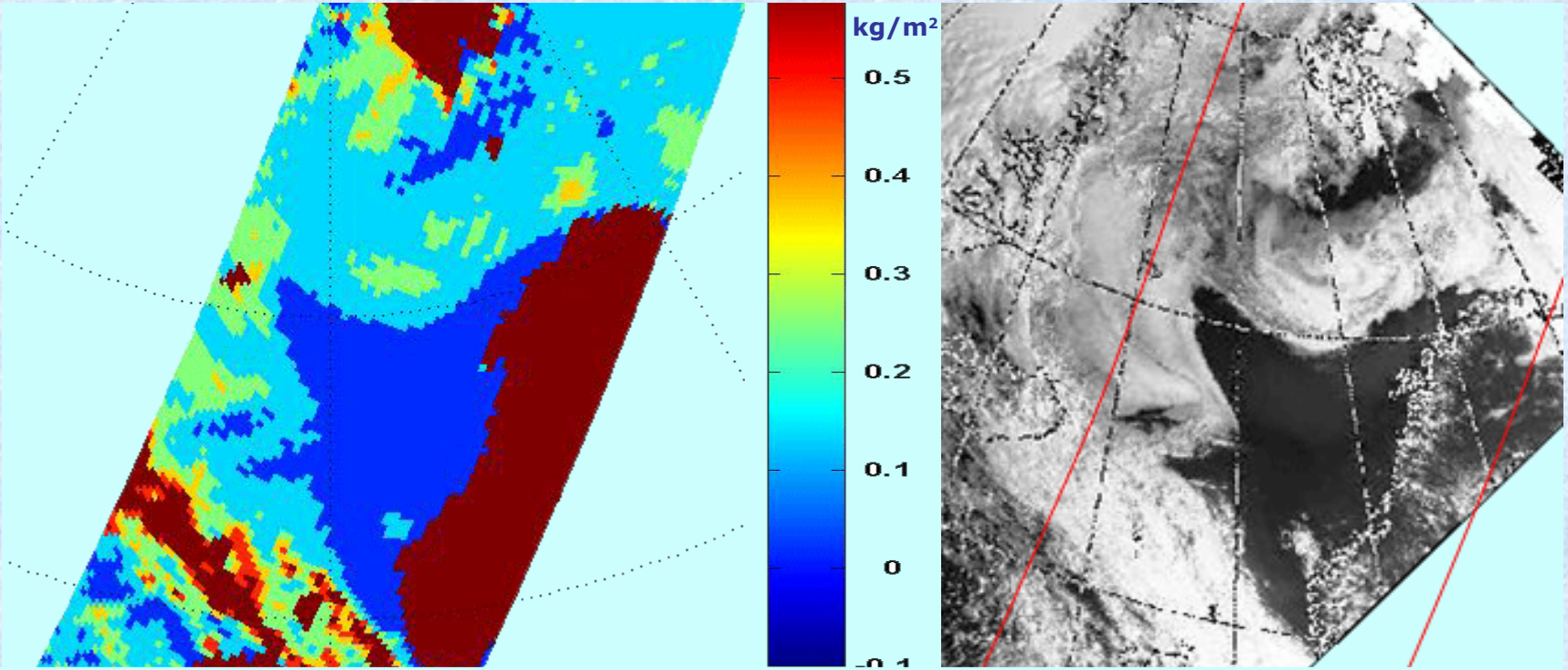


$\sigma_Q^{SSM/I} = 1.1$ kg/m^2

$\sigma_Q^{AMSR\text{-}E} = 0.9$ kg/m^2

Результаты сравнения с глобальным оперативным алгоритмом: погрешность оценки Q на 40% ниже при применении полярного алгоритма

Валидация полярного алгоритма оценки водозапаса облаков:



поле W, восстновленное по данным SSM/I при помощи НС алгоритма

1 июля 2005 7:44

AVHRR изображение (видимое, 0.58мкм) (Dundee Satellite Receiving Station)

1 июля 2005 7:26

Важность точности методов в изучениии процессов окружающей среды

kg/m^2

a

b

Поле влагозапаса атмосферы по данным AMSR-E 31 января 2008, 9:30 UTC

kg/m^2

a

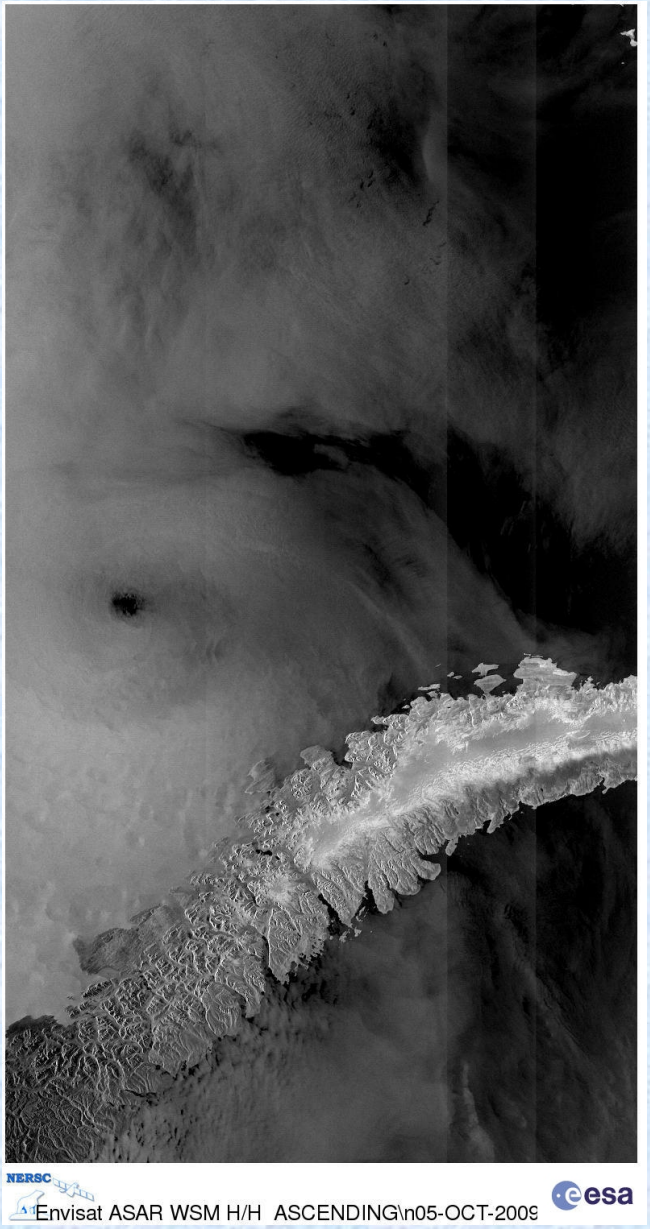
b

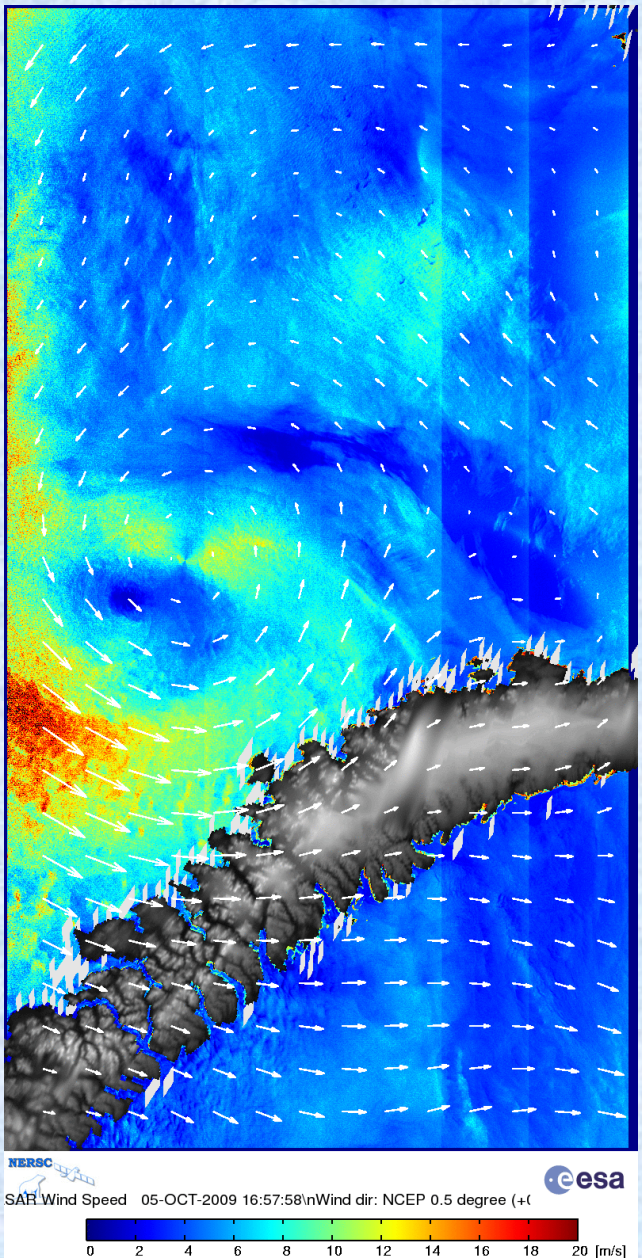
Поле влагозапаса атмосферы по данным AMSR-E 5 марта 2010, 9:35 UTC

(а)– алгоритм Remote Sensing Centre, б) - наш НС полярный алгоритм

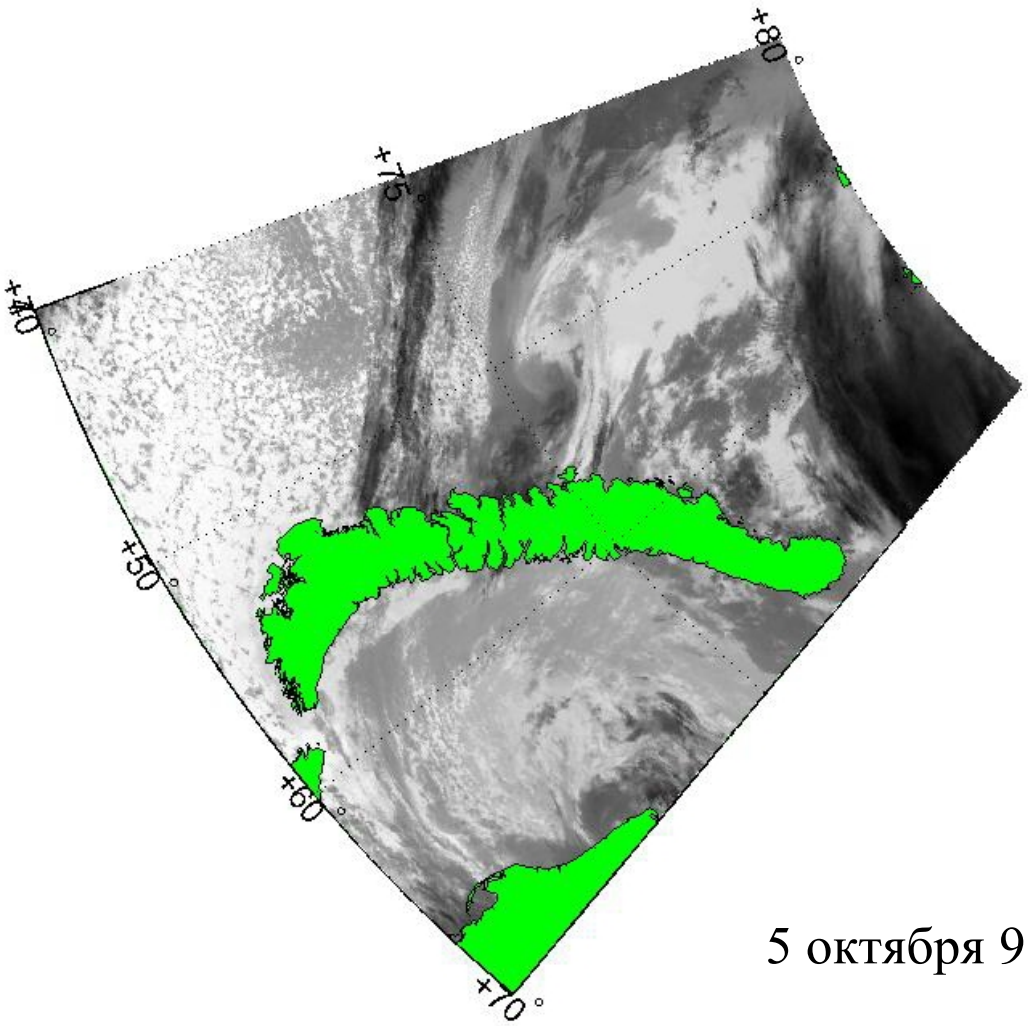
Полярный циклон в Баренцевом море 5 октября 2009 года

Envisat ASAR 5 октября 17:00 UTC

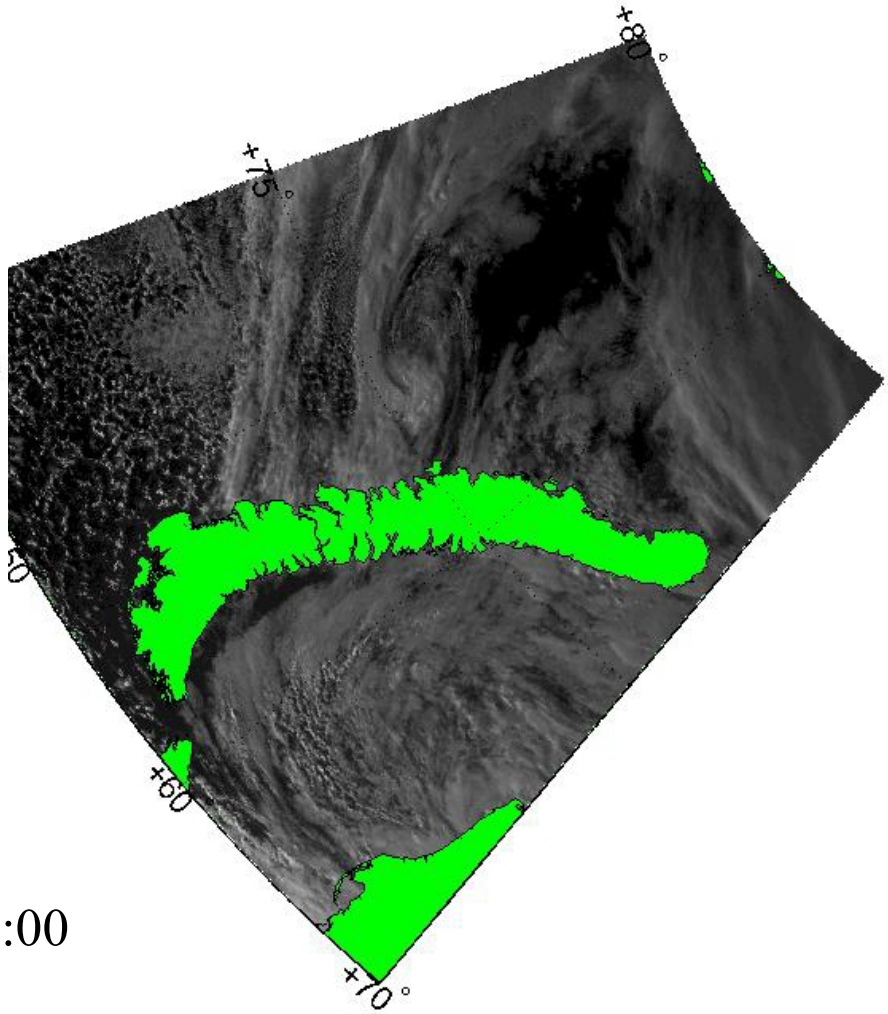




NOAA AVHRR



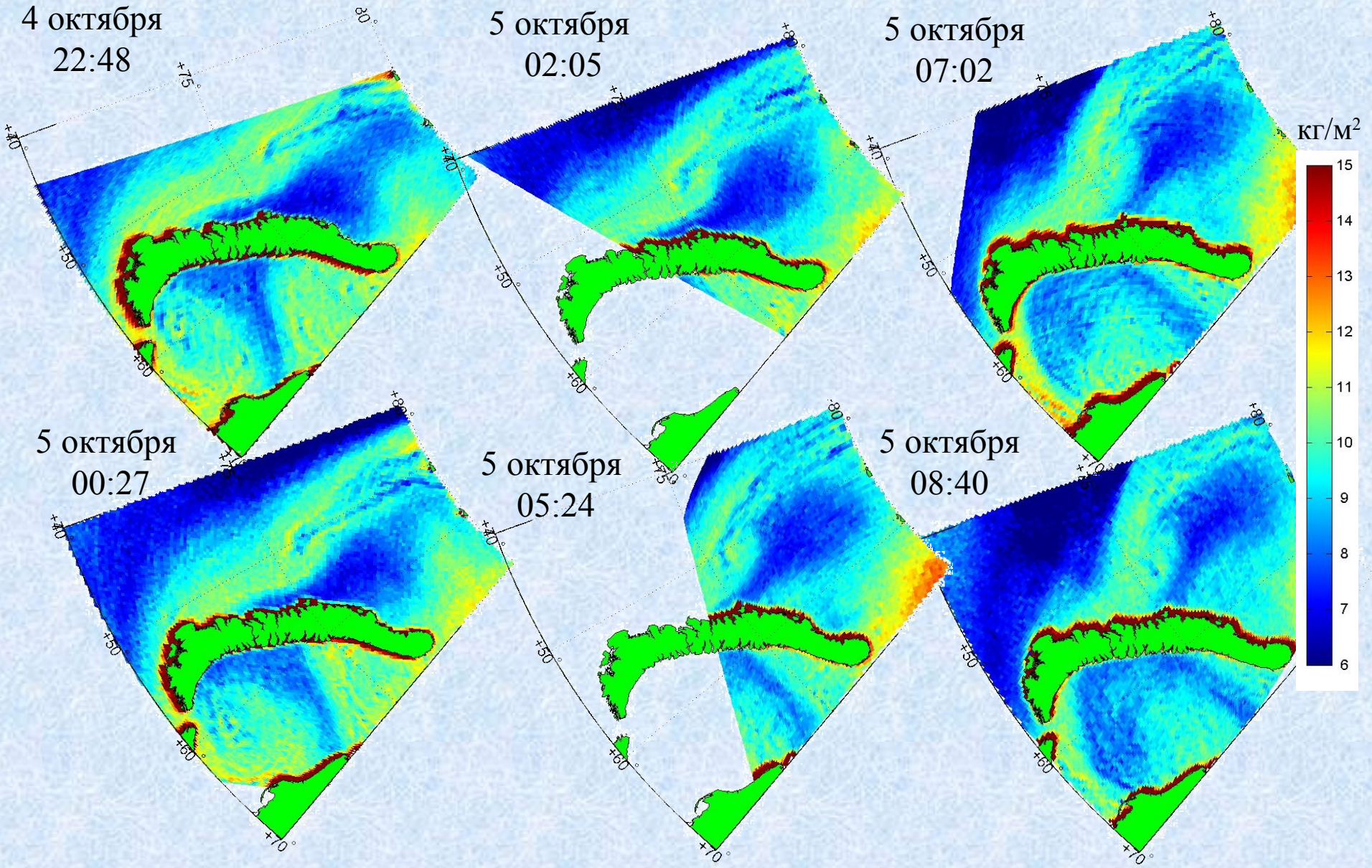
5 октября 9:00



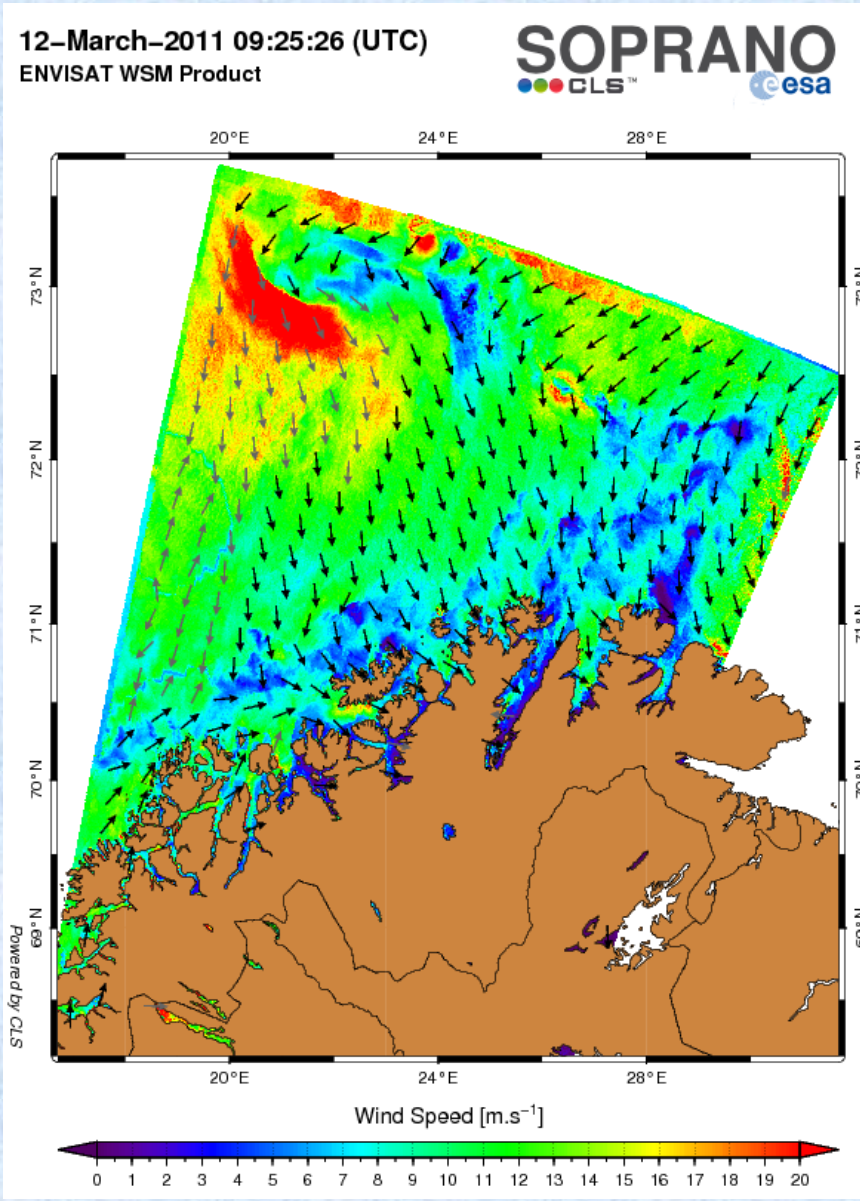
AVHRR ИК (10.3-11.3 мкм)

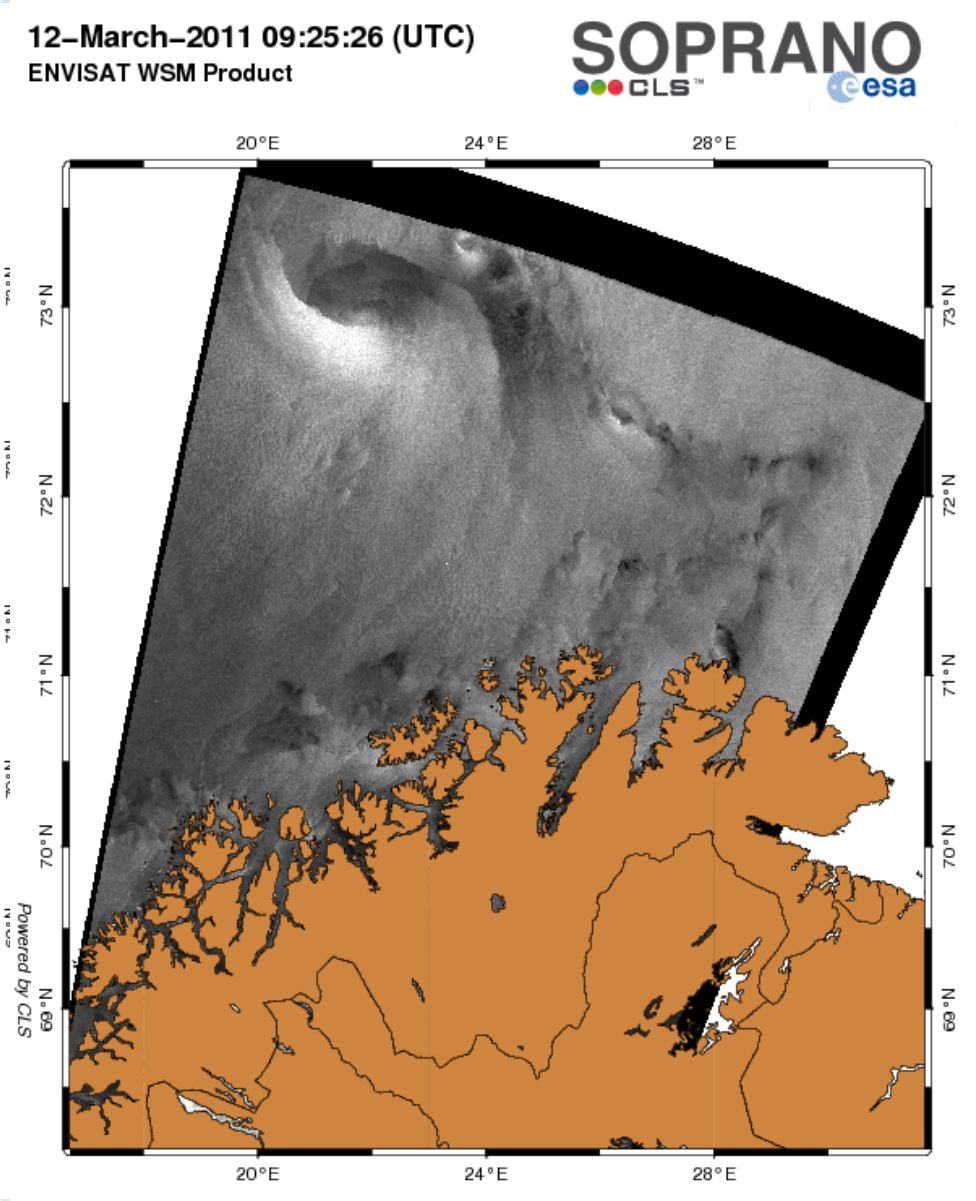
AVHRR видимый (0.58-0.68 мкм)

Поля водяного пара по данным AMSR-E

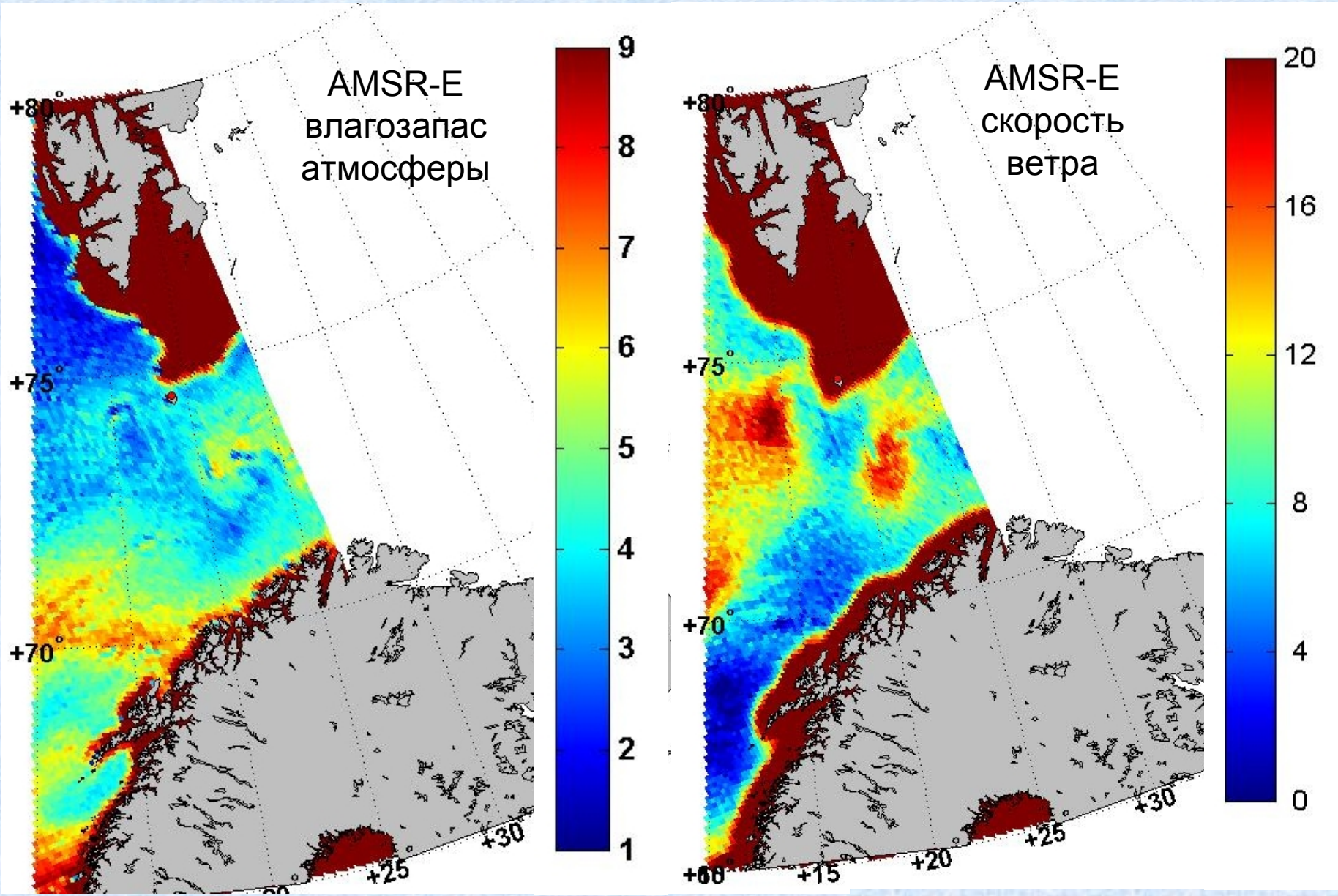


Полярный циклон в Норвежском море 12 октября 2011 года



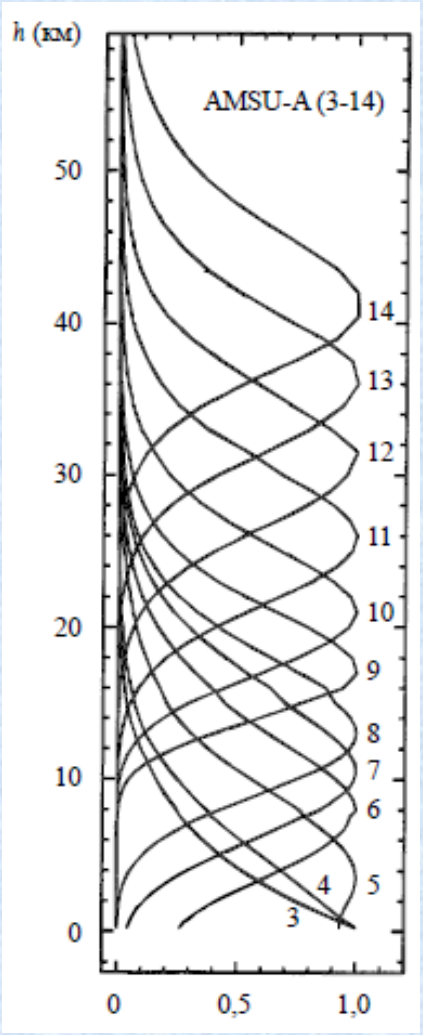


Полярный циклон в Норвежском море 12 октября 2011 года

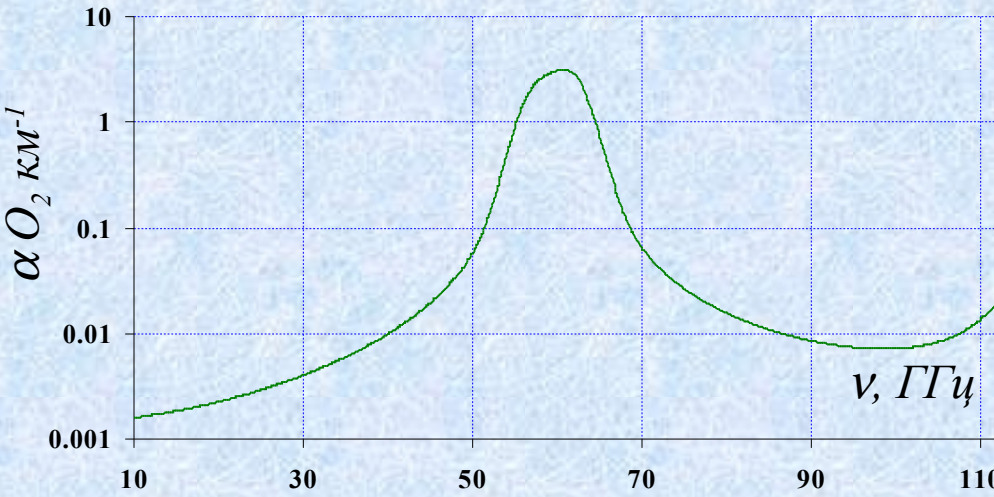


ПРОФИЛИ ТЕМПЕРАТУРЫ АТМОСФЕРЫ

Восстановление профилей температуры атмосферы



3-50.3 ГГц;
4-52.8 ГГц;
5-53.6 ГГц;
6-54.4 ГГц;
7-54.9 ГГц;
8-55.5 ГГц;
9-14 -
56.9-57.7



Каждый слой атмосферы излучает энергию ~ *T* и *α;*
и частично поглощает восходящее излучение от более низких слоев

Весовая функция описывает относительный вклад в суммарное излучение каждого слоя атмосферы

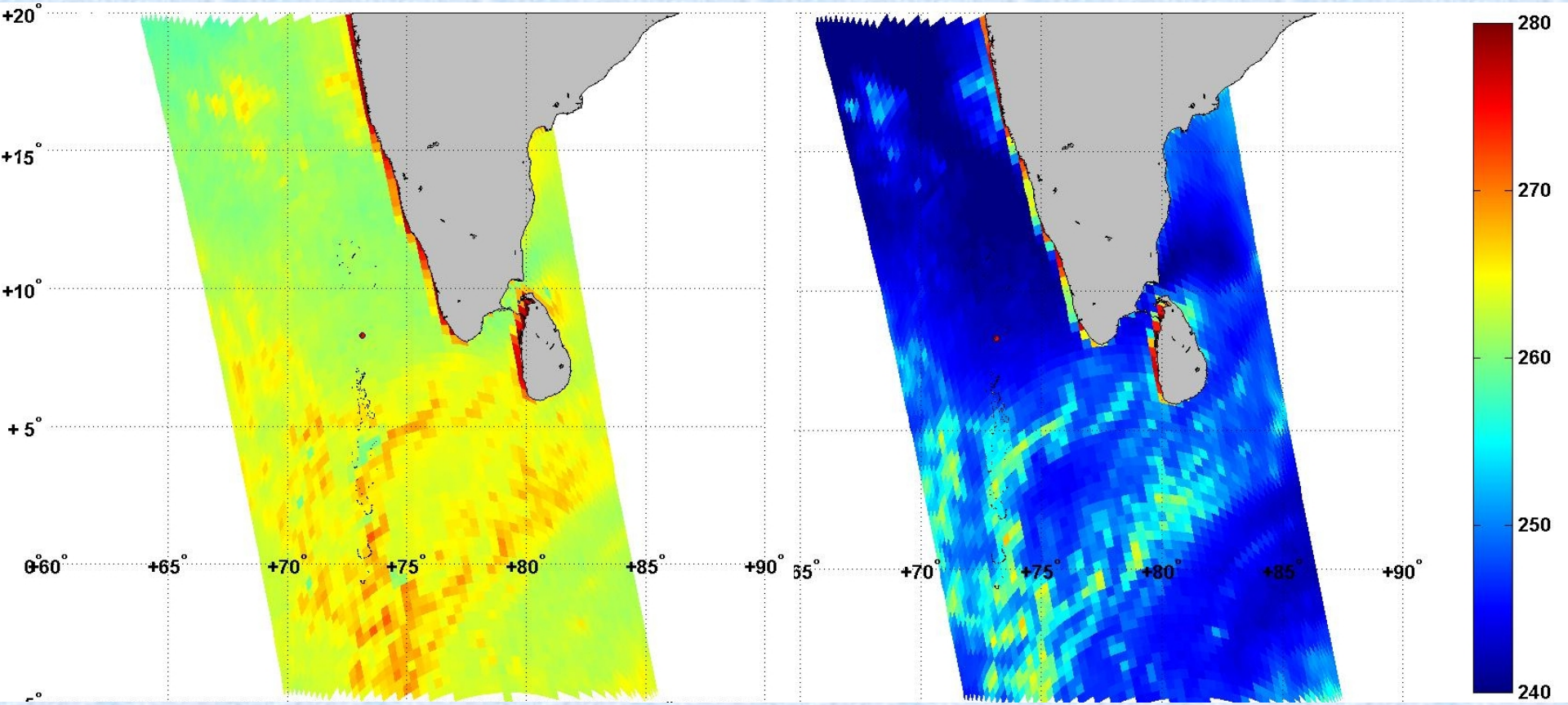
На любой высоте наблюдается пик весовой функции, зависящий от коэффициента излучения

Современные зондировщики атмосферы: AMSU-A, SSMIS

Продуктов, содержащих профили атмосферы, *нет*

Калибровка SSMIS

$T_я$ в канале 50.3 ГГц, горизонтальной поляризации



DMSP F16, 12:37

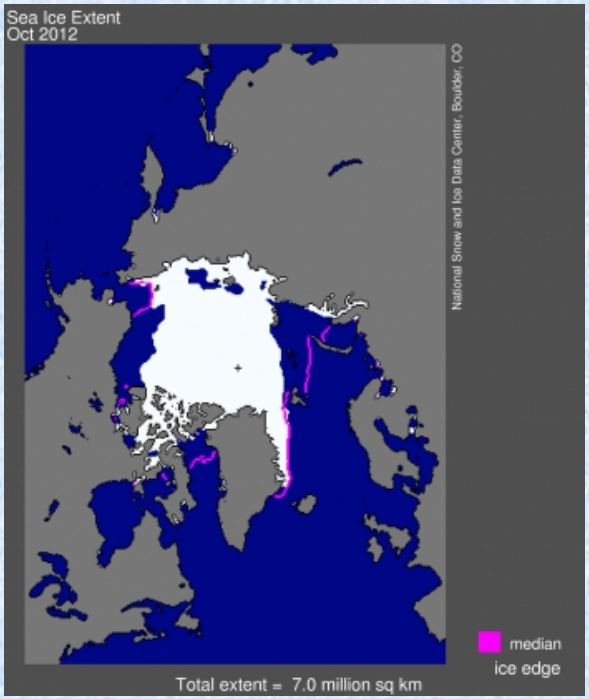
DMSP F17, 12:31

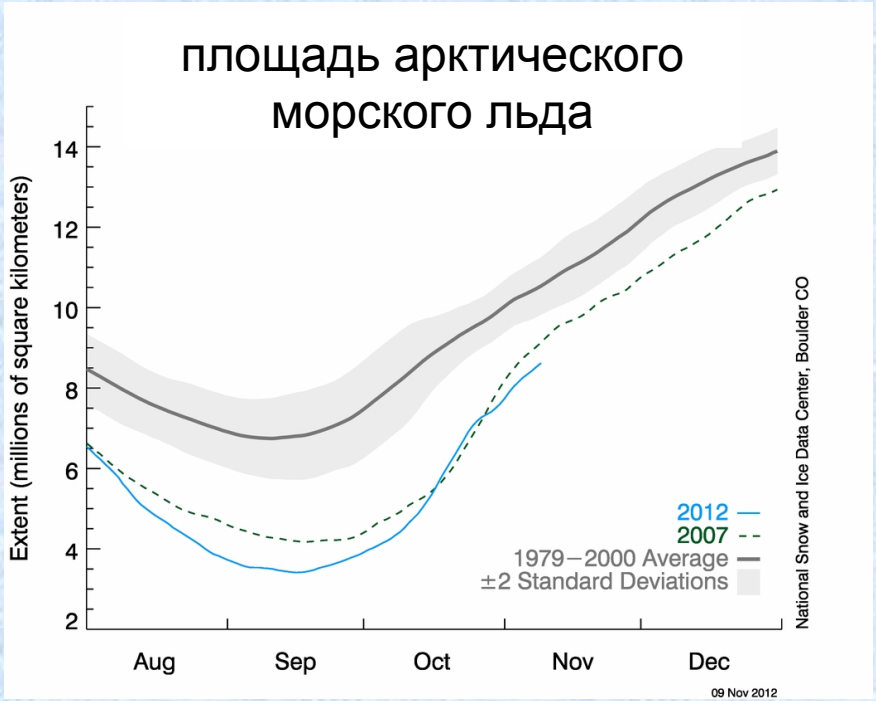
Разница в измерениях над станцией Minicoy составляет > 20 K !

СПЛОЧЕННОСТЬ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Определение параметров ледяного покрова

1. По данным спутниковых пассивных микроволновых радиометров с уверенностью определяется сплоченность ледяного покрова;
2. Основанием является значительный радиояркостный контраст между излучением открытой воды и льда, уменьшающийся с увеличением частоты;
3. Основными алгоритмами сегодня являются NASA Team (разделяет многолетний и однолетний льды) и Bootstrap, а также, ARTIST (5 км разрешение)

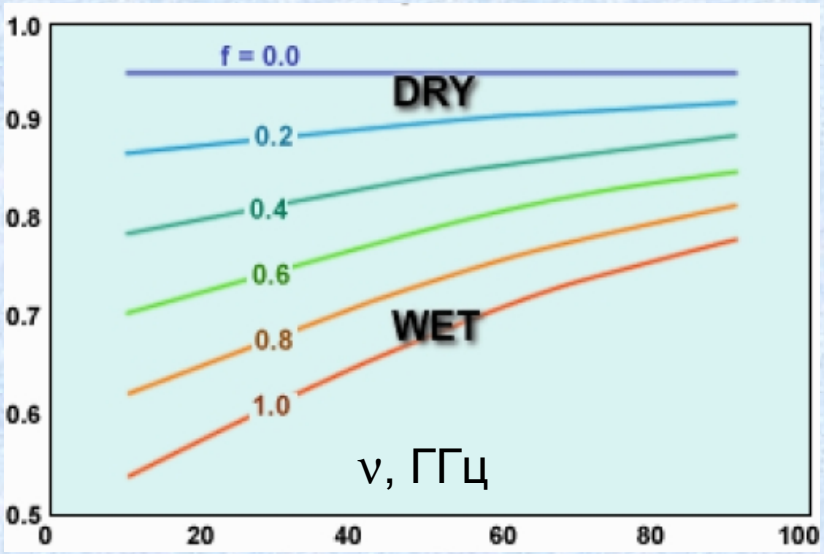


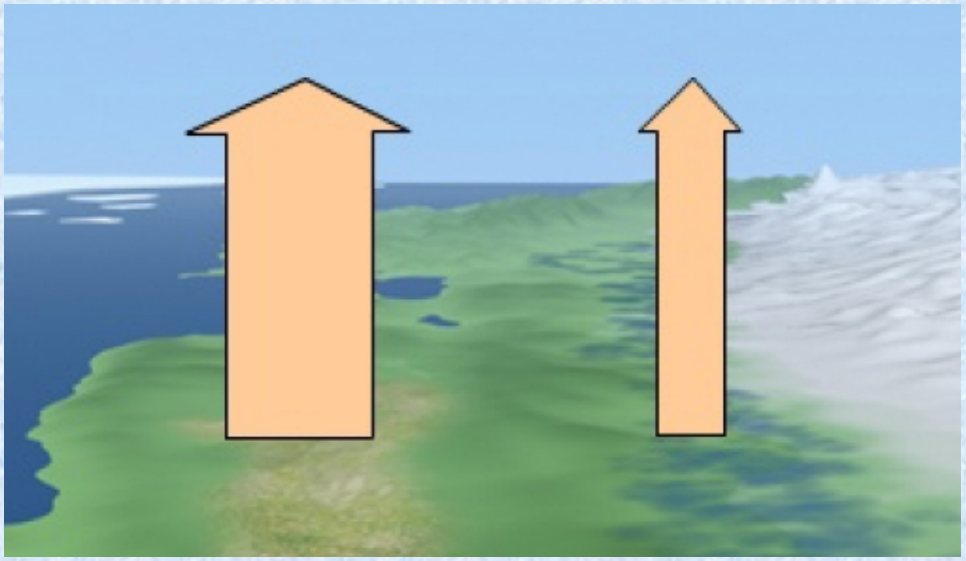


Ледяной покров в октябре 2012. Фиолетовая линия – положение медианы кромки льда в октябре 1979-2000.

ВЛАЖНОСТЬ ПОЧВЫ И ПАРАМЕТРЫ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Определение влажности почвы





- Коэффициент излучения влажной почвы < коэффициента излучения сухой почвы
- Для открытых пространств с редкой растительностью влажность почвы является доминирующим фактором, влияющим на коэффициент излучения;
- Чем ниже частота излучения, тем сильнее это влияние;
- Алгоритм (эмпирический) использует PR на 10.65 ГГц

$$PR_\nu = \frac{T^B{}_\nu - T^\Gamma{}_\nu}{T^B{}_\nu + T^\Gamma{}_\nu}$$

Радиометры, позволяющие оценивать влажность почвы:

SMOS (MIRAS)	1.4	1000
SMOS (на Aquarius)	1.4	407
WindSat	6.8	1025
AMSR-E-AMSR2	6.9	1450

Продукты:

AMSR-E soil moisture – на nsidc.org

SMOS soil moisture – у ESA по предварительной заявке

Определение параметров снежного покрова

Водный эквивалент снега (SWE) и глубина снежного покрова (SD) определяются по эффектам уменьшения наблюдаемого излучения

Используются каналы K, Ka дипазона: 19.35, 37 ГГц

- Свежий сухой снег глубиной более 10 см, главным образом, рассеивает радиацию от поверхности под ним, уменьшая $T_я$; По уменьшению $T_я$ определяют SWE и SD;
- Увеличение влажности снега уменьшает его рассеивающие свойства, приводя к недооценке SWE и SD;
- Осадки маскируются;
- При определении SWE и SD используется ряд дополнительных данных: о вероятности снега в данный сезон для данного района, данные MODIS по растительному покрову (доля, плотность), плотность снега и др.