



Tempus



## Министерство образования и науки Российской Федерации

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ  
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ  
УНИВЕРСИТЕТ

*Е.С. КОЧЕТКОВА, И.Е. КОЗЛОВ,  
И. ДАЙЛИДИЕНЕ, К.Г. СМИРНОВ*

# СПУТНИКОВЫЕ МЕТОДЫ В ОКЕАНОГРАФИИ

Учебное пособие



Санкт-Петербург  
2014

УДК [629.782:551.46] (075.8)

ББК 26.82

Кочеткова Е.С., Козлов И.Е., Дайлидиене И., Смирнов К.Г. Спутниковые методы в океанографии. Учебное пособие. - СПб, изд. РГГМУ, 2014 - 92 с.

**ISBN 978-5-86813-380-0**

*Рецензент:* Берtrand Шапрон, д-р. ф.-м.н, профессор кафедры ЮНЕСКО Дистанционного зондирования и моделирования в океанографии, РГГМУ

*Ответственный редактор:* Л. Н. Карлин, д-р. ф.-м.н., профессор

Учебное пособие предназначено для магистрантов и студентов старших курсов и представляет собой справочный материал в области дистанционного зондирования морской среды. Учебное пособие содержит информацию о технических средствах выполнения наблюдений и о принципах их работы, а также методы обработки данных со спутников для океанографического применения. В пособии предлагается несколько упражнений, разработанных для практических работ под руководством преподавателя.

This textbook is intended to provide a brief reference material for the course on remote sensing of marine environment for master level students and undergraduates of senior courses. It contains general information on principles of remote sensing techniques and the variety of observations made available by spaceborne instruments. More detailed information is given on the data processing and oceanographic applications. Several case studies offered in the textbook to be used within the course under supervision and was specially designed to assist during the course.

Учебное пособие рекомендовано Учебно-методическим объединением вузов РФ по образованию в области гидрометеорологии для студентов, обучающихся по направлению «Гидрометеорология» и «Прикладная гидрометеорология».

*Издано при поддержке проекта eMaris TEMPUS и при поддержке Мегагранта Правительства Российской Федерации по гранту 11.G34.31.0078, для поддержки научных исследований под руководством ведущего учёного*

**ISBN 978-5-86813-380-0**

© Кочеткова Е.С., Козлов И.Е., Дайлидиене И., Смирнов К.Г., 2014

© Российский государственный гидрометеорологический университет, (РГГМУ), 2014

© Университет Клайпеды, 2014

© Санкт-Петербургский государственный университет, 2014

## **ВВЕДЕНИЕ**

Начиная с ранних фотографических камер, установленных в конце 19 - го века на воздушных шарах и последующим применением кинокамер в начале 20-х годов 20-ого, изображения Земной поверхности рассматривались изначально исключительно в качестве развлечения. Позже, такие изображения стали использоваться военными в целях разведки; максимального применения шпионская съемка достигла в середине 20-го века во время холодной войны. Более поздние снимки, выполненные с бортов самолетов, были признаны надежным источником информации для работы картографов и исследователей. Методы дистанционного зондирования используются уже в течение нескольких десятилетий, в первую очередь, с целью получения данных из удаленных районов, где выполнять наблюдения очень сложно и дорого. Преимущество относительно дешевого и быстрого способа получения снимков поверхности было по достоинству оценено учёными и военным командованием, поэтому дистанционное зондирование развивалось настолько быстро, насколько позволяли технологии сканирования, съёмки, излучающее и принимающее оборудование. В середине 20-го века океанографическое использование снимков было представлено, в основном, наблюдением за ледовыми условиями, исследованиями волнения, а также определением и оценкой береговых процессов. Также около 1950 года было положено начало использования инфракрасной части спектра в невоенных целях.

Во второй половине 20-го века возможность космических наблюдений открыла новую эру исследований в глобальном масштабе. Исследование океанов, континентов, атмосферы и климата обрело новые источники данных и методы обработки информации для гражданских, научных и военных нужд. Считывание данных и преобразование сканированных образов стимулировали развитие технологий обработки изображений, хранения и передачи информации.

Современные форматы хранения, преобразования и совместного использования данных дистанционного зондирования обеспечивают возможность для тысяч учёных и инженеров, в поиске новых путей для изучения явлений, которые никогда ранее не наблюдались и не изучались. В связи с этим, появилось множество опубликованных материалов по многих аспектам дистанционного зондирования. Существуют онлайн издания, книги в мягком и твёрдом переплете, фильмы, интерактивные стенды и веб-сайты, а также курсы в колледжах и университетах. Однако всё ещё вы-

сок спрос на книги или источники информации по этой теме. Это связано с тем, что дистанционное зондирование имеет множество разнообразных интерпретаций и применений в современном гражданском, военном и научном исследовании. Эта книга является ещё одним способом изложения принципов и технологий получения и обработки данных, ориентированных на океанографические исследования. Авторы надеются, что читателям будет полезен практический подход к методам дистанционного зондирования в океанографии, использованный в этой книге, большая часть которой, основана на прекрасном комплекте из двух книг «Discovering the Ocean from Space» и «Measuring the Oceans from Space» написанные И.С. Робинсоном.

Учебник был опубликован в рамках проекта ТЕМПУС eMaris, финансируемого Европейской Комиссией и при поддержке Меж-Гранта Правительства Российской Федерации по гранту 11.G34.31.0078, для поддержки научных исследований под руководством ведущего учёного в Российском государственном гидрометеорологическом университете.

# ЧАСТЬ I

## ТЕОРИЯ

### Введение

В настоящее время на орбите находится множество ориентированных на морские исследования спутников, обеспечивающих огромное количество готовых к использованию геофизических продуктов для различных океанографических приложений. На рис. 1 показана общая схема приёма океанографической информации датчиками на борту спутника, которые обычно расположены в сотнях (спутники на полярной орбите) или тысячах километров (геостационарные спутники) над поверхностью моря.

Электромагнитный сигнал с определёнными характеристиками покидает море, и содержит информацию о первичных наблюдаемых величинах, которыми являются цвет, радиационная температура, шероховатость, и уровень моря. Этот сигнал должен пройти через атмосферу, где он может подвергнуться искажению, и, где к сигналу добавляется шум, прежде чем он будет получен с помощью датчика, который регистрирует определённые свойства излучения и преобразует каждое измерение в цифровой сигнал, подлежащий кодированию и отправке на землю. Геометрия датчика ограничивает каждое индивидуальное наблюдение определенным мгновенным полем зрения (IFOV – instantaneous field of view).

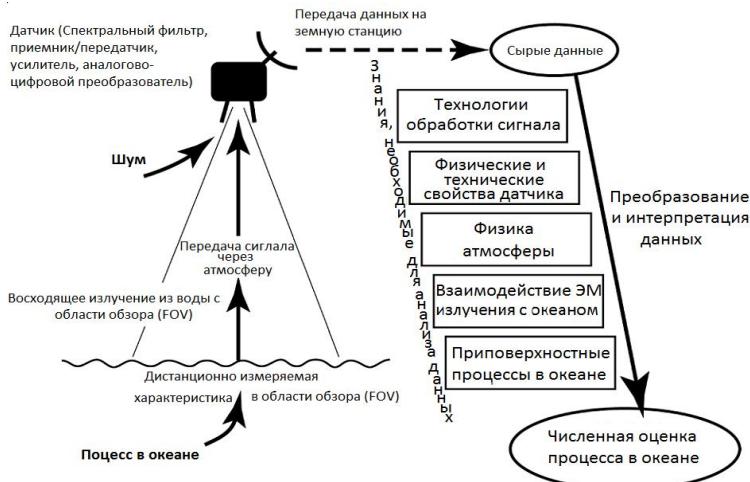


Рис. 1. Схема информационных потоков при дистанционном зондировании океана.  
[Робинсон, 2010]

Для того чтобы перевести цифровой сигнал, полученный на наземной станции в полезный для научных измерений с определенной точностью и качеством, процесс дистанционного зондирования, представленный в левой части рис. 1, следует численно трансформировать, используя знания и информацию, представленную справой стороны рисунка. Процесс извлечения данных, полученных с уникального места наблюдения в космосе, лежит в основе особенности спутниковых измерений.

### *Возможности датчиков на спутниках*

Многочисленные возможности были открыты для учёных и пользователей с размещением датчиков наблюдений за океаном на спутниках. Основными преимуществами, которые отличают спутниковые измерения от других земных методов наблюдений, являются: повторяющиеся наблюдения той же самой области, широкий охват и сравнительно высокое пространственное разрешение. Действующие спутниковые миссии способны предоставить ряд данных, которые охватывают несколько лет наблюдений, включая уникальную и иначе недоступную геоинформацию. Тем не менее, существуют ограничения, которые влияют на объём данных, который можно получить посредством дистанционного зондирования. Назовём некоторые из них: чувствительность сенсоров, которая задаёт пространственные характеристики выборки, а также характеристики телекоммуникационных систем, которые осуществляют передачу потока данных от спутника до приёмных станций; технические ограничения конфигурации датчиков и несущих платформ, их орбит и физические законы.

### *Создание поля данных в виде изображений, из единичных измерений*

Основная цель космических миссий заключается в создании двухмерных изображений распределения измеряемой характеристики на поверхности, которая легко интерпретируется конечным пользователем и несёт практическую информацию в каждом сегменте изображения. Таким образом, изображение состоит из точечных измерений выбранной переменной за короткий период времени. Для этого требуется, чтобы данные, были получены одним датчиком, это гарантирует одинаковое качество и точность данных по всему изображению или набору изображений. В противном случае, когда больше чем один прибор участвует в создании изображения, датчики должны быть точно калиброваны между собой.

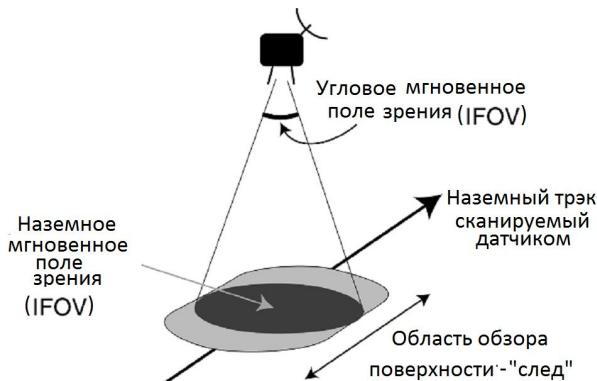


Рис. 2. Эскиз, показывающий, как мгновенное поле зрения (IFOV) определяет «след» измерения во время движения сенсора. [Робинсон, 2010]

На данный момент времени почти все датчики выполняют мгновенные измерения характеристик в поле зрения датчика (IFOV мгновенное поле зрения) датчика. IFOV - это область на земной или морской поверхности расположенная в направлении обзора датчика и соответствующая области съёмки. По этой области получают единичное измерение, представляющее среднее значение по области IFOV. При отклонении направления съёмки датчика относительно платформы или Земли по заданной траектории данные и координаты записываются так, чтобы сформировать двумерное изображение. Таким образом, фактическая измеренная площадь («след») значительно больше, чем IFOV и зависит от времени, которое требуется датчику, на выполнение измерений и от скорости движения датчика (см. рис. 2). Этот «след» определяет пространственное разрешение датчика.

Существуют датчики, которые двигаются только в одном направлении над землей и проводят измерения через равные промежутки времени в направлении надира. Направление *Надира* это линия, совпадающая с направлением силы тяжести в данной точке. Примером такого датчика является высотомер - альтиметр, регистрирующий характеристики сигнала в положении надира. В один момент измерения этот датчик производит съёмку только одной точки и, таким образом, двумерного изображения не формируется. Траектории измерений спутниковых альтиметров представляют отдельные треки, которые со временем формируют плотную сеть. Одномерные данные этих сенсоров картируются для представления в двухмерном виде, при этом происходит сбор данных за некоторое продолжи-

тельное время, необходимое для получения покрытия достаточной плотности.

Есть и другие типы датчиков, которые действительно обеспечивают почти мгновенные изображения распределения переменных. Эти датчики сканируют землю из стороны в сторону поперек земной траектории спутника (трека). Обычно вращение сенсора настраивается таким образом, чтобы ширина линии сканирования перпендикулярна траектории была равна расстоянию, которое спутник проходит за время сканирования (см. рис. 3). В результате, полученная поперечная линия траектории (кросс-трек) образует непрерывную полосу измерений. Каждое сканирование из стороны в сторону представлено последовательностью измерений, выполненных при отклонении датчика со скоростью, соответствующей скорости измерения. Таким образом, обеспечивается непрерывность полосы кросс-треков. Скорость измерений и скорость пролета спутника - ключевые параметры, задающие пространственное разрешение инструмента. В связи с техническими различиями, каждый датчик имеет различное пространственное разрешение и скорость вращения. Стоит отметить, что

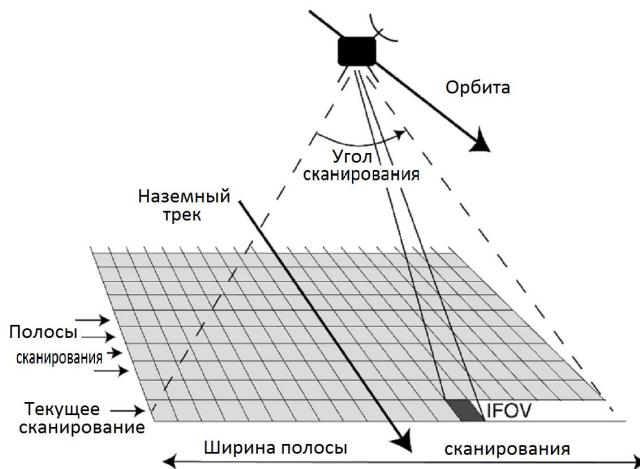


Рис. 3. Геометрия выполнения прямоугольного поля сканирования при помощи полос сканирования. [Робинсон, 2010]

форма «следа» немного меняется в зависимости от угла сканирования, что приводит к искажению прямоугольной формы области измерения.

Как показано на рисунке 3 при дистанционном зондировании датчик получает информацию с области IFOV, которую можно описать геометрией

чески и, которая несёт характеристики поверхности океана или поверхности земли. Таким образом, получаемые значения являются усреднёнными по пространству и времени, аналогично получаемым по результатам моделей, имитирующих океан, в которых значение представлено как среднее в ячейке сетки. При необходимости иметь дело с модельными расчётами эта особенность дает преимущество спутниковым измерениям по сравнению с натурными наблюдениями. Тем не менее, процедура проверки спутникового измерения сталкивается с той же проблемой, как и проверка результатов моделирования из-за большого размера IFOV или ячейки сетки и большой пространственной изменчивости природных параметров окружающей среды.

### *Орбиты спутников*

Физические законы как способствуют, так и препятствуют спутниковым измерениям. Так, гравитационные и инерционные силы в упрощенной форме могут быть выражены как

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{r^3}{GM}}, \quad (1)$$

Здесь,  $T$  – период одного обращения спутника по круговой орбите на расстоянии  $r$  от центра Земли;  $G$  является гравитационной постоянной;  $M$  – масса Земли, а  $GM = 3,98603 \times 10^{14} \text{ м}^3 \text{ с}^{-2}$ . С учётом высоты спутника над землей  $h$  и радиуса Земли  $R$  (около 6378 км) получим

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{(R+h)^3}{GM}}. \quad (2)$$

В настоящее время спутники дистанционного зондирования океана вращаются на двух типах орбит: геостационарной или полярной (рис. 4). Как видно из названия, геостационарная орбита позволяет спутнику парить над неподвижной точкой на поверхности планеты. Это достигается путём размещения платформы на высоте около 35 785 км с вращательным периодом около 23,93 часов (звездные сутки). Это время, которое требуется Земле на одно обращение вокруг своей оси. В фиксированном положении дат-



Рис. 4. Два типа орбит, используемых для спутников наблюдения за Земной поверхностью, представленные в относительном масштабе. Высота геостационарной орбиты составляет около 36 000 км над Землей. Полярная орбита располагается между 700 км и 1 000 км над поверхностью Земли. [Робинсон, 2010]

чик способен эффективно сканировать площадь около 14 000 км в диаметре, с центром в точке надира.

В противоположность геостационарной, около-полярная орбита находится гораздо ближе к поверхности Земли (около 700 – 1 350 км). При этом земной шар вращается практически поперек спутникового трека, на выполнение которого уходит 100 мин (формула 2). Таким образом, спутник облетает планету несколько раз в день, а земные треки получаются равномерно распределёнными таким образом, чтобы совпадать при каждом следующем цикле (рис. 5). Полученные измерения накапливаются во временные ряды, но при орбите, заданной таким образом, спутник никогда не получает информации с поверхности между треками.

Для большинства приложений наиболее удобно проектировать орбиту спутника, таким образом, чтобы цикл составлял от 3 до 35 дней, прежде чем произойдет наложение наземных треков. Эти циклы называются периодами повтора или циклами и, чем дольше период повтора, тем меньше расстояние между наземными треками на поверхности Земли и, таким образом, тем больше охват. Поэтому существуют спутниковые платформы с циклами около 9,9 дней (Jason), 35 дней (Envisat), 105 дней (CryoSat). Кроме того, часто орбита является гелиосинхронной. Это означает, что изображение, получаемое с некоторой поверхности земли или моря всегда выполняется в одно и то же локальное солнечное время. Такая синхронизация с солнечным временем обеспечивает одинаковые характеристики освещённости поверхности, от цикла к циклу, что упрощает процесс обработки изображений. Хотя, очевидно, что неизбежны сезонные колебания солнечного излучения в течение года. С другой стороны, в связи со значительной составляющей солнечного прилива солнечно-синхронную орбиту

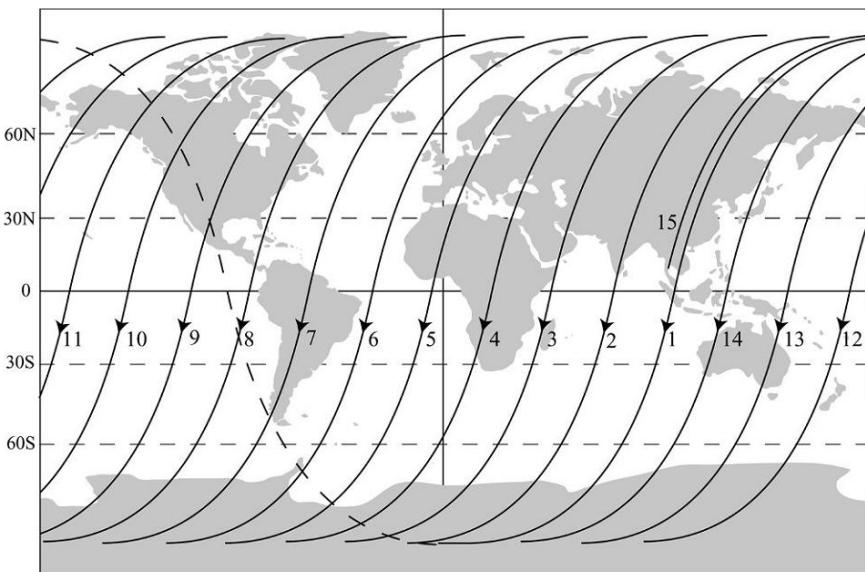


Рис. 5. Типичный земной трек («след») измерений спутника с околосеверной, низкой орбитой. Здесь показаны все нисходящие треки, выполняемые в течение одного дня и один восходящий трек (пунктирная линия). [Робинсон, 2010]

не рекомендуется использовать для спутниковых платформ, несущих альтиметры, поскольку солнечная приливная фаза будет давать точно такой же вклад каждый раз, когда спутник будет производить наблюдения на одном и том же участке поверхности моря.

### *Пространственно-временные возможности проведения наблюдений спутниковых датчиков*

Несмотря на существующие передовые технологии, используемые для наблюдения поверхности Земли из космоса, физические ограничения делают невозможным получение изображений высокого разрешения с короткими промежутками времени.

Горизонт ограничивает поле зрения геостационарных платформ, кроме того, высокое положение над поверхностью Земли ограничивает разрешение датчика до 3 – 5 км. С другой стороны, время между повторными съемками для геостационарных датчиков может быть сокращено до 30 минут.

При этом датчик, установленный на спутнике с полярной орбитой способен производить измерения, для составления изображения охватыва-

ющего весь земной шар в случае, если полосы обзора датчика достаточно широки, чтобы покрыть расстояние между последовательными наземными треками. Существует также возможность получать изображение одного и того же места больше, чем один раз в день, в случае, если ширина полосы измерения датчика настолько широка, что появляются перекрывающиеся области (см. рис. 6а). Тем не менее, даже для спутников с минимальным циклом технически сложно получить повторяемость съёмки чаще, чем раз в несколько часов. В тоже время, полоса измерения у датчиков высокого разрешения (см. рис. 6б) относительно узка. Для таких датчиков требуется значительно более длительное время для получения изо-

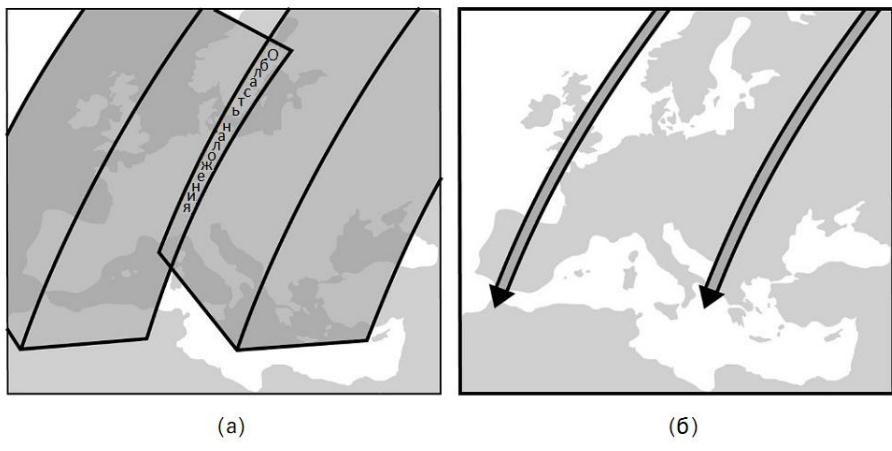


Рис. 6. Однодневный охват поверхности над Европой (а) широкой (> 2000 км) и (б) узкой (<200 км) полосой обзора датчика. В обоих случаях две дорожки представляют собой типичный просвет между последовательными треками орбиты аппарата на полярной орбите, работающего на высоте примерно 1000 км. [Робинсон, 2010]

бражения всего земного шара, поэтому период между повторными съёмками увеличивается до нескольких дней и более.

При проектировании орбиты стараются придерживаться баланса между разрешением и повторяемостью измерений. Например, для задач измерения высоты поверхности моря время между повторными измерениями выбирается разумно коротким, но при этом широкие районы земного шара не посещаются вовсе.

Для датчиков, таких как высотомеры, чем дольше период повторного измерения, тем лучше пространственный охват; поэтому, полученные данные, позволяют построить карты на более мелкой сетке. Однако, чтобы по-

строить карту, например, водоёма, информация должна быть собрана за более длительный период, в результате, получаемые карты являются осреднением за длительный период времени. В то время как результирующее разрешение карты, полученной с помощью датчиков сканирования, совпадает с разрешением сенсора и зависит от конструкции датчика и высоты орбиты.

Важно, чтобы эти ограничения принимались во внимание при использовании продукта, построенного на основе данных спутниковых наблюдений, и при изучении необработанных данных спутника, и при создании системы наблюдения океана. Поэтому, при необходимости получать данные характеристик одного района поверхности земли чаще двух-трех раз в сутки, единственным методом получения таких данных становится работа на орбите двух и более спутников, которые в комбинации способны обеспечить такую повторяемость наблюдений. Очевидно, что это слишком дорого и, поэтому, особое внимание должно быть уделено вопросу пространственно-временного разрешения. Это обстоятельство существенно ограничивает масштабы наблюдаемых процессов, которые могут быть обнаружены и изучены с использованием спутниковых наблюдений. Например, из-за дискретизации по времени повторной съёмки процессы с продолжительностью существования короче, чем частота повторной съёмки могут быть не зарегистрированы вообще.

Обобщенные характеристики пространственно-временной выборки можно представить в виде прямоугольной области в пространственно-временной диаграмме, как это представлено на рис. 7. Положение и размер прямоугольной области являются индивидуальными для каждого датчика и платформы, на которой он установлен. Вертикальная ось представляет логарифмическую шкалу пространственных масштабов, а горизонтальная ось – логарифмическую шкалу времени. Нижняя граница области выбранного датчика представляет собой минимальный пространственный масштаб, который можно наблюдать с помощью датчика (то есть, пространственное разрешение). Аналогично – левая граница представляет кратчайший промежуток времени, в течение которого может быть произведено измерение характеристики океана (т.е. временное разрешение выборки). Таким образом, нижний левый угол показывает наилучшую пространственно-временную детализацию, возможную с помощью этого датчика.

Представленная диаграмма верна при условии, что нет никаких препятствий в области обзора датчика. Препятствиями могут быть, например облака, для датчиков чувствительных к облачности. Также предполага-

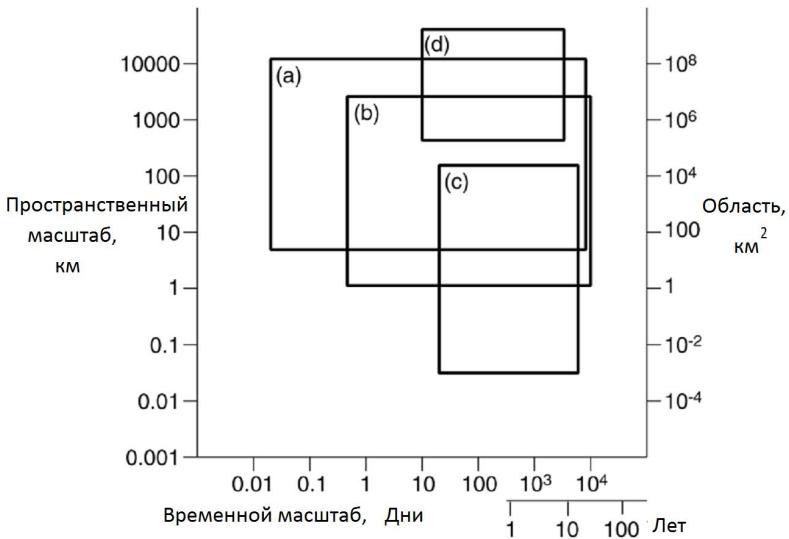


Рис. 7. Диаграмма, представляющая пространственно-временные характеристики выборки четырех типов датчиков. (а) сканирующий радиометр на геостационарной платформе. (б) датчик сканирования на полярной орбите с широкой полосой сканирования, среднего разрешения (1 км). (с) датчик сканирования на полярной орбите с узкой полосой обзора, высокого разрешения (20 м), (г) несканирующий измеритель на полярной орбите в положении надира (например, альтиметр).

[Робинсон, 2010]

ется, что пространственное разрешение, соответствует области обзора датчика при мгновенной съёмке поверхности, например, для датчиков, проводящих измерение вдоль линии земного трека, истинная считываемая область измерения может оказаться несколько больше. Правая граница представляет собой отрезок времени работы спутника, и зависит от периода, в течение которого были собраны применяемые данные. В качестве примера предполагается непрерывный ряд продолжительностью не менее 10 лет. Таким образом, область, заключенная в приведенных границах представляет собой пространственно-временное пространство выборки для конкретного датчика. Высота области указывает на масштаб процессов, а ширина отражает диапазон временных масштабов, которые могут быть изучены на основе данных этого датчика. Заметим, что для датчиков, установленных на спутниках с полярными орбитами, значения по оси пространства соответствуют глобальному масштабу. Диаграммы подобного вида необходимы при выборе процессов, которые могли бы изучаться на основе данных конкретного датчика и для сравнения датчиков.

## Дистанционное зондирование морской среды

### *Основные этапы обработки данных дистанционного зондирования*

Существует весьма маленький набор задач, выполняющихся с использованием сырых данных дистанционного зондирования. Большинство конечных пользователей и исследований имеют дело с целым рядом продуктов данных, прошедших различные этапы обработки. Обработка данных включает в себя калибровки, коррекции, анализ и повторные измерения, направленные на повышение информативности и качества предоставленных данных. Поэтому пользователь должен быть в курсе трансформации исходных данных, а также ограничений и неточностей, связанных с обработкой. Цели обработки и уровни результирующих продуктов представлены далее на рис. 8 и в табл. 1.

#### *Калибровка датчиков*

Калибровка является первым этапом обработки данных. В процессе калибровки электромагнитное свойство, регистрируемое датчиком, преобразуется в цифровое значение, которое определяет физическое свойство или параметр среды. Калибровочная модель описывает интерпретацию фазы и интенсивности принимаемого излучения в электромагнитный сигнал, который должен передаваться на наземную станцию. Предполагается, что если передача сигнала возможна, то она не оказывается на данных, тогда как, о преобразовании сигнала в цифровую форму этого сказать нельзя. Поэтому необходимо оценивать точность интерпретации сигнала и представлять эту информацию вместе с данными.

Каждый датчик на борту космического носителя тщательно калибруется перед запуском спутника. Однако для некоторых датчиков необходима калибровка в процессе работы на орбите, так как они подвержены деградации, смещению и так далее. Например, радиометры проходят регулярную калибровку сравнения с источниками излучения для компенсации ухудшения качества приёма датчика. Таким образом, полностью оценить медленное изменение чувствительности или работы датчика представляется возможным только по прошествии значительного времени после получения первого пакета данных, переданных на наземную станцию. Это обязывает группу исследователей по работе с первичными («сырыми») данными пересматривать и повторного калибровать данные снова и сно-

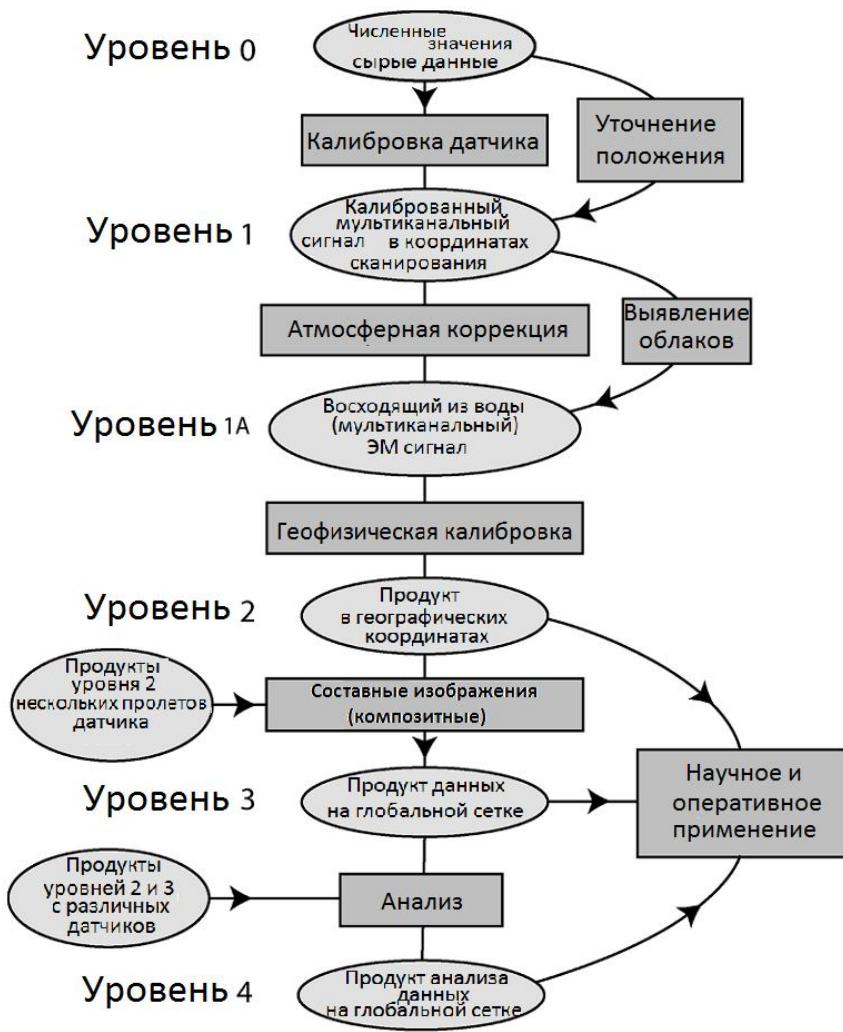


Рис. 8. Схема процессов обработки данных для преобразования исходных спутниковых данных в продукты характеристик океана. [Робинсон, 2010]

ва, по мере накопления данных, а следовательно, и продуктов, которые получают на основе этих «сырых» данных. Из-за характера первичных данных они не используются конечным пользователем. Эти наборы пакеты данных называются продуктами 1 уровня и находятся в общем доступе для исследований технологий дистанционного зондирования.

Таблица 1

**Уровни продуктов спутниковых данных полученных в результате различных стадий обработки. (по Лавровой и др.)**

Уровень	Описание продукта
0	Сырые данные, полученные со спутника в бинарном формате.
1	Изображение в координатах измерения. Спутниковые данные отдельных калиброванных каналов.
1,5 (или 1A)	В особых случаях, продукт уровня 1 с применением атмосферной коррекции.
2	Продукт, прошедший атмосферную коррекцию и калибровку, содержащий значения восходящего излучения или непосредственно переменную характеристику океана с привязкой к географическим координатам, но чаще всего не картированный.
3	Составные изображения полученных переменных океана перенесенные на стандартную карту, полученные осреднением по пространству и времени нескольких пролетов в виде продукта 2 уровня. Этот продукт содержит данные только одного сенсора и, возможно, имеет пропуски.
4	Изображение, представляющее переменную океана осредненную в пределах каждой ячейки пространственно-временной сетки, для создания которого пропуски в данных продукта 3 уровня заполняются методами анализа данных, в т.ч. интерполяцией. В процессе анализа возможно использование нескольких продуктов 2 или 3 уровня с различных датчиков, а также возможно использование данных натурных наблюдений или модельных расчётов.

### *Атмосферная коррекция*

Специфика атмосферы представляет большое беспокойство для пользователей продуктов дистанционного зондирования Земли. Атмосфера – это среда, которая не полностью прозрачна для электромагнитных волн и влияет на излучение, передаваемое через нее. На самом деле, в атмосфере есть всего несколько окон прозрачности, т.е. участков спектра, в диапазоне длин волн которых, измерения излучения возможны в принципе. Проблему также представляет сложный состав атмосферных газов и примесей, таких как пыль, водяной пар и т.д., при этом каждый из составляющих в отдельности способен поглощать или рассеивать излучение, влиять на характеристики излучения или даже поглотить его полностью. Таким образом, водяной пар, который образует облака, препятствует получению

сигнала датчиками цвета океана, в то время как в остальных случаях оценка влияния атмосферы на излучение, покинувшее поверхность и достигшее спутника, становится сложной и важной задачей.

### *Выявление облаков*

Облака, в основном, препятствуют измерениям в инфракрасном и видимом диапазоне спектра. Чтобы определить, какой пиксель измерения затенен облаком, а какой свободен от облачности – проводятся специальные тесты обнаружения облаков. Схожие тесты также проводятся для микроволновых измерений. Хотя обычные облака прозрачны для СВЧ-излучения; области с сильными осадками заметно подавляют сигнал и должны быть выявлены. К сожалению, информацию для пикселей, на которых присутствует влияние облачного покрова, не представляется возможным восстановить с использованием только спутниковых измерений. Для получения безоблачных продуктов данных используется несколько подходов. Во-первых, можно объединить измерения двух или более треков в сборную (композитную) карту, во-вторых, возможно применение какого-либо анализа, например, оптимальной интерполяции между свободными от облачности пикселями, а в третьих, возможно использование самой последней съёмки области свободной от облака или другим образом заменить данные, чтобы заполнить область покрытую облаком. Часто используется сочетание методов. Эти методы хорошо работают в случае, если пиксель совершенно затенен облачностью или же наоборот совершенно свободен от неё. Зачастую, в ситуации, когда пиксель только частично затенён, его очень трудно отличить от свободного от облачности. Таким образом, учёт измерения с этого пикселя приводит к ошибке в комплекте данных. Поэтому при получении сомнительных измерений безопаснее исключить их из данных совсем. Тем не менее, отказ от хороших данных может показаться бессмысленной потерей при малейшем подозрении в присутствии облаков. Поэтому, для оперативного использования подозрительные данные сохраняются, в то время как при использовании длительных рядов данных, например, климатические исследования, сохранение измерения с облаком может привести к искажению всего набора данных. Методы для заполнения областей, покрытых облаками, в настоящее время выбираются в зависимости от целей применения продукта. Пользователь должен принимать во внимание использованный метод, для предотвращения любых ошибочных выводов на основе полученного продукта. При этом нужно

понимать, что облака распространяются далеко за пределы одного пикселя, поэтому важно, проверять все пиксели изображения на “ясное небо”, поскольку они, скорее всего, будут также подвержены влиянию водяного пара атмосферы

Кроме всего, сама атмосфера рассеивает свет, что приводит к обратному отражению сигнала, излучаемого с поверхности воды, главным образом, в видимом и ближнем инфракрасном диапазоне спектра. С другой стороны, солнечное излучение, проходящее через атмосферу в сторону поверхности, отражается обратно к орбите и регистрируется датчиками, как шум. Эти особенности имеют особое значение для инфракрасного и микроволнового диапазона волн, которые используются для измерения температуры. Результат атмосферного влияния на регистрируемый сигнал для каждого датчика отличается, что требует применения различных методов коррекции в каждом случае. К сожалению, применить 100% коррекцию к датчику невозможно, так как влияние атмосферы сильно зависит от состава и состояния атмосферы над участком поверхности наблюдаемого датчиком. Но состояние атмосферы не известно с требуемой точностью. Однако данные измерений при дистанционном зондировании можно рассматривать в качестве данных о состоянии атмосферы, поскольку они содержат достаточно информации, чтобы обеспечить некоторую коррекцию. В этом свете, очень важным становится использование нескольких спектральных каналов. В большинстве случаев, при совместном использовании данных с различных каналов, выбранных таким образом, чтобы у них был различные отклики как на излучение от поверхности океана, так и на влияние атмосферы, разрабатываются стратегии по учёту атмосферной изменчивости.

Поскольку атмосферная коррекция является основным видом коррекции, данные прошедшие эту процедуру составляют комплекты, которым присваивается уровень 1,5 или 1A, однако в последнее время, данным с такой коррекцией часто присваивается 2 уровень обработки.

### *Географическое позиционирование (координатная привязка)*

При географическом позиционировании производится определение географических координат района измерений, т.е. долготы и широты поля обзора датчика. Часто этот этап обработки называют геометрическая коррекция или исправление изображения. Процесс позволяет использовать полученное измерение с картой района, и из-за этого его иногда называют

навигация или геолокация. Точность, с которой требуется привязка к району, зависит от целей использования данных. Согласно целям применения рассчитываются точность позиционирования и направления съёмки датчика. Для датчиков, которые обеспечивают одно измерение для области диаметром в десятки километров, точность определения положения надира должна составлять несколько километров. Для других излучающих датчиков, которые отличаются высоким разрешением наблюдений, точность определения положения надира должна быть значительно выше. Для получения высокой точности координатной привязки используются наземные станции слежения за спутниками, а также, на самих спутниках установлены датчики регистрации высоты, уклона и поворота. Эта информация иногда накапливается, передается и даже публикуется совместно с данными спутниковых измерений.

Точное положение трека спутника называется эфемерид. Благодаря современным улучшениям систем геопозиционирования, таких как системы США GPS (Global Positioning System) или русской системы ГЛОНАСС (Глобальная навигационная система), можно обнаружить и вычислить положение спутника. Особую сложность составляет определение направления, в котором датчик непосредственно проводит измерения. Отсутствие этой информации делает первоначальный набор данных, даже с точными координатами положения носителя датчика, бесполезными. При этом алгоритмы коррекции и калибровки, использующие мультиспектральную информацию, на основе которой очевидны отношения или различия между разными каналами данных приобретают особую важность. Действительно, при переносе изображения на новую географическую сетку чрезвычайно важно, чтобы каждый пиксель соответствовал своему положению, хотя при томискажется соотношение излучения на разных каналах. Для заполнения образовавшихся пробелов целесообразно использовать принцип “ближайшего соседа”, а не усредненные значения соседний пикселей, таким образом, ошибка не будет накапливаться для всего набора данных.

### *Получение геофизических продуктов*

Только после того, как атмосферная коррекция и географическая привязка были выполнены, наступает стадия получения продукта фактической характеристики океана. Так как продукт, используемый потребителем в конкретных целях, принципиально отличается от измерения, выполняемого датчиком, результирующую переменную следует рассматривать в качестве

ве оценки характеристики, а не меры электромагнитного излучения. Этот процесс часто называют геофизической калибровкой. С практической точки зрения, процесс состоит в применении математических алгоритмов и правил к калиброванным и откорректированным данным, полученным с помощью датчика, с учётом атмосферного влияния.

### *Разработка калибровочного алгоритма*

Геофизическая калибровка обычно состоит из комбинации теоретических и эмпирических методов. В качестве основы для модели калибровки часто рассматривают теоретические представления о том, как восходящее излучение отражает состояние поверхности океана, и какие преобразования излучение претерпевает на пути к датчику. Для измерения температуры в инфракрасном диапазоне теория излучения чёрного тела обеспечивает основу для интерпретации спутниковых измерений. С другой стороны оптические свойства океана и атмосферы, будучи хорошо изучены, составляют влияние такой сложности, что становится почти невозможно предложить ясный алгоритм калибровки для оценки присутствия взвешенных частиц или процессов осадконакопления. Для активных датчиков физический принцип обратного отражения шероховатой поверхностью до сих пор не описывается и не оценивается никакой известной аналитической функцией, поэтому применяется исключительно эмпирический подход. Естественно, разрабатываемые алгоритмы основываются на физических основах теоретических моделей, тем не менее, к большинству результатирующих оценок требуются натурные измерения для калибровки и обобщения измерений, полученных с помощью датчика. Для любого алгоритма, прежде чем он будет принят к работе, предъявляются общие требования. Алгоритм должен предоставлять достаточно надежные результаты, которые будут применимы к различными регионам и в разных условиях. В противном случае принцип и алгоритм будут применимы к исключительному региону и состоянию в соответствии с условиями проводимой калибровки и, следовательно, будет давать неудовлетворительные результаты для других областей и условий.

После того, как геофизические калибровки были выполнены для набора спутниковых данных для каждого пролёта, результаты, как правило, доступны в виде продукта 2 уровня данных на их первоначальной “родной” сетке, состоящей из оригинальных пикселей, расположенных в строках и столбцах, в соответствии с порядком сканирования пикселей датчиком.

## *Проверка продуктов данных наблюдений океана*

Сложность алгоритма, теоретическая или эмпирическая основы не влияют на решение использовать продукт для конкретных приложений, если его результаты не были подтверждены практически. В процессе проверки определяются статистики ошибок и, следовательно, тренд и стандартное отклонение для продуктов данных, полученных с помощью датчиков, установленных на спутнике. В этом процессе показания датчика сравниваются с набором независимых надежных измерений одного и того же свойства океана.

В целом процесс проверки представляет сравнение значения переменной полученной при натурных измерениях с той же переменной, полученной с использованием датчика. Оба измерения должны совпадать по времени и в пространстве. Алгоритм должен быть проверен на весь диапазон ожидаемых значений. Очевидно, что для выполнения такого сравнения требуется большое количество измерений. Кроме того, хорошее соответствие данных в одном регионе не гарантирует хорошие результаты проверки при глобальном применении. Здесь становится ясным, что использование автономных дрейфующих буев и сбор долгосрочных попутных измерений с судов необходимы для накопления необходимого количества данных, охватывающих различные регионы и условия. Это также относится к информации об атмосферных условиях, корректировкам, географической привязке. В связи с изменениями характеристик датчика в процессе работы и для повышения качества данных, процедура сравнения данных с *in-situ* должна осуществляться на протяжении всего срока службы датчика за исключением данных, на которых разрабатывался алгоритм. Исследователи и пользователи конечных продуктов данных должны убедиться, что данные для используемого продукта были проверены и их качество соответствует рассматриваемой задаче.

## *Трансформация изображения в проекцию на карту*

Карты характеристик океана представляют удобный для конечного пользователя вид отображения данных, кроме того такие карты используются для решения широкого спектра океанографических задач. Однако, поскольку процесс переноса данных на карту не влияет непосредственно на качество данных, этот этап обработки считают наименее важным. При этом предыдущий этап обработки – географическая привязка, уже

присвоил каждому пикселию некоторые координаты, что сделало возможным проверку полученных значений на *in-situ* данных, а также расширило область применения данных. Кроме того, большинство датчиков представляют данные, в виде, позволяющем отображение поверхности на экране монитора или печать на принтере. Однако такое изображение, полученное непосредственно с датчика, представляет собой прямоугольное отображение каждого пикселя, в том виде, как они были зафиксированы датчиком и организованы в строки и столбцы, и ориентированы в направлении съёмки датчика. На самом деле это прямоугольное изображение не соответствует фактическому виду участка поверхности и после процедуры геолокации может значительно изменить форму и искажиться. Это приводит к необходимости повторной обработки изображения для удобного отображения картографической проекции на выбранной сетке.

Картографическая проекция обычно задается нуждами пользователя или задачами, для которых карта публикуется. Проблема переноса изображения со сферической поверхности на плоскую, заключается, в первую очередь, в том, что каждый пиксель должен быть видоизменен. Из-за изменения геометрии иногда два пикселя могут попасть в одну ячейку сетки карты, тогда значение необходимо соответственно адаптировать. С другой стороны бывает так, что в некоторые ячейки сетки не попадает ни одного пикселя. Это приводит к тому, что процесс преобразования спутниковых данных для отображения на картах должен контролироваться на предмет появления артефактов, с одной стороны, и не терять информации, с другой.

Кажется очевидным, что в первом случае следует использовать средневзвешенное значение и принцип интерполяции «ближайшего соседа» во втором случае. Однако соотношение интенсивности излучения, полученного на разных каналах датчика, (по аналогии преобразования для данных, полученных на разных длинах волн) должно сохраняться во время процесса трансформации, что обеспечит правильное картирование значений. Для этого целесообразно использовать принцип «ближайшего соседа» таким образом, чтобы сохранялось первоначальное соотношение данных каналов в соответствии с измерениями датчика.

### *Создание составных (композитных) карт*

Чтобы расширить использование спутниковых данных, создаются изображения охватывающие области, превышающие области сканирова-

ния. Для этого используются изображения или измерения нескольких пролётов того же датчика. Использование более широкого набора данных позволяет выполнить компиляцию изображений и измерений на одной составной карте, где изображения складываются как мозаика. Полученную карту называют продуктом 3 уровня, который отличается от продуктов 2 уровня рядом особенностей. Для создания этого продукта изображения собираются в течение определенного периода, чтобы покрыть большую область, например весь земной шар или отдельное море. Результирующее изображение по размеру покрытия значительно превышает размер полосы сканирования или области одномоментного измерения, которое получается за один проход спутника над интересующим регионом. Кроме того, размер пикселя такого продукта, как правило, больше, чем размер пикселя в продукте 2 уровня. Изображения, используемые для карты, переносятся на регулярную сетку и ориентируются относительно направления на север, а пикселям присваиваются обычные координаты. Иногда такие продукты содержат статистические оценки изменчивости, полученные для продуктов 2-го уровня, такие как стандартное отклонение, чтобы описать данные, из которых был собран продукт 3 уровня. В результате продукт 3 уровня часто охватывает большие площади, а недостающие данные (между пролётами спутника или из-за потери данных, например, из-за облачности и т.д.), заполнены данными других съёмок.

Как ни странно, особое внимание должно быть уделено алгоритмам обработки нескольких изображений, полученных для одного и того же места. Алгоритм, который будет использован для создания продукта 3 уровня, неизменно повлияет на конечный результат. Первый вопрос, на который стоит ответить состоит в том, какую процедуру принять для определения значения пикселя с множеством записей данных по различным изображениям. Обычно значения для одного пикселя усредняются и чем длиннее период создания композитного изображения, тем большее количество значений 2 уровня осредняются. Однако есть и другие способы заполнения значениями пикселей, например, такие как выбор в пользу самых последних полученных данных или данные с самым высоким уровнем доверия после применения всех поправок. Изменение этих правил может существенно повлиять на результат.

Следующие два вопроса, которые рассматриваются при решении подобных задач – оценка периода времени необходимого для создания составного изображения и размер пикселя. Для некоторых задач разумно создание композитных изображений только восходящих или только нис-

ходящих пролётов. Такие карты часто составляются на основе данных спутника с солнечно-синхронной орбитой; эти карты могут соответствовать ночным пролётам или наоборот дневным. Выбор во многом зависит от задач, для которых карта предназначена. Следует отметить, что карта 3 уровня содержит не всю информацию, которая присутствует в продукте 2 уровня, тем не менее композитные изображения являются полезным инструментом для наблюдения крупных явлений синоптического масштаба, которые не могут быть отображены на продуктах 2 уровня, ограниченных географически шириной сканирования.

Необходимо, чтобы исследователи и пользователи продукта 3 уровня были осведомлены об алгоритмах, применяемых к созданию этого продукта, и осознавали, какие ограничения они налагают. В результате недостаточного охвата региона или из-за постоянной облачности или других ограничивающих эффектов не разумно было бы ожидать, что составное изображение не будет иметь пробелов вовсе. С другой стороны, более важно убедиться, где представленные данные основаны непосредственно на данных продукта 2 уровня, а где нет. Это важно при использовании композитных изображений, где пробелы заполнены методом интерполяции или на основе данных взятых за предыдущие сроки или даже использованы климатически осредненные значения.

Напомним, что продукт 3 уровня должен основываться исключительно на данных полученных с датчика и не содержать пропусков. Также находят применение композитные карты, которые основаны не только на данных 2 уровня. Эти карты должны быть отнесены к продуктам 4 уровня. Отличие этих продуктов состоит в том, что методы, используемые для заполнения пробелов, могут включать не только замену и интерполяции, но и численное моделирование и сезонные или годовые средние. В результате этот продукт позволяет оценить пространственное распределение конкретной переменной океана в течение некоторого фиксированного периода времени, и называется “анализ поля”. Однако данные полученные при спутниковых измерениях дополняются данными различных типов датчиков и могут даже использоваться совместно с натурными наблюдениями. Кроме того к ним применяются процедуры сглаживания и заполнения где вносится искажение в данные в соответствии с представлением, как должно выглядеть поле соответствующей характеристики. Однако большинство пользователей высоко ценящих гладкие и полные карты характеристик океана, должно понимать, каким образом были получены эти карты и какие ограничения и допущения к ним применялись. Усреднение продукта

приводит к потере высокочастотной изменчивости, тогда как при сглаживании через фильтр низкой частоты происходит потеря низкочастотного сигнала, а значит, эти методы должны быть использованы с осторожностью. Большинство продуктов 4 уровня должны предоставлять уровень доверия для каждого пикселя, чтобы помочь пользователю или исследователю прийти к верному заключению. В целом, пиксели, которые были заполнены иначе, чем на основе данных датчика имеют более низкий уровень доверия.

### *Основные типы датчиков, используемых для дистанционного зондирования морской среды*

Почти все датчики, установленные на спутниковой платформе, предназначенной для изучения океана, измеряют электромагнитное излучение, восходящее от поверхности моря. Длина волны, к которой чувствителен

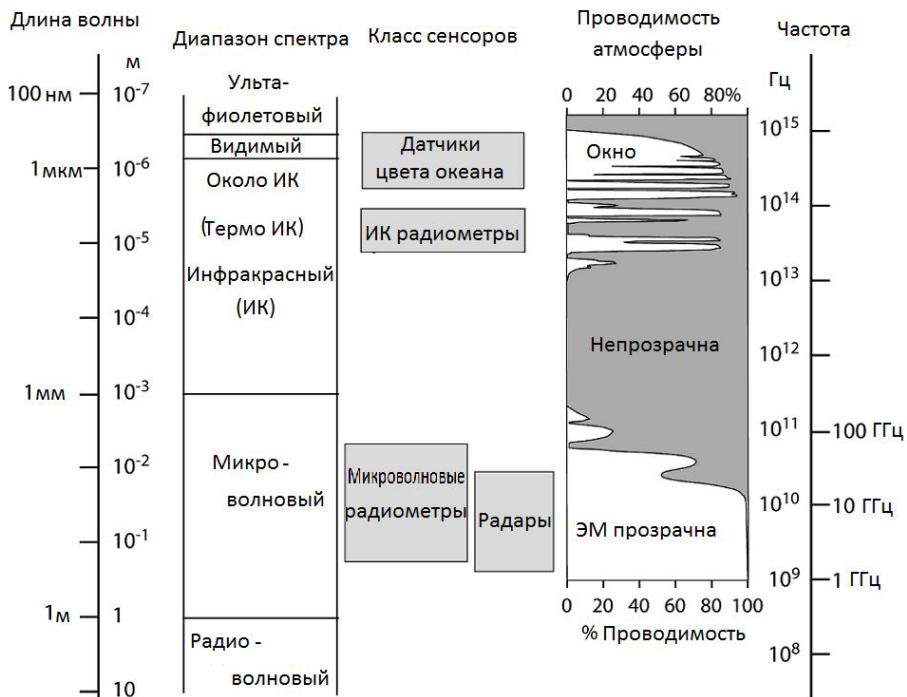


Рис. 8. Электромагнитный спектр, с указанием диапазонов используемых стандартными инструментами дистанционного зондирования. [Робинсон, 2010]

датчик, диктует измеряемые свойства океана, разрешение получаемого результата и чувствительность, а также проникновение излучения через атмосферу. На рис. 8 представлены существующие датчики, их диапазон электромагнитного спектра в котором они работают, и окна прозрачности для каждого из датчиков, а на рис.9 представлены характеристики получаемые посредством этих измерений.



Рис. 9. Схема, иллюстрирующая различные методы измерений и типы датчиков, используемых в спутниковой океанографии дистанционного зондирования, а также их применение. [Робинсон, 2010]

Рис. 8 представляет атмосферу как диапазон частот, на некоторых частотах прохождение электромагнитного сигнала возможно, а некоторые частоты полностью непрозрачны для сигнала, и измерения на этих частотах невозможны вовсе. Как можно видеть на рисунке, для большинства частот атмосфера не является прозрачной. Однако даже в «окнах» коэффициент пропускания не равен 100 %, хотя, все же сигнал проходит. Одно из «окон» охватывает длины волн видимого диапазона от 400 нм до 700 нм и ближний инфракрасный диапазон. В этом «окне» производятся наблюдения за отражением солнечного света от поверхности, а датчики этой зоны спектра регистрируют цвет океана. Узкие окна между 3,5 мкм и 13 мкм служат для работы ИК радиометров и относятся к тепловой части спектра, а характеристики излучения на этих длинах волн, в основном, зависят

от температуры наблюдаемых объектов. В океанологии дистанционное зондирование в ИК диапазоне используется для измерения температуры поверхности моря (ТПМ).

Для более длинных волн давно нашлось применение: телевидение, радио и мобильная связь, поэтому эту часть спектра, которая называется микроволновой, традиционно описывают значением частоты, а не длиной волны. Эти технологические изобретения существуют вследствие того, что для радиоволнового диапазона атмосфера почти полностью прозрачна. Но при необходимости использования полосы в целях дистанционного зондирования в этой зоне спектра, выбранная частота должна быть официально зарезервирована в соответствии с международно-правовым регулированием. Микроволновые радиометры относятся к пассивным датчикам, осуществляющим мониторинг излучения, испускаемого океаном, землей и атмосферой. Но существуют и радары, являющиеся активными микроволновыми передатчиками, которые испускают импульсы и получают эхо от поверхности, к которой они обращены. Принятое эхо затем обрабатывается, поскольку эхо несёт сигнал о поверхности, от которой он был отражен. Некоторые частоты носят имена в виде букв, как указано в табл. 2.

Радары различаются в зависимости от направления, куда они обращены, длины и модуляций излучаемых ими импульсов и анализа эха полученного радаром. Основные две группы радаров отличаются в соответствии с их ориентацией. Те, что указывают непосредственно вниз называются высотомерами (альтиметрами) и их цель заключается в измерении высоты поверхности и наклона, а также радары, направленные в сторону, обычно наклонены под углом  $15^\circ - 60^\circ$ , по результатам их измерений получают значение шероховатости поверхности.

Датчики, области их применения и возможности описаны в следующих главах. В данном издании приведены общие принципы работы дат-

Таблица 2

**Характеристики стандартных каналов радарных измерений, используемых для дистанционного зондирования океана**

Полоса	Частота (ГГц)	Длина волны
<i>L</i>	0.390 – 1.55	19.35 – 76.9 см
<i>S</i>	1.55 – 4.20	7.14 – 19.35 см
<i>C</i>	4.20 – 5.75	5.22 – 7.14 см
<i>X</i>	5.75 – 10.9	2.75 – 5.22 см
<i>K<sub>u</sub></i>	10.9 – 22.0	1.36 – 2.75 см
<i>K<sub>a</sub></i>	22.0 – 36.0	8.33 – 13.6 мм

чиков, в то время как наиболее детально рассматриваются методы обработки и интерпретации данных. Важно помнить, что большинство датчиков не измеряют характеристику океана непосредственно, поэтому необходимо применение некоторых алгоритмов. Примеры получаемых характеристик приведены на рис. 9 в нижнем ряду.

## Цвет океана

### *Радиометры, определяющие цвет моря*

Основной принцип определения цвета океана методом дистанционного зондирования достаточно прост. Свет, измеряемый датчиком цвета океана, который ориентирован в сторону моря, излучается Солнцем. Некоторые фотоны света, испускаемые Солнцем, с энергиями, соответствующими видимой части спектра, проникают в море, где они либо поглощаются, либо рассеиваются в зависимости от того, что содержится в морской воде. Те из рассеянных фотонов, которые рассеиваются в сторону наблюдателя, придают морю его видимый цвет. Цвет можно измерить с помощью датчика цвета океана на спутнике, который чувствителен к различным длинам волн света, достигающих его. Мультиспектральный радиометр обычно измеряет цвет в ограниченном количестве узких диапазонов, выбранных так, чтобы охватить основную структуру входящего света в спектральной форме (см. рис. 10). Полноспектральные радиометры производят

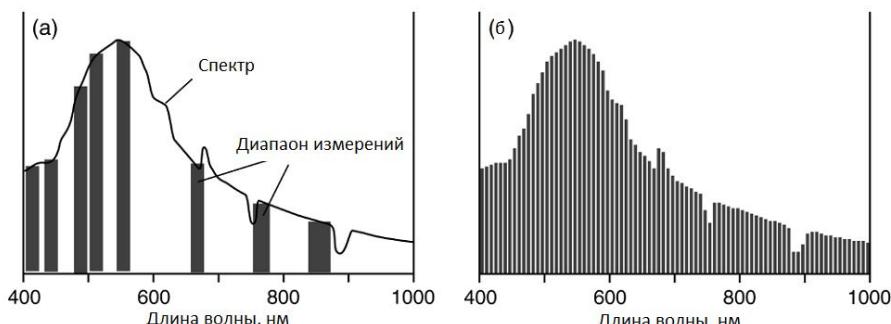


Рис. 10. Типичный спектр восходящего от земли излучения в видимой и ближней инфракрасной части спектра, наблюдаемый со спутника за пределами атмосферы, в соответствии с измерениями (а) многоспектрального радиометра и (б) спектрометра,

формирующий изображения со спектральным разрешением около 5 нм.

[Робинсон, 2010]

измерения с полной детализацией по всему спектру, но такие устройства до сих пор используются в основном на борту самолета. Исходя из соотношения восходящего от воды излучения на различных каналах, разработаны методы оценки концентрации составляющих воды, которые придают морю его цвет.

Термин цвет океана свободно используется в области дистанционного зондирования для обозначения, как величины, так и спектрального состава света, выходящего из воды. На практике это спектральное излучение в верхней части атмосферы, которое измеряется от спутника. Как показано на рис. 11, на верхней границе атмосферы свет состоит из излучения, отражённого от атмосферы, от поверхности моря, и (в очень мелкой воде) от морского дна, а также света, рассеянного составом морской воды. Извлечение полезных океанографических характеристик из характеристик освещённости атмосферы является сложной задачей, требует тщательного разделения рассеяния и поверхностного отражения атмосферы от истинного излучения водой.

### *Атмосферная коррекция*

Большая часть излучения на длинах волн видимого света, измеренная спутником с орбиты, является светом, рассеянным в атмосфере в поле зрения датчика, что может составлять более 90 % от значения измерения. Часть света, выходящего из морской поверхности, также рассеяна из поля зрения и, таким образом, процедура атмосферной коррекции должна учитывать оба этих фактора с целью оценки излучения от воды для каждого из спектральных каналов, измеренных с помощью датчика.

Та часть атмосферной коррекции, которая выполняется за счёт рассеяния на самих молекулах воздуха, может быть рассчитана непосредственно для каждого пикселя изображения в поле зрения датчика, на основе относительных расположений солнца, спутника, и пикселя. Рассеяние обусловлено также более крупными частицами аэрозолей в атмосфере. Это могут быть водяной пар или частицы пыли, но в отличие от атмосферных газов их концентрация и распределение в атмосфере неизвестны и их невозможно предсказать. К счастью, существуют способы, позволяющие оценить вклад рассеяния от аэрозолей на основе измерений, выполненных с помощью самого датчика.

Ключом к коррекции является измерение излучения в двух спектральных каналах в ближней инфракрасной части спектра. Поскольку море

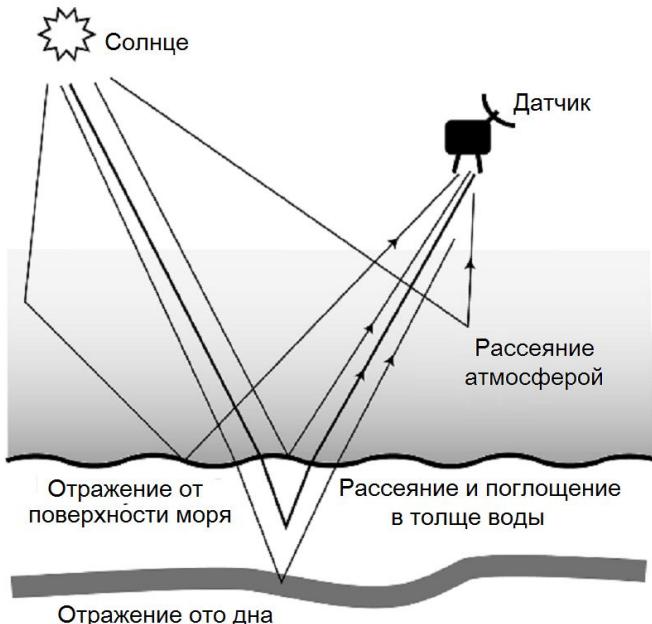


Рис. 11. Факторы, влияющие на свет, приходящий на датчик цвета океана.  
[Робинсон, 2010]

легко поглощает почти всё солнечное излучение ближнего инфракрасного диапазона, падающего на него, любое излучение в этих диапазонах, измеренное в верхней атмосфере должно являться рассеянным в атмосфере или отраженным от поверхности. Этот факт используется при оценке вклада рассеяния на аэрозолях в видимом диапазоне, для пикселей, где излучение воды не равно нулю, и, таким образом, учтено при выполнении коррекции. Таким образом, ближние инфракрасные каналы имеют важное значение при определении цвета океана, хотя необходимо позаботиться, чтобы выбранные диапазоны волн не перекрывались диапазонами поглощения излучения газами.

### *Отражение от поверхностей*

Часть измеряемого сигнала отражается непосредственно от поверхности моря, и не имеет никакой связи с количественным определением состава воды. Если спутник обнаруживает прямое зеркальное отражение от солнца, это отражение будет доминировать над всеми другими частями

сигнала. Солнечный блик препятствует получению информации и его следует избегать, если это вообще возможно, за счёт тщательного выбора геометрии орбиты и ориентации датчика по отношению к солнцу, при этом, наклоняя датчик от солнца, нельзя забывать, что область отражения блика солнца на поверхности моря изменяется в зависимости от волнения.

Отражение от поверхности моря небесного света (то есть, солнечного света уже рассеянного в атмосфере) не избежать. Поэтому оно должно быть учтено в атмосферной коррекции. Это означает, что знание состояния моря (на основе скорости ветра) также необходимо для атмосферной коррекции.

Ещё одной поверхностью, отражение от которой вносит вклад в регистрируемый сигнал, является морское дно. Поскольку солнечный свет довольно быстро затухает с глубиной в морской воде, за счёт, как поглощения, так и рассеяния в толще воды, отражение от морского дна составляет проблему только в случае мелкого моря и ясной погоды. В большинстве случаев это не является проблемой, но может вносить погрешности при интерпретации цветовых изображений тропических, мелководных морей. Значительная прозрачность воды в этих районах приводит к тому, что отражённый от дна сигнал может использоваться для определения либо глубины моря, либо характера морского дна (песок, кораллы, растительность и др.). Однако такое использование датчиков цвета не входит в их назначение и является дополнительным.

### *Получение характеристик вод на основе цвета океана*

Непосредственно цвет моря сам по себе не представляет интереса для большинства учёных. Тем не менее, факторы, которые влияют на цвет океана, такие как присутствие фитопланктона, концентрации пигментов, связанных с первичной продукцией или растворенное органическое вещество, и концентрации взвешенных частиц приобретают всё большее океанографическое значение. Измерения этих свойств могут быть получены на основе анализа цвета воды.

После успешного применения атмосферной коррекции к спутниковым данным цвета океана, результирующее значение представляет оценку исходящего из воды излучения для каждого спектрального канала в видимом диапазоне длин волн, при этом, излучение нормировано, что позволяет уменьшить зависимость от высоты солнца и угла сканирования. Фактически, нормализованное излучение должно соответствовать излучению, кото-

рое датчик мог бы измерить, если его использовать непосредственно над водой в самом низу атмосферы. Это та характеристика, которую человек видит в качестве цвета и яркости моря, игнорируя блики. Основная задача измерения цвета океана методом дистанционного зондирования состоит в выводе количественных оценок состава и концентрации веществ, которые влияют на цвет вод. Фотоны солнца, с присущей им электромагнитной энергией, соответствующей видимому диапазону, входят в водную толщу и, в конечном итоге, взаимодействуют с молекулами морской воды или содержащимися в воде частицами. В результате, фотон рассеивается. В этом случае свет может изменить свое направление, отразиться вверх и покинуть поверхность воды, внося вклад в измерение, или же совсем поглотиться. Вероятность рассеяния или поглощения зависит от длины волны света и вещества, с которым он сталкивается. Молекулы внутри морской воды, как правило, преимущественно рассеивают короткие длины волн света (синей части спектра) и, в первую очередь, поглощают более длинные волны (красный диапазон). Именно поэтому наблюдаемая чистая морская вода с незначительным содержанием примесей оказывается синей.

Пигмент «хлорофилл-а», который находится в фитопланктоне имеет сильный и довольно широкий пик поглощения с центром при 440 нм в синем, но не в зелёном диапазоне цвета. Таким образом, по мере увеличения концентрации хлорофилла, синий свет всё больше поглощается, в то время как зеленый цвет по-прежнему рассеивается, а вода, наблюдаемая сверху, выглядит зеленее. Это факт является основой для многих количественных оценок содержания хлорофилла в морской воде, полученной на основе спутниковых данных о цвете океана. Типичная форма алгоритма для оценки концентрации хлорофилла ( $C$ ) или биомассы фитопланктона является:

$$C = A(R_{550}/R_{490})^B, \quad (3)$$

Где  $A$  и  $B$  - эмпирические коэффициенты, а  $R_{\lambda}$  является коэффициентом отражения (восходящее излучение из моря в сторону датчика, нормированное по принимаемому излучению) в спектральном диапазоне длин волн датчика с центром на  $\lambda$  длине волны.

Это соотношение называют отношением зелёного к синему. Таким образом, в открытом море  $C$  можно оценить с точностью около 30%. Большинство алгоритмов используемых в настоящее время несколько более сложны, чем (3), но по-прежнему тесно связаны с ним. Если данные вы-

борки, из которой получены коэффициенты  $A$  и  $B$ , и т.д. отражают соотношение применимое ко многим морским условиям, то такие алгоритмы могут широко применяться во многих местах.

Другим веществом, которое взаимодействуют со светом и может влиять на видимый цвет моря, является взвешенное вещество (ВВ), которое имеет довольно нейтральное влияние на цвет, кроме случаев сильно окрашенных наносов, и случая органического растворенного органического вещества (CDOM, которое иногда называется “жёлтое вещество“). Жёлтое вещество поглощает излучение синей части спектра. Совместно с хлорофиллом это вещество придает воде зелёный цвет. Однако, поскольку хлорофилл, CDOM и ВВ согласованно варьируются в пределах популяции фитопланктона, зелено-синее соотношение хлорофилла превосходит вклад других составляющих, а содержание каждого из этих веществ может быть определено количественно с помощью алгоритма, схожего с (3), при условии, что фитопланктон является основным фактором цвета помимо самой морской воды. Такие условия описываются как воды 1 типа, и именно для таких условий алгоритмы получения концентраций хлорофилла по спутниковым данным работают наиболее точно.

Однако, если источником ВВ или CDOM является не локальная популяция фитопланктона, а например, речной сток или взмученные донные отложения, то ожидать качественных оценок  $C$  на основе простого соотношения зелёного к синему нельзя. В таких случаях стандартное соотношение работает плохо, если вообще даёт результаты, и тогда становится гораздо сложнее получить интересующие характеристики. Такой случай относят к водам 2 типа. К сожалению, не так просто отличить 1 тип вод от 2 на основе одних только спутниковых данных. Применение стандартного алгоритма к водам 2 типа приводит к ошибкам до 100%. Однако разумно классифицировать все области мелкого моря как случай 2, особенно там, где есть речные и прибрежные стоки или сильные приливные течения, возмущающие донные отложения, за исключением ситуаций, когда натурные исследования подтверждают принадлежность вод к 1 типу.

Примером стандартных продуктов, полученных, в частности, по данным датчика цвета океана, представляющего основные параметры качества воды для Ладожского озера и Невской губы в восточной части Финского залива показаны на рис. 12. Эти данные были получены 8 июля 2011 года по данным спектрорадиометра среднего разрешения MERIS (Medium Resolution Imaging Spectroradiometer) на борту спутника ENVISAT, запущенного Европейским космическим агентством (ЕКА).

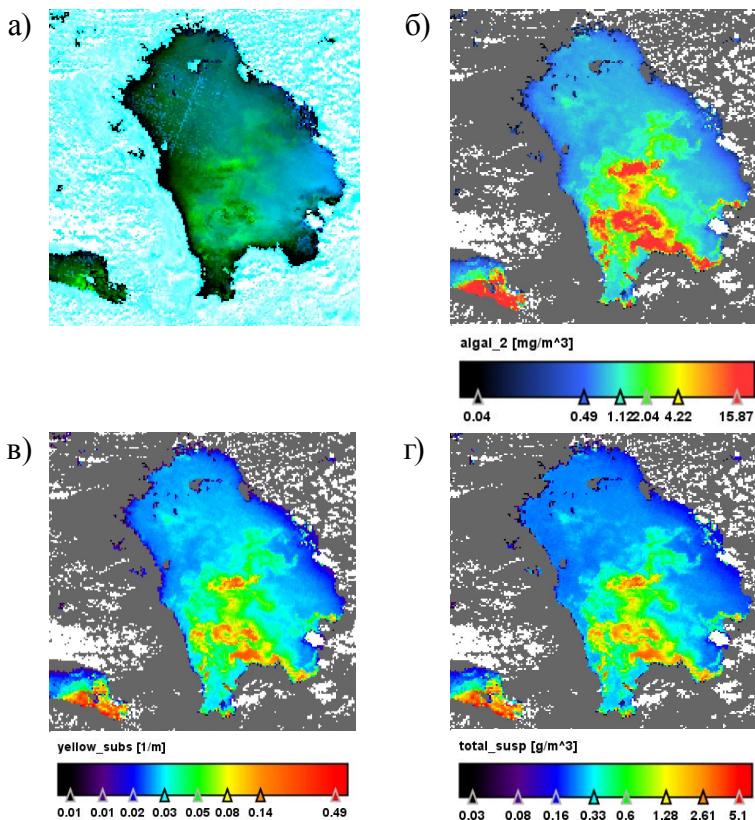


Рис. 12. Пример стандартных продуктов цвета океана, полученных по измерениям Envisat MERIS по Ладожскому озеру и Невской губе принятых 8 июля 2011 года (8:59 по Гринвичу). а) составное изображение цвета, б) пространственная карта концентрации хлорофилла а, в) пространственная карта распределения желтого органического вещества и г) пространственная карта общего взвешенного вещества.

© EKA

Начальные спутниковые данные с пространственным разрешением 1 км (MERIS Изображение пониженного разрешения) были обработаны с помощью программного обеспечения ODESA (Optical Data processor of the European Space Agency – обработчик оптических данных Европейского космического агентства) и визуализировались в Beam Software. Как видно на рис. 12, в южной части Ладожского озера, а также Восточной части Невской губы увеличено содержание всех параметров качества воды – концентрация хлорофилла (рисунок 12, б), желтого органического вещества (рисунок 12, в) и общее содержание взвешенных веществ (рисунок 12, г).

Другим полезным измерением, которое может быть получено на основе цвета океана является оптический диффузный коэффициент ослабления, который, как правило, определяется при определенной длине волны, т.е. 490 нм. Этот коэффициент обратно связан с соотношением зеленый-синий, потому что чем меньше коэффициент затухания, тем глубже свет проникает вглубь до момента рассеивания и тем больше поглощается наиболее длинных волн, что придает водам ещё более синий цвет. Алгоритмы определения коэффициента затухания схожи по форме с 3.1 и несколько менее чувствительны к различиям вод 1 и 2 типов.

## **Измерения температуры поверхности моря с помощью ИК радиометров температуры**

Радиометры, работающие в инфракрасной (ИК) части электромагнитного (ЭМ) спектра, регистрируют излучение, которое термически испускается поверхностью моря [Robinson, 2010]. Измеренное радиометром ИК излучение затем может быть пересчитано для оценки физической температуры воды, потому что существует тесная связь между излучаемым инфракрасным излучением и температурой поверхности моря (ТПМ). Исторически ИК радиометры в основном использовались метеорологами для измерения температуры облаков. Через некоторое время, они оказались полезны для наблюдения пространственной изменчивости ТПМ, связанной с фронтами и вихрями в океане в безоблачных условиях. Сегодня ИК ТПМ измерения регулярно используются для измерения истинной температуры поверхности океана.

Основной проблемой при получении оценок ТПМ ИК-датчиками является, удаление ошибок, внесенных атмосферой и при этом сохранение точности измерений ТПМ в пределах нескольких десятых долей Кельвина. Другим важным вопросом является соотнесение температуры, измеренной из космоса, с температурой, полученной на основе контактных измерений в том же месте.

### *Основные принципы ИК радиометрии*

Все поверхности, включая поверхности океана, естественным образом испускают некоторое излучение. Количество излучения зависит от температуры и увеличивается с увеличением температуры поверхности.

Инфракрасный датчик фиксирует излучение, приходящее на верхнюю

границу атмосферы (ВГА) в конкретных заданных диапазонах (или каналах). Отдельное измерение излучения в каждом канале выражается в виде эквивалентной яркостной температуре чёрного тела, [Robinson, 2010]. Яркостная температура – это температура чёрного тела, при которой чёрным телом (поверхность со 100% излучательной способностью) будет излучаться такое же количество излучения, какое было измерено с помощью радиометра. Для определенной длины волны, излучение чёрного тела определяется уравнением Планка:

$$L(\lambda, T) = \frac{C_1}{\pi \lambda^5 [\exp(C_2/\lambda T) - 1]}, \quad (4)$$

где  $L$  – спектральное излучение в полосе пропускания с центром в  $\lambda$ , восходит от единицы поверхности чёрного тела, на единицу телесного угла ( $\text{Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{ср} \cdot \text{мкм})$ );  $\lambda$  – длина волны (м);  $T$  – температура чёрного тела (К),  $C_1 = 3.74 \times 10^{-16} \text{ Вт} \cdot \text{м}^2$  и  $C_2 = 1.44 \times 10^{-2} \text{ м} \cdot \text{К}$ .

Для оценки излучения, измеренного датчиком на конкретном спектральном канале применяется выражение (4) ко всем длинам волн измеряемого диапазона. Тем не менее, необходимо отметить, что уравнение (4) выражает зависимость излучения от температуры чёрного тела (идеального излучателя), который на самом деле является идеальной теоретической концепцией, но не реальной поверхностью моря.

Излучающие свойства любой реальной поверхности могут быть описаны его спектральной излучательной способностью, которая представляет собой отношение излучения от реальной поверхности при температуре  $T$  (плотность потока восходящего излучения ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ )) к излучению чёрного тела при такой же температуре  $T$ . В ИК части спектра излучательная способность морской воды о очень близка к единице и обычно имеет значение между 0,98 и 0,99. Однако это значение зависит от угла падения (он уменьшается с увеличением угла падения), от состояния поляризации (ближе к 1 при вертикальной поляризации и понижается при горизонтальной поляризации), длины волны (максимальна для 10-11 мкм), скорости ветра (уменьшается с увеличением скорости ветра), и присутствия органических и нефтяных плёнок (снижается с увеличением толщины плёнки).

Рис. 13 показывает форму спектра уравнения (4.1) в ИК-области спектра и его изменение с температурой для диапазона ТПМ. В общем, испускаемое солнцем излучение имеет пик в видимой части спектра. Тем

не менее, для обычной температуры океана (см. рис. 13) излучаемая энергия имеет пик между 9 мкм и 11 мкм, что делает ИК часть спектра оптимальной областью для мониторинга ТПМ.

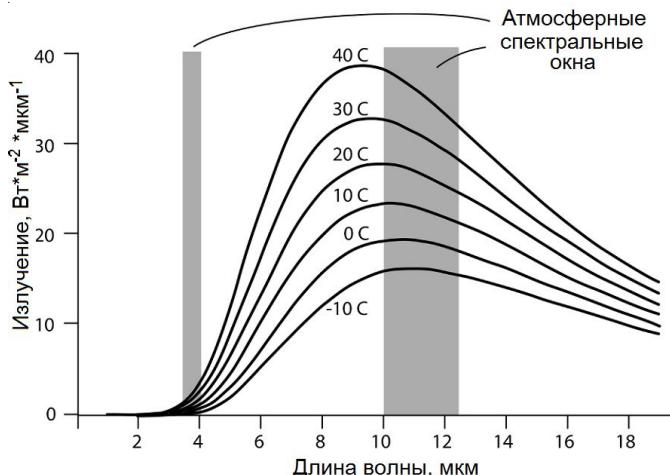


Рис. 13. Спектры излучения черного тела в инфракрасной части ЭМ спектра при температуре от  $-10^{\circ}\text{C}$  до  $40^{\circ}\text{C}$ . Серые полосы - расположение атмосферных окон.  
[Робинсон, 2010]

В общем, ИК приборы для измерения ТПМ обычно функционируют в двух спектральных окнах в диапазонах 3,5–4,1 мкм и 10–12,5 мкм, в которых сигнал слабо поглощается атмосферой. В “атмосферных окнах” (серым цветом на рис. 13) влияние атмосферы на проходящее излучение весьма мало. Диапазон 10–12,5 мкм часто делится на два отдельных диапазона, 10,3–11,3 мкм и 11,5–12,5 мкм. В настоящее время все основные ИК-датчики измерения ТПМ используют эти три канала. Большинство из них дополнительно имеют каналы видимого диапазона для выявления облаков или для картирования снега и льда.

Поскольку коэффициент излучения поверхности моря немного меньше единицы, в суммарной радиации измеряемой датчиком присутствует малая доля, связанная с отражением излучения солнца и неба от поверхности моря. Излучение отраженного неба может быть легко удалено при выполнении атмосферной коррекции. Эффект отраженного солнечного света отличается для разных спектральных окон. В ИК окне 10–12,5 мкм отраженный сигнал солнца ничтожно мал, и этот канал можно использовать как днём, так и ночью. Сигнал в окне 3,5–4,1 мкм, имеет высокую чувстви-

тельность к изменениям температуры поверхности и гораздо точнее, чем в окне 11 мкм, однако в этом диапазоне отраженный солнечный свет вносит большие ошибки, и этот канал в основном ограничивается ночных наблюдениями.

### *Ослабление ИК сигнала атмосферой*

При прохождении сквозь атмосферу начальное излучение моря подвергается влиянию атмосферы. Это происходит даже в относительно чистом воздухе. Основными источниками ошибок являются облака, водяной пар, аэрозоли и другие газы ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  и  $\text{NO}_2$ ). Последние атмосферные составляющие частично и независимо поглощают излучение над морем и переизлучают эту энергию в более холодных температурах. Поглощение энергии и её повторное излучение сильно зависит от концентрации компонентов атмосферы и локальной температуры атмосферы. В общем, поглощение ИК излучения различными атмосферными составляющими отличается очень сильной пространственно-временной изменчивостью, потому что фактическая концентрация различных атмосферных составляющих сильно меняется изо дня в день и от места к месту. Итак, основным действием атмосферы, является уменьшение количества излучения, достигающего датчика, что в результате отражается как более низкие температуры поверхности, записанные бортовым радиометром.

Плотные облака являются совершенно непрозрачными и полностью блокируют ИК излучение от моря, поэтому его легко выявить. Тем не менее, тонкие облака и некоторые малые облака могут составлять сложности, поскольку они снижают кажущуюся температуру моря, и в то же время их довольно сложно выявить. Поэтому их выявление считается важным и сложным этапом выполнения коррекции измерений. Однако, будучи не выявленными, тонкие облака могут привести к относительно небольшому снижению кажущейся температуры моря не отличимой от некоторых физических процессов в море, например, апвеллинга или других низкотемпературных особенностей. Невыявленные облака приводят к недооценке ТПМ и снижению оценки температуры порядка 0,5 К. После процедуры обнаружения облаков, значения ИК-излучения для безоблачных пикселей должны быть исправлены на влияние паров воды в атмосфере, чтобы получить точные значения температуры поверхности моря. Эта процедура называется атмосферная коррекция. Существует целый ряд методик для выполнения этой задачи, однако большинство основаны на том, что ослаб-

ление ИК-излучения, например, водяным паром, отличается в разных диапазонах длин волн. Например, излучение на 10,5 мкм гораздо более чувствительно к водяному пару, чем излучение на 3,7 мкм.

Надёжность процедуры обнаружения облаков для получения точной ТПМ имеет такое же значение, как атмосферная коррекция. В случае если есть некоторая неопределенность в обнаружении облака, соответствующие пиксели должны быть помечены и информация о маркировке должна быть предоставлена вместе с продуктами ТПМ. В общем, обнаружение облака проще в дневное время, когда каналы ИК и видимого диапазонов используются совместно.

### *Интерпретация ТПМ, измеренной со спутников*

Кроме атмосферных эффектов, существует ещё одна проблема интерпретации ТПМ, полученной по спутниковым данным, связанная с термической структурой нескольких верхних метров океана. Основными факторами, создающими приповерхностные вертикальные градиенты температуры являются суточный термоклин и эффект скин-слоя (рис. 14). Суточный термоклин формируется в солнечные безветренные дни. Над суточным термоклином находится слой толщиной около одного метра и с температурой примерно на 1К теплее, чем нижележащие воды. Ночью этот теплый слой исчезает за счёт теплообмена с атмосферой и гравитационного перемешивания. Эффект скин-слоя, полностью независим от суточного термоклина, и заключается в формировании тонкого слоя на поверхности моря (верхняя 1 мм пленка), где температура на несколько десятых Кельвина холоднее, чем воды непосредственно под слоем.

В целом, существует ряд методов измерения ТПМ на разных уровнях приповерхностной термической структуры (рис. 14), каждый из них даёт несколько отличные выборки ТПМ в зависимости от глубины измерения и времени суток.

На практике, важно различать ТПМ скин-слоя – верхние несколько микрон, и субскин-слой ТПМ, который располагается на глубине порядка 1 мм ниже поверхности. Они разделены тонким слоем, где перенос тепла ограничен молекулярной проводимостью из-за подавления турбулентности вблизи поверхности. Субскин-слой обычно на несколько десятых градуса теплее, чем скин-слой. Инфракрасные радиометры измеряют температуру скин-слоя, тогда как микроволновые радиометры, регистрируя излучение от более глубокого слоя, позволяют измерить температуру субскин-слоя.

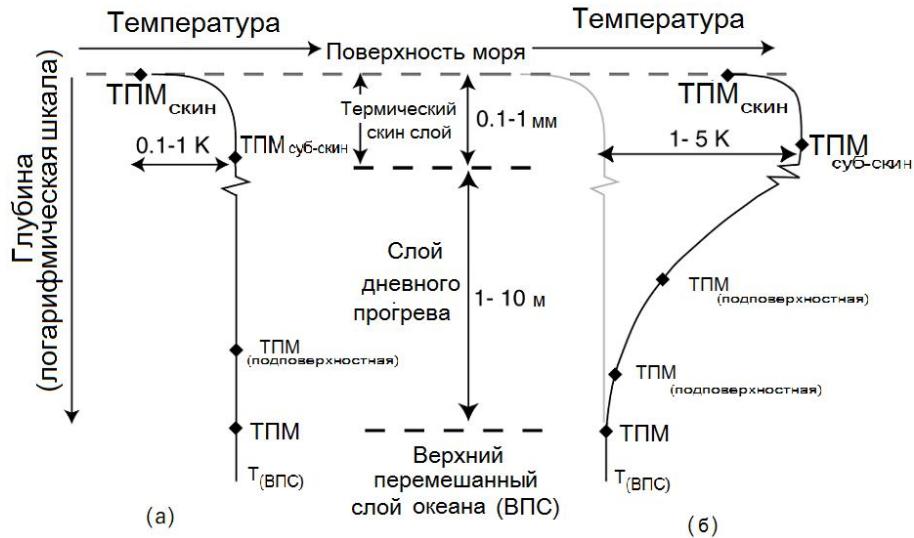


Рис. 14. Характерные профили температуры на поверхности моря в (а) ночных условиях и (б) дневных условиях со спокойным легким ветром и прямым солнечным прогревом. [Робинсон, 2010]

### *ИК данные о ТПМ в применении для морских исследований*

В настоящее время спутниковые ИК измерения ТПМ являются важным источником данных для изучения климата, процессов масштаба морского бассейна, мезомасштабных и даже мелкомасштабных процессов и явлений в прибрежных и открытых частях океана.

В целом, двумерные поля температуры морской поверхности, измеренные космическими ИК-датчиками, позволяют выявить любые процессы, происходящие в океане, которые влияют на температуру тонкого поверхностного слоя моря при условии, что эти воздействия на ТПМ достаточно велики по сравнению с чувствительностью детектора и масштаб процесса превышает пространственное разрешение пикселя.

Тем не менее, наличие облаков сильно ограничивает возможности использования ИК данных о ТПМ в целях мониторинга мезомасштабных и прибрежных процессов, имеющих относительно короткие временные масштабы. В таких условиях любая возможность приведения измерений в безоблачные периоды должна быть использована для изучения вышеуказанных процессов. Хотя данные теплового ИК диапазона о ТПМ предоставляют возможность получить уникальные пространственные детали рас-

пределения ТПМ, проблема облачности также ограничивает оперативное использование измерений космических ТПМ для регионов с постоянной облачностью, например, Балтийское море, где количество безоблачных периодов составляет лишь около 20-30% в течение всего года (Кгээль и др., 2005; Козлов и др., 2012а). Исходя из вышесказанного, наиболее эффективно ИК данные могут быть использованы в сочетании с другими типами данных дистанционного зондирования, обычными измерениями *in situ* и результатами моделирования, заполняющими пробелы в результате облачного покрова.

В целях получения информации об океане ниже верхнего скин-слоя на основе использования данных ИК, необходимо понимать процессы, влияющие на поверхностную температуру. Основные процессы, которые потенциально влияют на температуру поверхности и, следовательно, должны быть рассмотрены при анализе данных ИК о ТПМ, схематически показаны на рис. 15.

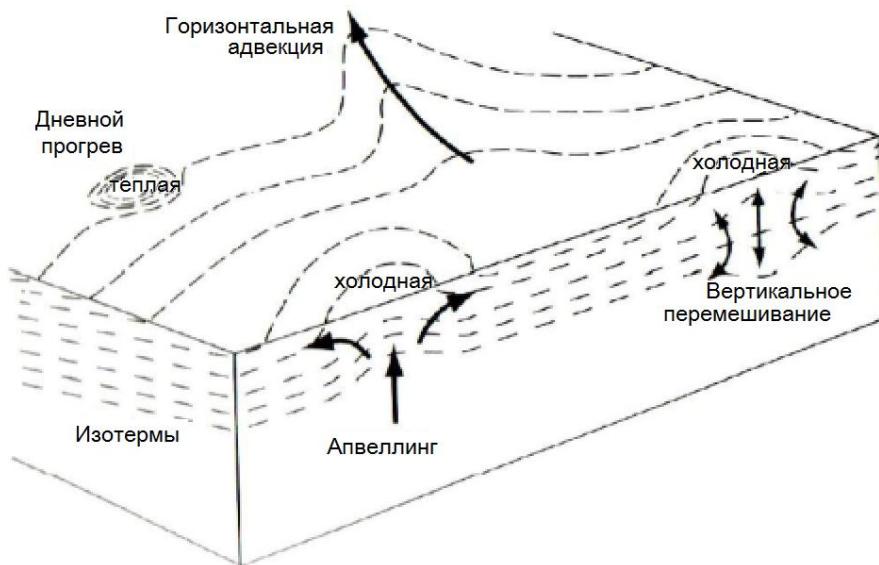


Рис. 15. Местные процессы, которые потенциально могут влиять на пространственное распределение ТПМ. [Робинсон, 2010]

Как показано на рис. 15, пространственные структуры, наблюдаемые в области ТПМ могут быть получены за счёт горизонтальной адвекции водных масс, имеющих различную температуру, например, когда большая

река впадает в океан, или при наличии интенсивного океанического течения, как Течение Игольного мыса или Гольфстрима, которые переносят теплые воды на большие расстояния. Другим важным механизмом влияния на температуру поверхности, является вертикальная адвекция, например, в районе апвеллинга. В таких случаях будет ясно проявляться характерный температурный след поднятой воды, которая всегда прохладнее окружающих вод на поверхности. Пример прибрежного апвеллинга, отражённого в данных ТПМ с датчика MODIS с ярко выраженным следом показан на рис. 16; данные получены в июле 2006 года для ЮВ части Балтийского моря.

Карты ТПМ по MODIS на рис. 16 отображают наличие «узкой» полосы холодных вод, прилегающих к береговой линии (Козлов и др., 2012б). Хорошо видно заметное снижение ТПМ на 12-14 °С между местными и восходящими водами в прибрежной зоне. 17 июля 2006 года (рис. 16, а) фронт апвеллинга подвергается деформации, которая выражается в нескольких поперечных струях, направленных к шельфу, в то время как во время ослабления апвеллинга 27 июля 2006 года (рисунок 16, б), спад ТПМ выражен гораздо слабее, но след апвеллинга на поверхности всё ещё очевиден.

Другим процессом, связанным с подъёмом прохладных вод и влияющим на поверхность моря, и, следовательно, отмеченным на данных спут-

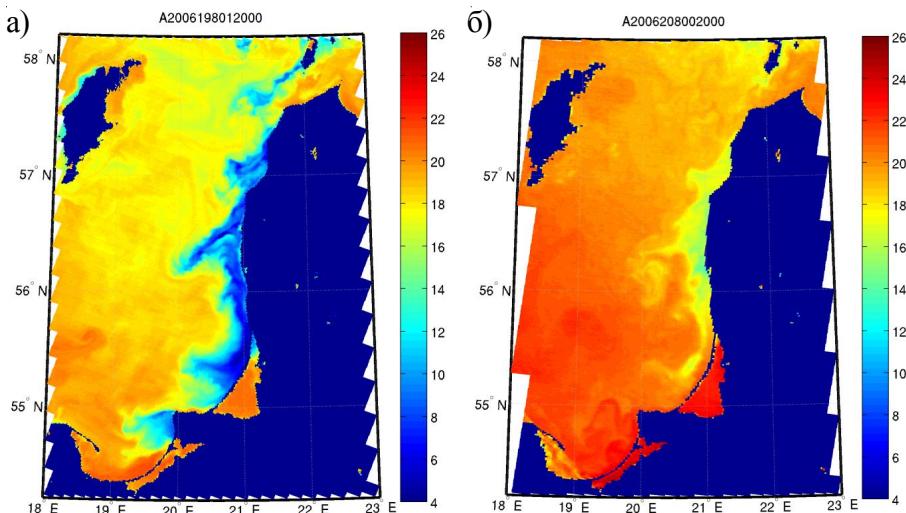


Рис. 16. Прибрежный апвеллинг в ЮВ части Балтийского моря по данным ИК измерений датчиков MODIS о ТПМ в (а) активной стадии своего развития 17 июля 2006 01:20 UTC, и в (б) фазе ослабления 27 июля 2006 года. © НАСА

никового ИК-датчика, является вертикальное перемешивание. Причиной его развития может быть недавний шторм или обрушение внутренних волн в открытом океане, которые обеспечивают энергией для перемешивания. В мелководных шельфовых морях в периоды термической стратификации источниками энергии для вертикального перемешивания являются приливы и умеренные ветра.

Наконец, некоторые особенности распределения ТПМ на изображениях, полученных с помощью спутниковых ИК радиометров, также может быть связано с теплообменом океана и атмосферы через морскую поверхность. Среди наиболее частых явлений, наблюдаемых по данным ТПМ, встречаются участки вод повышенной температуры, которая связана с интенсивным прогревом морской поверхности в условиях слабых ветров в солнечную погоду и при формировании суточного термоклина.

## Микроволновые радиометры

Как было отмечено ранее, излучение в микроволновом диапазоне ЭМ спектра (как и в тепловом инфракрасном) термически излучается поверхностью моря и может использоваться для измерения её температуры. Тем не менее, микроволновая радиотермометрия имеет более широкий спектр использования в океанографии, чем инфракрасный (ИК радиометрия).

В этом спектре можно измерять не только температуру поверхности моря (ТПМ), но и вектора ветра, морской лед, осадки в море, и даже получить солёность поверхности моря (СПМ). Более того, все это достигается независимо от облачного покрова, который является главным преимуществом пассивных микроволновых радиометров (ПМР).

Физические принципы ПМР очень похожи на те, которые используются при работе ИК радиометров. Микроволновые радиометры, работающие на длинах волн от 1,5 мм и до 300 мм (200 ГГц - 1 ГГц) регистрируют тепловое излучение в микроволновой части спектра, естественным образом излучаемого поверхностью моря. Тем не менее, на верхней границе атмосферы (ВГА) микроволновый датчик также получает часть микроволнового излучения атмосферы, часть отраженных от поверхности моря излучений Солнца и атмосферы, а также некоторый сигнал, связанный с радиационным фоном от холодного космоса (рис. 17).

При правильно выбранных длинах волн, атмосферное влияние (поглощение и рассеяние) на микроволновый сигнал минимально. Тем не менее, присутствие воды может сильно ослабить сигнал в частности на

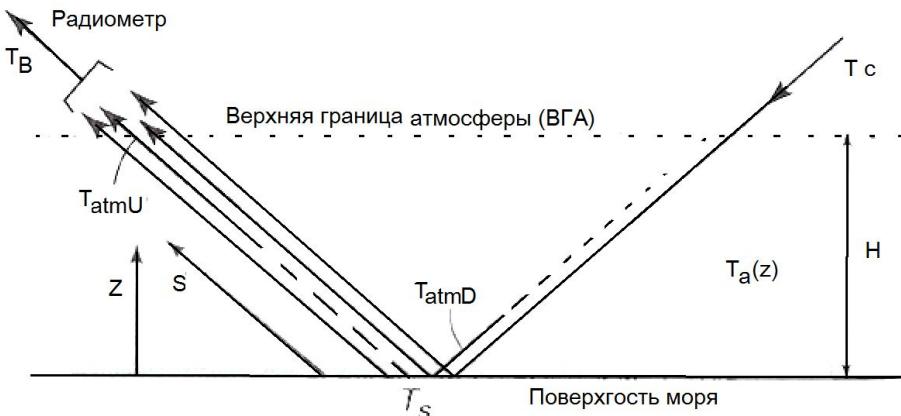


Рис. 17. Вклады в яркостную температуру (ЯТ), измеренные с помощью микроволнового датчика на верхней границе атмосферы (ВГА) от поверхности моря ( $T_S$ ), холодного космоса ( $T_c$ ) и атмосферы ( $T_{atmD} + T_{atmU}$ ).  $T_{atmU}$  является восходящим излучением атмосферы на ВЧА, а  $T_{atmD}$  является нисходящим излучением атмосферы, приходящим на поверхность моря. [Робинсон, 2004]

диапазонах, которые используются для записи вертикальных профилей температуры и влажности в атмосфере.

Способность ПМР видеть сквозь облака, к сожалению, нивелируется грубым пространственным разрешением по сравнению с ИК-радиограммами. Это происходит от того, что тепловое излучение, и, следовательно, микроволновый сигнал, полученный с помощью датчика, слабее ИК сигнала. Для поддержания мощности сигнала выше уровня шумов, поле зрения датчика микроволнового радиометра должно быть значительно шире, что приводит к ухудшению пространственного разрешения. Как правило, разрешение при микроволновом измерении составляет 25-50 км.

### *Физические принципы микроволновой радиометрии*

Микроволновое излучение, испускаемое поверхностью, часто называют яркостной температурой по аналогии с ИК яркостной температурой. Но в микроволновом диапазоне излучение  $\xi$  поверхностью моря меньше 0,5 (в отличие от тепловой ИК-области, где  $\xi$  близко к 1). Коэффициент излучения сильно зависит от угла между направлением измерения и наклоном поверхности, диэлектрической проницаемости морской воды и температуры. Поскольку диэлектрическая проницаемость в свою очередь зависит от температуры, зависимость яркостной температуры микроволново-

вого диапазона от температуры субсキン-слоя не является линейной. Кроме того, излучение может измениться, если изменятся среднее квадраты уклона поверхности или поверхностная соленость, даже если температура останется постоянной. Хотя такая зависимость является недостатком для измерения температуры, она открывает возможность использования микроволновых радиометров для определения шероховатости поверхности моря и солёности. На рис. 18 приведены различные факторы среды, влияющие на эмиссию микроволнового излучения с поверхности моря и его прохождения через атмосферу.

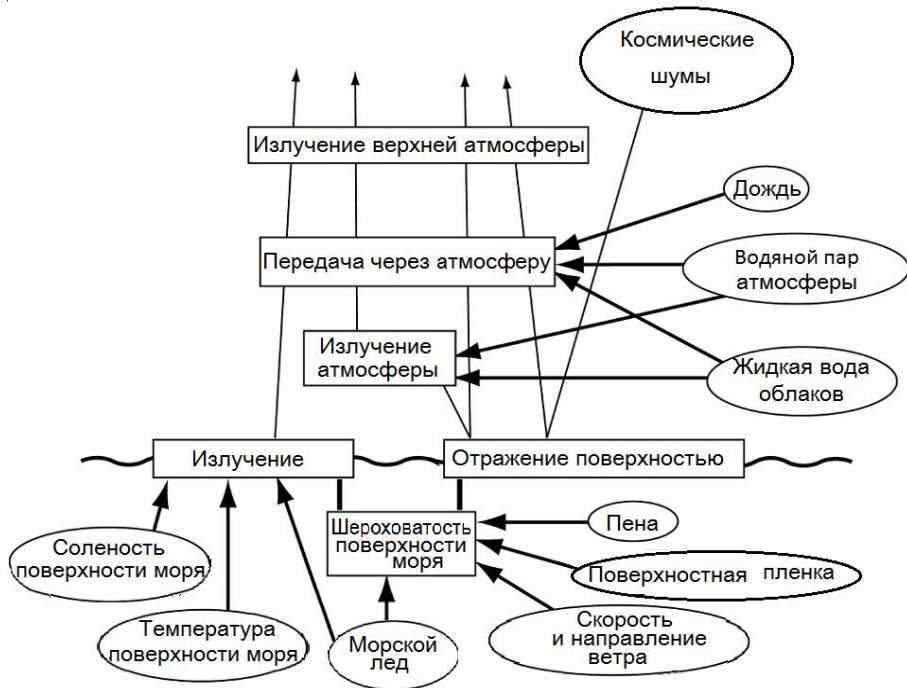


Рис. 18. Схематическое изображение основных факторов среды, влияющих на эмиссию микроволнового излучения с поверхности моря и его прохождения через атмосферу.  
[Робинсон, 2004]

### Особенности микроволновых радиометров

Микроволновые радиометры являются пассивными устройствами измерения мощности непрерывного электромагнитного излучения, приходящего на их детекторы. Они производят измерения в определенных узких

полосах частот, а некоторые из них способны измерять отдельно излучение различной поляризации. Пространственное разрешение для ПМР на один – два порядка ниже, чем для ИК радиометра. Из-за плохой фокусировки, можно полагаться на надежность микроволновых радиометров на пространствах масштаба примерно 100 км.

### *Получение геофизических значений по данным микроволновых радиометров*

Из измерений ПМР яркостной температуры можно выявить различные вклады таких характеристик, как ТПМ, шероховатость поверхности, соленость, а также получить оценки содержания воды в атмосфере, потому что каждый из этих факторов по-разному влияет на сигнал на различных микроволновых частотах. Например, ТПМ дает наибольший вклад в диапазоне волн между 6 ГГц и 11 ГГц, а последствия изменения солёности наблюдаются только на частотах ниже 3 ГГц. Шероховатость поверхности вносит вклад на частотах 10 ГГц и выше, а также зависит от поляризации. Таким образом, многочастотный и многополярностный радиометр может, в общем, быть использован для измерения ТПМ, приземного ветра, и осадков. Получение интересующих океанографических характеристик, в общем, основывается на использовании эмпирических алгоритмов, разработанных при сопоставлении наблюдений в точке и спутниковых данных [Robinson, 2004 ].

Отображение морского льда является ещё одним важным применением ПМР. Ключевым фактором здесь является то, что микроволновая излучательная способность, а следовательно, и яркостная температура льда и снега выше, чем у поверхности моря. Рис. 19 показывает концентрацию морского льда в Арктике, полученную по данным радиометра AMSR -E с помощью алгоритма определения морского льда Artist (Spreen и др., 2008).

### **Радары. Альтиметрия. Скатеррометрия. Радары синтезированной апертуры**

#### *Введение в радары*

Радары являются активными микроволновыми устройствами, которые используют энергию в виде ЭМ волны в микроволновой части спектра,

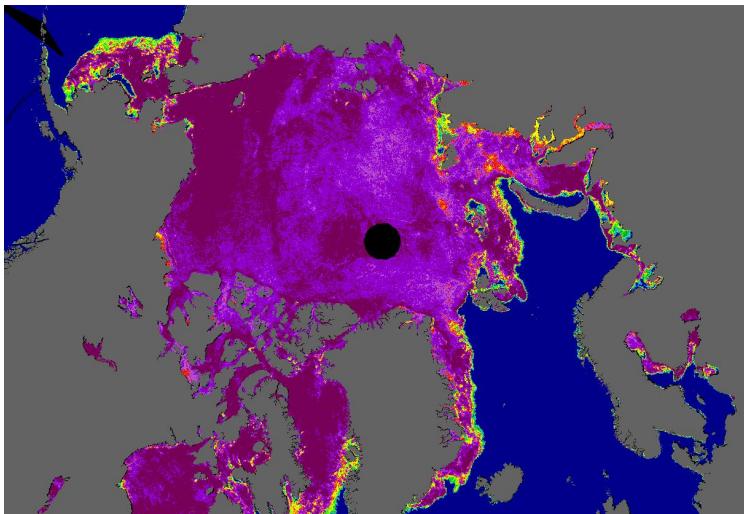


Рис. 19. Карта концентрации морского льда над Арктикой по данным AMSR-E микроволнового радиометра. © Бременский университет

чтобы генерировать и излучать импульсы, направленные в сторону поверхности моря, а затем измерять отраженное эхо. Они работают, как правило, между Р-диапазоном около 300 МГц и К-диапазоном около 30 ГГц. При этом микроволновое излучение направляется в сторону поверхности Земли, либо непосредственно вниз под датчик, в случае надирных радаров, либо под углом.

Применение радаров зависит от характера импульса, который излучается, а также от того, какие свойства отраженного импульса измеряются (рис. 20). Оценка времени на возвращение импульса после отражения от поверхности моря позволяет оценить расстояние между радаром и точкой отражения импульса. Для радаров, направленных в надир, эта характеристика позволяет оценить высоту поверхности моря. Этот тип радара называется высотомер или альтиметр. Для радаров бокового обзора возвращающийся импульс растягивается по времени в соответствии с расстоянием до точки отражения.

Величина и поляризация отраженного импульса зависят от свойств поверхности моря, и в наибольшей степени, они являются мерой шероховатости поверхности. Радары бокового обзора, измеряющие рассеянный назад сигнал (также их называют радарами обратного рассеяния) классифицируются на две категории. Первые измеряют среднее обратного рассея-

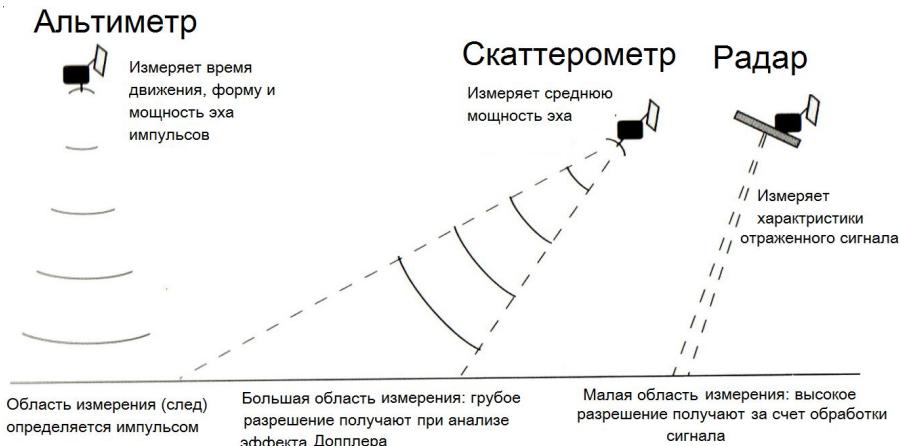


Рис. 20. Различные типы радаров, используемых для наблюдения Земли.  
[Робинсон, 2004]

ния по широкому полю обзора; они называются скаттерометры, и используются, в основном, для измерения скорости и направления ветра. Вторые – имеют значительно более точное разрешение, позволяют построить изображение наблюдаемой поверхности. Они обеспечивают карты шероховатости поверхности моря, способны визуализировать множество мелких и мезомасштабных явлений на поверхности океана.

Для надирных радаров, форма возвращенного импульса содержит информацию о статистическом распределении высоты поверхности в пределах зоны наблюдения, и, следовательно, позволяет определить высоты океанских волн.

В общем, радары для измерения океана часто рассматривают как все-погодные независимые датчики, для которых атмосферные эффекты не-значительны. И хотя вполне верно, что радары не ограничены наличием облачности, так мешающей в ИК и видимом диапазонах, однако некоторые атмосферные эффекты все же влияют на сигнал некоторых микроволновых под-диапазонах.

### *Получение океанографических характеристик на основе данных об обратном рассеянии*

Величина радиолокационного эха, отражаемого от поверхности моря, называется нормализованным обратным рассеянием, и обычно обознача-

ется символом  $\sigma_0$ . После калибровки данные с радаров приводят к виду  $\sigma_0$ , либо в виде единого среднего для данного поля зрения, либо как массив множества отображений поверхности моря. Значение  $\sigma_0$  зависит от шероховатости поверхности и, в частности, от амплитуды коротких волн на поверхности моря, распространяющихся в направлении наземного трека радара и имеющих длину волны  $n\lambda / (2\sin\theta)$  – где  $n$  принимает значения 1, 2, и т.д.;  $\lambda$  – длина волны излучения радара; и  $\theta$  – угол наклона радара. Это выражение – резонансный механизм Брэгга, который показывает, что величина эха зависит от частоты излучения радара, т.е. при излучении на различных частотах с одинаковой поверхности и при одном угле наклона радара будем получать различные значения

Рис. 21 схематично иллюстрирует, как  $\sigma_0$  меняется в зависимости от угла падения в различных условиях ветра или состояния моря. Особенность  $\sigma_0$  заключается в том, что существуют три диапазона угла падения, при которых изменение  $\sigma_0$  будет различным. При низких углах падения (а) зеркальное отражение преобладает. В условиях очень спокойного моря при угле падения около  $0^\circ$  получаем очень мощное эхо, которое слабеет с

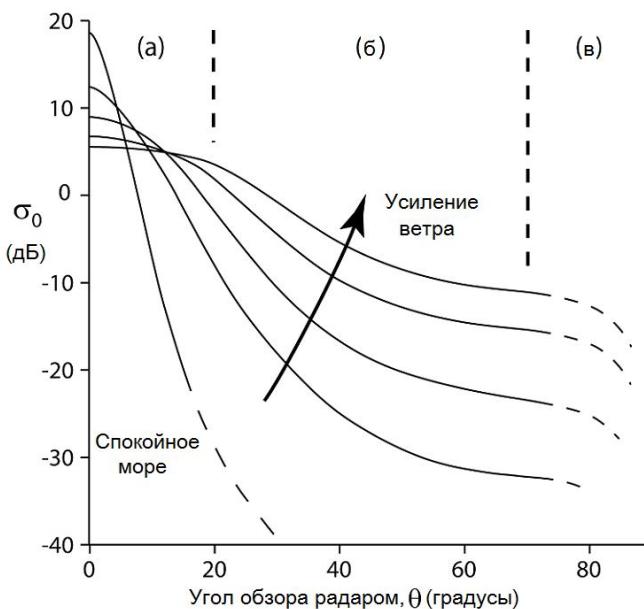


Рис. 21. Схема зависимости обратного рассеяния от угла наблюдения и состояния моря.

Кривые показывают характерные  $\sigma_0$  при различных ветрах. [Робинсон, 2004]

увеличением этого угла. В условиях небольшого волнения при умеренных ветрах, эхо зондирования в надир дает несколько более слабый сигнал, но этот сигнал гораздо медленнее убывает с увеличением угла, что позволяет в пределах нескольких градусов от нормали получать гораздо более мощное эхо, чем от абсолютно гладкой поверхности. В условиях сильного волнения эхо при зондировании в надир еще слабее, но совсем слабо убывает при изменении угла зондирования. Таким образом, шероховатость поверхности влияет на значение нормализованного обратного рассеяния. В центральной области диаграммы (б) представлены зависимости для диапазона углов падения  $20^\circ$ - $70^\circ$ , которые являются стандартными для большинства радаров бокового обзора. Для данного  $\sigma_0$  увеличивается с увеличением шероховатости моря, в то время как наблюдается почти линейное снижение  $\sigma_0$  с увеличением угла обзора, за исключением состояния спокойного моря, для которого  $\sigma_0$  изначально весьма мало. Наконец, при углах падения более  $70^\circ$  (в) значение снижается очень быстро с увеличением, достигая очень низких значений при «скользящем» зондировании с углом падения, стремящимся к  $90^\circ$ . Благодаря особенности зависимости от состояния моря, хотя и различного при разных диапазонах угла обзора, обратное рассеяние представляет особый интерес для морских исследований.

Следует отметить, что на практике  $\sigma_0$  зависит также от других параметров, таких как частоты и поляризации, так что рис. 21 не претендует на численную точность.

### *Альтиметрия*

Спутниковый альтиметр – радар, который испускает регулярные импульсы непосредственно в направлении поверхности земли (в надир) и регистрирует время прохода сигнала, величину и форму каждого отраженного сигнала. Время в пути является существенным измерением альтиметров, которое необходимо для определения топографии поверхности океана в масштабах, превышающих 100 км. Топография поверхности океана содержит информацию о динамических и геофизических процессах и явлениях в океане. При способности измерить время с точностью до доли секунд, тогда, зная скорость света, расстояние может быть рассчитано с разрешением 1 см. Однако, необходимо внести исправления скорости на прохождение импульса через ионосферу и атмосферу, и на задержки, связанные с отражением от неровной поверхности моря (Chelton и др., 2001). Считается, что для достижения точности измерения расстояния до 1 см, необ-

ходимо использование как минимум двухчастотного альтиметра (для определения преломления ионосферой) и трёхканального микроволнового радиометра (для определения содержания пара в атмосфере).

Сенсоры альтиметров не предоставляют изображений. Они обозревают в один момент времени всего одну точку в надире под спутником, во время чего производится измерение расстояния между спутником и поверхностью моря вдоль линии трека. Поэтому пространственная и временная характеристики выборки полностью зависят от точности выбора цикла и орбиты спутника. Для альтиметрических миссий спутников TOPEX/Poseidon (T/P) и Jason выбран период повторения около 10 суток, хотя для других высотометров время между повторным измерением колеблется и составляет 3 дня, 17 дней, 35 дней, и больше. Чем больше интервал между повторными измерениями, тем мельче пространственная сетка выборки. Как правило, данные топографии собираются в течение некоторого времени и интерполируются на географическую сетку с целью создания “изображений”, которые сопоставимы с глобальным изображением ТПМ или композитными изображениями хлорофилла в океане, хотя метод создания таких карт совершенно иной.

Само по себе, знание о расстоянии между поверхностью океана и спутником имеет ограниченную ценность. Рис. 22 показывает, какая ещё необходима информация, для получения полезных океанографических характеристик. Прежде всего, когда известна высота спутника  $H_{\text{sat}}$ , по отношению к опорному уровню, то можно получить высоту моря  $h$ , относительно опорного уровня. За опорный уровень принимают поверхность стандартного эллипсоида, который определяется в системе отсчёта, неподвижной

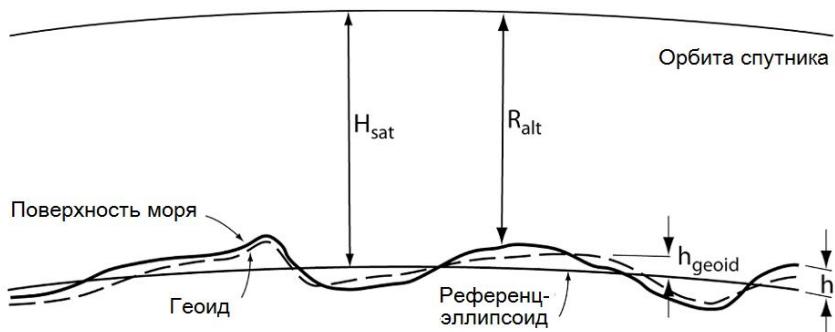


Рис. 22. Отношения между различными расстояниями, используемыми в альтиметрии. [Робинсон, 2004]

относительно вращающейся Земли. Его выбирают в соответствии с приблизительной формой Земли на уровне моря, и, таким образом, обеспечивают удобную привязку для измерения всех других высот.

Несколько физических факторов вносят вклад в  $h$ , которую называют топографией поверхности океана. Первым фактором является распределение силы тяжести на Земле, которое представлено геоидом, на высоте над референц-эллипсоидом на рис. 22. Геоид является эквипотенциальной поверхностью, на среднем уровне моря, который отображает характеристики гравитационного поля Земли, которое, в свою очередь, включает ускорение вращения Земли и гравитацию толщи земной коры, самого океана и атмосферы. По определению геоид нормален по отношению к направлению действия силы тяжести, и если бы океан был повсюду в стационарном равновесии относительно Земли, его поверхность определяла бы геоид.

Другим фактором, который вносит вклад в  $h$  – это  $h_{tide}$ , что представляет мгновенное приливное смещение морской поверхности относительно усредненного среднего положения поверхности океана, с учетом прилива земной коры. Третий фактором является местная реакция океана на распределение атмосферного давления над океаном  $h_{atm}$ , которое описывается эффектом обратного барометра, при котором повышенное давление на 1 мбар снижает на 1 см уровень моря. Последним фактором является смещение поверхности моря  $h_{dyn}$ , связанного с движением вод, которое называют динамическим рельефом океана. Таким образом:

$$h = h_{dyn} + h_{geoid} + h_{tide} + h_{atm}. \quad (5)$$

Наибольшее значение динамическая топография представляет для моделирования океана, поскольку она содержит информацию о циркуляции вод. Переписав (5) и подставив  $h = H_{sat} - R_{alt}$ , получаем:

$$h_{dyn} = H_{sat} - R_{alt} - h_{geoid} - h_{tide} - h_{atm}. \quad (6)$$

Точность позиционирования и измерения динамической высоты моря зависит не только от самого альtimетрического измерения, но и от других четырех членов в (6). Для специальных миссий измерения высот, спутники позиционируются на высоте около 1340 км, где сопротивление атмосферы минимально, при этом высоту орбиты спутника, сейчас можно опре-

делить с точностью до 2 см, используя комбинацию лазерных и СВЧ устройств слежения и при помощи моделирования орбиты на основе точных данных о гравитационных полях. Вклад приливных явлений оценивается при многоразовом повторе измерений вдоль трека на основе приливного анализа записей высотомера, охватывающих несколько лет. Поскольку приливные частоты очень точно известны, то положение поверхности под действием каждой компоненты может быть оценено в открытом океане с точностью более 2 см, даже если интервал повторного измерения составляет около 10 дней и превышает большинство приливных периодов. Для этого необходимо избегать того, чтобы точный период цикла спутника не совпал с одной из приливных составляющих. По этой причине избегают использования солнечно-синхронной орбиты, которая совпадает с приливным сигналом S2 (солнечные полусуточные приливы). Для шельфовых морей, где приливы очень высоки и подвержены сильным изменениям на коротких расстояниях, исключить приливные составляющие не так просто, поэтому оценка динамической высоты в прибрежных морях мирового океана менее точна. Коррекции атмосферного давления основаны на результатах расчётов моделей атмосферной циркуляции.

### *Оценка отклонения высоты поверхности моря*

Поскольку по сей день положение геоида хоть и было измерено независимо, однако не отличается точностью, поэтому океанографам приходится использовать измерения, представляющие сумму  $h_{dyn} + h_{geoid}$ . При этом, характерный масштаб пространственной изменчивости  $h_{geoid}$  измечается в десятках метров, что примерно в 10 раз больше, чем у  $h_{dyn}$ , поэтому до недавнего времени среднее топографии океана по результатам измерения альтиметров представляло наиболее точную оценку геоида для геофизических исследований.

Тем не менее,  $h_{geoid}$  почти не меняется со временем, по крайней мере, меняется настолько медленно, что его невозможно определить с помощью альтиметров в течение десятков лет. В то же время, временная изменчивость сравнима по величине со средним высоты, и изменяется в пределах метров за несколько месяцев. Поэтому переменная во времени составляющая называется аномалией высоты поверхности моря, SSHA (sea surface height anomaly), а может быть отделена по простым вычитанием из суммы высота поверхности моря осредненного за многие циклы спутника. Для получения средней высоты поверхности моря необходимо обеспечить

повторяемость измерений с точностью до километра, а данные каждого 10-дневного цикла должны накапливаться в течение нескольких лет. По этой причине важно, чтобы новые альтиметры следовали в точности по такой же орбите, что и их предшественники, таким образом, чтобы среднее значение топографии поверхности моря ранних и новых альтиметров можно было использовать совместно. Тогда SSHA можно рассчитать, начиная с первого пролёта нового альтиметра, без потери времени на накопление данных для построения новой средней топографии. Важно помнить, что SSHA, которая широко используется для океанографического анализа и ассимилируется в динамические модели океана, не содержит никакой информации о динамической высоты океана, связанного со средней циркуляцией океана. Глобальные карты SSHA совершенно не отображают динамические характеристики топографии сильных океанских течений, за исключением активности вихревых структур, которые проявляются наиболее интенсивно в местах образования меандров основных течений.

В данный момент в работе находятся три типа альтиметров; они перечислены в табл. 3, с информацией по их работе, орбите, продолжительности циклов повтора измерений и оценочной точности (среднеквадратичное отклонение) из осредненного продукта SSHA. Серия альтиметров Т/Р – Jason является совместным французско-американским проектом – посвященным измерениям высоты, при расположении спутников на высокой не-солнечно-синхронной орбите. В отличие от серий Geosat и ERS, которые находятся на более низких солнечно-синхронных орбитах, для которых точность определения самой орбиты гораздо ниже. Однако, поскольку эти спутники пересекают наземные треки друг друга, представляется возможным улучшить точность определения их орбит за счёт длительного перекрестного сравнения измерений со значениями, полученными с орбит Т/Р или Jason, которые оцениваются значительно точнее (Le Traon и др., 1995.; Le Traon и Ogor, 1998). Точность, указанная для SSHA достигается только после выполнения этой процедуры, иначе точность определения высоты поверхности миссиями ERS и Geosat была бы значительно ниже. Значение оценки ошибок альтиметра во многом зависит от временного и пространственного масштаба, на которых эта ошибка определяется, и, поэтому к оценке ошибки следует относиться с осторожностью. Меньшие ошибки присущи большим масштабам осреднения по пространству и времени, но польза данных SSHA осредненных по большому пространству и за длительный период времени значительно меньше, особенно в контексте оперативной океанографии.

Таблица 3

**Современные носители и приборы альтиметрии. [Робинсон, 2010]**

Альтиметр	Агентство	Dates	Высота	Орбита	Точность Ср.кв. откл.
TOPEX/Poseidon	NASA/CNES	1992–2005	1,336 км	9.92 дней/цикл Не гелиосинхронная	2–3 см
Poseidon-2 on Jason-1	NASA/CNES	2001– по наст.вр.	1,336 км	9.92 дней/цикл Не гелиосинхронная	~2 см
Poseidon-3 on Jason-2	NOAA/ NASA/CNES Eumetsat	Июнь 2008 - по наст.вр.	1,336 км	9.92 дней/цикл Не гелиосинхронная	~2 см
Альтиметр [A] на на ERS-1	ESA	1991–2000	780 км	3 & 35 дней/цикл Гелиосинхронная	~5–6 см
A на ERS-2	ESA	1995–2003	780 км	35 дней/цикл Гелиосинхронная	~5–6 см
A на Envisat	ESA	2002–2012	800 км	35 дней/цикл Гелиосинхронная	3 см
Geosat	U.S. Navy	1986–1989	800 км	17.05 дней/цикл Гелиосинхронная	10 см реанализ
Geosat Follow-on	U.S. Navy	2000– по наст.вр.	880 км	17.05 дней/цикл Гелиосинхронная	~10 см

Продукты данных альтиметрии в первую очередь представлены вдоль трековыми значениями SSHA, скоростью ветра (определяется из высоты пика эхо-сигнала), и высоты волны (по форме импульса). Эти продукты 2 уровня получены ежесекундным измерением вдоль трека, и содержатся в разделе геофизических данных – (Geophysical Data Record (GDR), который также включает вспомогательную информацию о различных применяемых поправках. В то время как каждое агентство публикует GDR для собственного альтиметра, в целях исследований наиболее полезными могут оказаться данные прошедшие перекрестное сопоставление между различными высотомерами, которое выполняется регулярно. Эти данные получены при помощи системы комбинации и унификации данных (Data Unication and Combination System (DUACS), и, соответственно, называются – DUACS. При этом гарантируется минимальное, смещение между SSHA с различных спутников, если невозможно совсем компенсировать смещение.

Данные также собираются в течение определенного периода времени, которое связано с интервалом повтора орбиты и переносятся на  $1/3^\circ \times 1/3^\circ$  Меркаторскую сетку. Информация о картированных продуктах различается в соответствии с учреждениями, производящими продукцию.

*Характеристики течений по данным отклонения  
морской поверхности*

Чтобы оценить изменчивость поверхностных течений во времени, используются геострофические уравнения:

$$\begin{aligned} fv &= g \frac{\partial h_{SSHA}}{\partial x} \\ fu &= -g \frac{\partial h_{SSHA}}{\partial y}, \end{aligned} \quad (7)$$

где  $(u, v)$  – восточная и северная компоненты скорости геострофического течения;  $f$  – параметр Кориолиса;  $g$  – является ускорением свободного падения, а  $x$  и  $y$  – расстояния по восточной и северной проекции, соответственно.

По измерениям одного пролета можно определить составляющую течения, направленную поперек трека, а в точке пересечения треков появляется возможность оценить полный вектор скорости. Как видно, уравнение (7) предполагает наличие геострофического баланса, однако, если это условие нарушено, то возникают ошибки при оценке скоростей течений. Однако, время подстройки течений к выполнению геострофического баланса происходит менее чем за половину маятниковых суток. Таким образом, осреднённые по времени и пространству SSHA карты, полученные по всем трекам, выполненным в течение одного цикла (10, 17 или 35 дней в зависимости от альтиметра) представляют собой хорошее приближение к геострофической поверхности, на основе которых могут быть получены поверхностные геострофические течения. Следует обратить внимание, что ближе к экватору SSHA не может интерпретироваться непосредственно в терминах поверхностных течений, так как здесь очень мало и геострофические уравнения (7) не могут быть применены.

## *Перспективы применения альтиметрических данных*

В относительно недалеком будущем можно надеяться, что недостаток информации о геоиде будет восполнен. Необходима разработка методов, которые позволяют определить форму геоида без использования спутниковой альтиметрии, но при этом проводить измерения гравитационного поля Земли со спутников. Как Эксперимент по определению гравитационного поля и климата (Gravity Recovery And Climate Experiment (GRACE)), так и проект Исследование циркуляции океана и гравитации (Gravity and Ocean Circulation Explorer (GOCE)) были запущены в середине 2009 г. с целью измерений элементов гравитационного поля, по которым можно геоид уровня моря. Требуемую точность до 1 см по данным проекта GRACE можно получить только для масштабов, значительно превышающих несколько сотен километров, но есть надежда, что GOCE удастся добиться разрешения около 100 км. Это позволит получать характеристики стационарных океанических течений, на основе архивных альтиметрических данных и значительно улучшит возможности использования альтиметрических данных в режиме близком к оперативному.

В преддверии возможного появления высококачественной, независимой карты геоида от GOCE, был получен гибридный продукт средней динамической топографии (СДТ (MDT)) (Рио и Эрнандес, 2004), используя следующий подход: абсолютным значением динамической топографии поверхности моря, является сумма SSHА и MDT. В конце концов, MDT должна точно определяться путем вычитания независимо определенного из среднего положения поверхности моря (MSS). Эта задача была решена для приблизительного геоида GRACE03S, описанного сферическими гармониками 30 степени, что означает, что оценка геоида содержит мало полезной информации об изменчивости геоида в масштабах менее 400 км, но достаточно хорошо описывает его при масштабах выше 660 км. Для повышения точности MDT на малых масштабах, модель геоида была привязана к данным, полученным при натурных наблюдениях установившихся течений с помощью решения обратной задачи. Данные измерений в точке были получены от буев программы WOCE–TOGA, с поправкой на мезомасштабную изменчивость с использованием совпадающих по времени SSHА. Сравнение с скоростями течений независимыми наблюдениями показало, что средняя квадратическая ошибка, в целом меньше 13 см/с. На основе MDT создается другой продукт, называемый абсолютная динамическая топография (АДТ (ADT)) ( $ADT = MDT + SSHA$ ), из которых абсол-

лютные скорости течений можно получить, используя обычное уравнение геострофического баланса, т.е уравнение (6.3) с заменой  $h_{SSHA}$  на  $h_{ADT}$

### *Измерение значимой высоты волнения по данным альтиметра*

Во время измерения времени затраченного на отражение импульса, альтиметр отслеживает форму переднего фронта эха, при этом форма фронта позволяет сделать хорошую оценку значимой высоты волны,  $H_{1/3}$ , по площади, от которой отражается импульс. При отражении от идеально ровной, спокойной поверхности, отраженный фронт имеет очень чёткую форму. При наличии больших волн, до нескольких метров в высоту, отражённый сигнал начинает расти раньше, так как первые эхо-сигналы приходят от гребней, но на достижение максимума эхо-импульса требуется больше времени, это время на достижение сигналом впадин между волн. Передний фронт эха формируется функцией, зависящей от среднеквадратической высоты океанской волны, поэтому при сопоставлении наблюдаемой формы и формируемой функции легко получить оценку  $H_{1/3}$ . Этот метод предоставляет достаточно точные измерения  $H_{1/3}$  в течение более 20 лет по данным разных высотомеров (Cotton и Carter, 1994) и, при сравнении с данными буев показывает среднеквадратичное отклонение только 0,3 м (Gower, 1996), что является пределом точности измерений буев.

### *Скаттерометры*

Скаттерометры представляют наимпростейший тип радаров используемых для дистанционного зондирования. Это радар бокового обзора, установленный на борту самолета или спутника и развернутый в сторону моря с углом измерения между  $20^\circ$  и  $70^\circ$ . Приёмник просто измеряет обратное рассеяние мощности в поле зрения в целях определения. При этом не предпринимается попытка сохранить информацию о фазовом изменении после трансформации отраженного сигнала. Поэтому не представляется возможным определить размер или направление и невозможно построение изображения с высоким разрешением. Скаттерометр измеряет среднее излучение на большой площади моря (с пространственным разрешением обычно 20-50 км) и эти данные используются для оценки скорости ветра.

Интерпретация измерений скаттерометром обратного рассеяния зависит от эмпирически полученной модели взаимосвязи между скоростью ветра, углом измерения, и направлением ветра по отношению к РЛС. Пос-

кольку измеряется в каждой точке на земле как минимум дважды, (см. рис. 23), и при этом измерение проводится с разных направлений, то, в принципе, полученной информации достаточно, чтобы получить оценку скорости и направления.

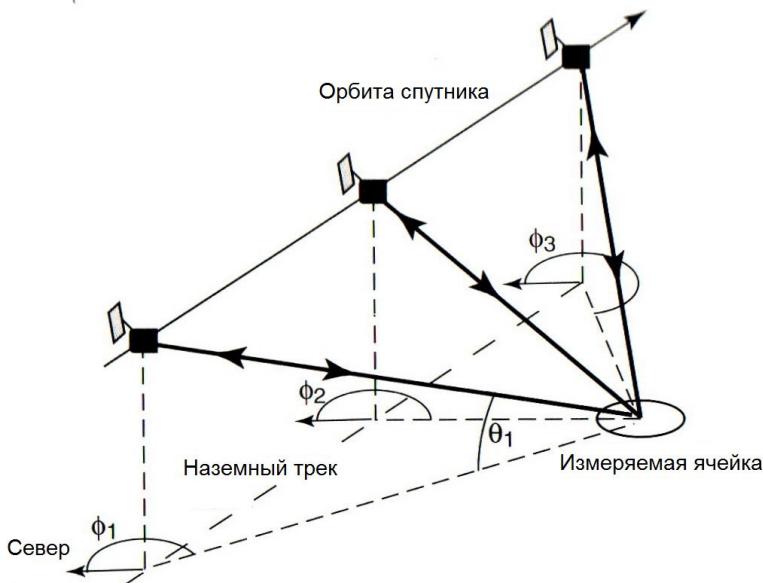


Рис. 23. Изменение скаттерометром в нескольких направлениях.  
[Робинсон, 2010]

Наибольшая неопределенность при измерении скорости ветра скаттерометром, возникает в условиях слабых ветров, поскольку слабый сигнал обратного рассеяния перекрывается шумами, кроме того, слабые ветра имеют тенденцию к частой смене направления. Однако определение характеристик слабых ветров имеет малое значение для применения в метеорологии и океанографии. Проблема измерения сильных ветров, заключается в сложности получения натурного измерения, которое необходимо для того, чтобы удостовериться, что функции связи и характеристик ветра точны для условий сильных ветров.

На сегодняшний день, скаттерометры применяются в качестве оперативных инструментов, используемых метеорологами как источник реальной информации о глобальном распределении ветра, и необходимый прибор для мониторинга динамики тропических циклонов и ураганов. Океанографы также стали полагаться на данные скаттерометра в моделиро-

вании атмосферного воздействия на океан. Скаттерометры используются для обеспечения оперативных метеорологических измерений и имеют продолжительность выборок, охватывающих около 1500 км, а также они способны просматривать всю поверхность мирового океана два раза в течение двух дней. Поскольку оперативные системы разработаны для прогнозирования состояния океана, они полагаются на данные скаттерометров в плане обеспечения данными в режиме близком к реальному времени, например для модели распространения разлива нефти или модели прогнозирования волнения.

Пример карты приповерхностного поля ветра в северной части Атлантики, построенного на данных скаттерометра Seawinds на борту спутника QuikSCAT на 19 июля 2006 представлен на рис. 24.

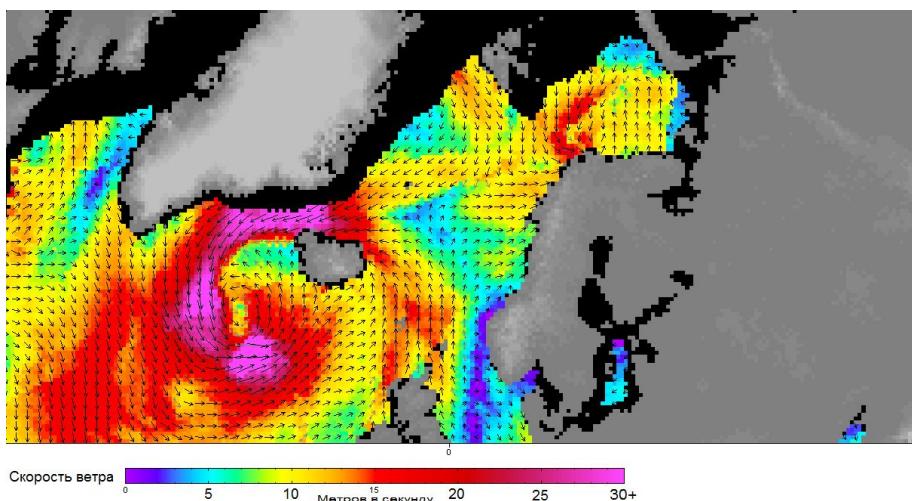


Рис. 24. Приповерхностные ветры над северо-восточной частью Атлантического океана, измеренные WindSat скаттерометром на 19 июля 2006 года. © НАСА

### *РЛС формирования радиолокационного изображения*

При использовании активного устройства, появляется возможность измерения не только потока энергии отраженного сигнала, но и его амплитуды и фазы, в зависимости от строения используемого прибора и количества данных, которые можно накопить и передать на наземную станцию. А точное определение времени прихода отраженного сигнала может быть использовано для определения положения области, с которой отра-

зился сигнал. Кроме того, подробный анализ формы отраженного импульса можно сравнить с импульсом, который был первоначально передан и, например, оценить доплеровский сдвиг. Анализ данных, полученных активной РЛС, позволяет получить дополнительную информацию о поверхности моря, в частности, улучшить пространственное разрешение, что позволит генерировать изображения шероховатости поверхности. Инструменты, которые собирают такую подробную информацию о сигнале, известны как РЛС формирования радиолокационного изображения. Большинство таких РЛС, установленных на спутниках, относятся к группе радаров, известной как радары с синтезированной апертурой – PCA (synthetic aperture radars (SARs)) из-за методов, используемых в этих устройствах при обработке данных и восстановлении высокого пространственного разрешения по направлению измерения.

### *Принцип работы PCA*

Рис. 25 схематично отображает работу радара с синтезированной апертурой, установленного на спутнике. Радар устанавливается на спутнике с низкой околоземной орбитой, как правило, почти полярной, на высоте от 600 до 800 км. Он имеет довольно большую прямоугольную антенну, как правило, 10 м на 1м, по длине ориентированной вдоль направления движения по орбите так, что луч радара направлен в сторону от спутника, как правило, под углом  $90^\circ$  к направлению движения. Луч антенны такой формы будет расширяться по вертикали больше, чем в горизонтальном направлении. Поскольку ось луча наклонена к земле под углом от  $15^\circ$  до  $60^\circ$ , след луча расширяется по мере удаления от радара. В процессе работы испускаются импульсы, и эхо, микроволновая энергия, отраженная от поверхности моря, принимается антенной, как и любым другим радаром.

Отличаются PCA от скаттерометров, во-первых, типом излучаемого импульса, а во-вторых тем, что PCA принимает и записывает эхо последовательно, используя детектор с очень высокой частотой дискретизации и высокой ёмкостью информационной системы. Когерентная запись эхо-сигналов обеспечивает сохранение информации об изменении фаз на отдельных элементах рассеяния, которые необходимо отслеживать на протяжении многих импульсов, а анализ когерентной записи из многих эхо обеспечивает измерения очень высокого разрешения в направлении излучения и движения прибора.

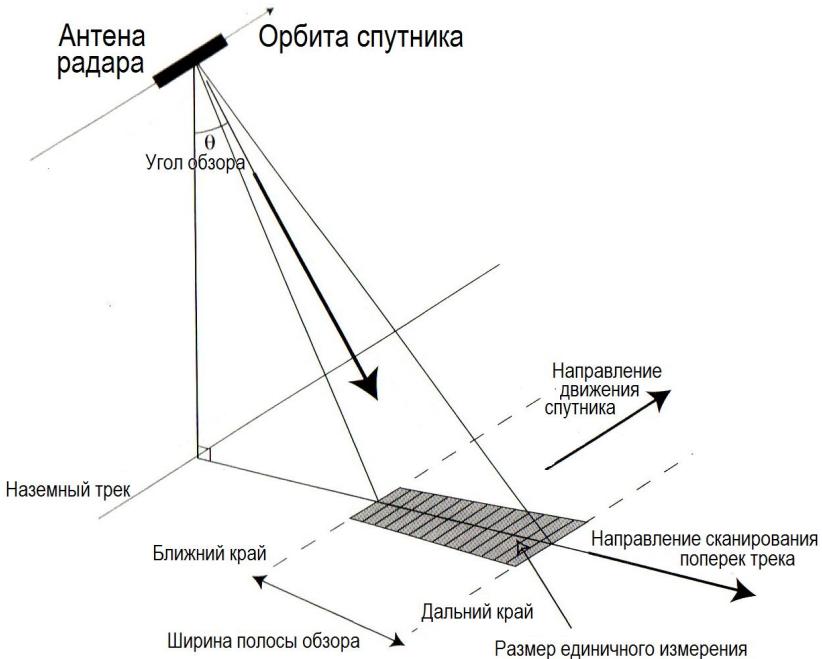


Рис. 25. Схема работы радара с синтезированной апертурой. [Робинсон, 2010]

### Океанографическая информация по данным РСА

В то время как мелкая шероховатость поверхности может показаться на первый взгляд не очень важным океанографическим параметром, наиболее важная информация может быть получена в дополнение, а именно – сила приповерхностного ветра, который формирует шероховатость в первую очередь. Есть целый ряд явлений верхнего слоя океана и процессов, которые модулируют ветровые, короткие поверхностные волны (см. рис. 26).

Эти процессы стали гораздо более очевидными с началом использования РСА, которые способны достигать разрешения до 1 м. Основные три возможных механизма формирования шероховатости поверхности отображены на рис. 26 и описаны ниже.

Первый процесс – гидродинамическая модуляция, в которых энергия волны, которая определяет шероховатость поверхности, формируется в результате конвергенции течений на поверхности моря, что усиливает шероховатость по сравнению с шероховатостью, вызванной данной скоростью ветра. И наоборот дивергенция течений уменьшает энергию формирова-

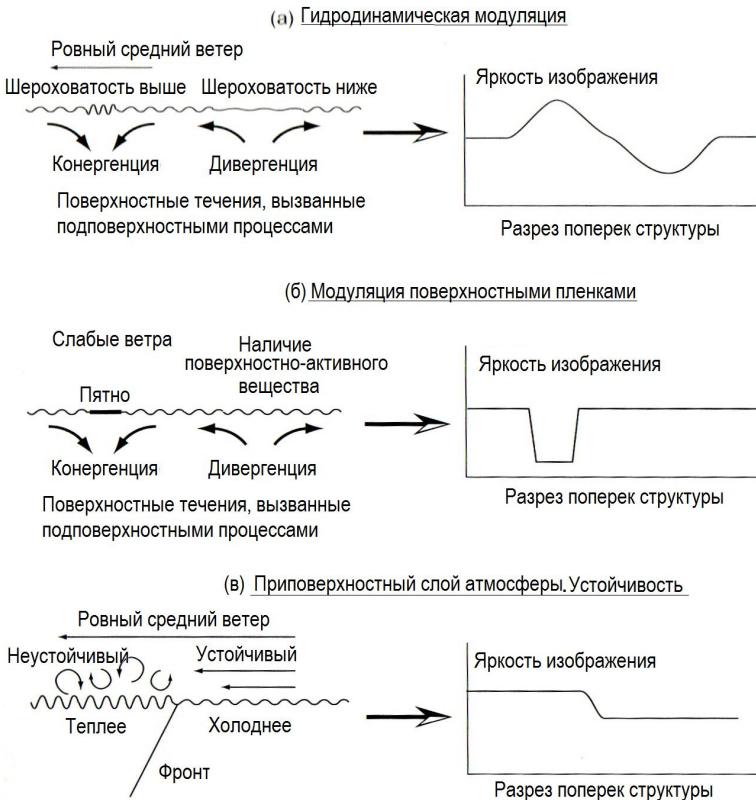


Рис. 26. Процессы, влияющие на формирование особенностей шероховатости, которые РСА фиксирует на изображении. [Робинсон, 2010]

ния волнения. Полученные яркие и темные пятна на изображении РСА можно интерпретировать как районы конвергенции и дивергенции. Их пространственное распределение описывает горизонтальную структуру рассматриваемого процесса, который формирует поле течений. Формируемое такими явлениями, как длинная поверхность зыбь, внутренние волны, обтекание водой особенности мелкой топографии, или существование океанских фронтов и вихрей, а также гидродинамическое взаимодействие между изменчивыми поверхностными течениями и энергия ряби Брэгга способны отражаться особым образом на значениях  $\sigma_0$ .

Второй механизм – выявление поверхностной пленки, механизм формирования которой также приводится в действие сходящимися и расходящимися поверхностными течениями, но в этом случае действующие

на некоторое вещество на поверхности, например, минеральные масла или природные органические пленки. Конвергентные поверхностные течения собирают вещество на поверхности в толстую пленку, которая усиливает эффект затухания и отображается более темной областью. Дивергентные течения растягивают поверхностные пленки, они становятся тоньше и меньше сглаживают поверхность, однако, они почти не заметны на изображениях, так как этот механизм не способен увеличить шероховатость, вызванную ветром, как, например, это происходит при гидродинамической модуляции.

Третий механизм возникает, когда изменения температуры поверхности моря (ТПМ) влияет на устойчивость пограничного слоя атмосферы (ПСА). В однородном поле ветра обратное рассеяние, принимаемое РСА, предполагается однородным. В условиях, когда ПСА нейтрально устойчив, в условиях взаимодействия с более холодным ТПМ устойчивость будет усиливаться, как, например, во время апвеллинга. Устойчивый ПСА препятствует формированию шероховатости на поверхности, и, следовательно, РСА записывает более слабый сигнал обратного рассеяния над холодной водой при той же скорости ветра. В оптимальных условиях изображение РСА может выявить фронт между холодными и теплыми ТПМ достаточно чётко. При этом на изображении формируются области слабого и сильного обратного рассеяния (тёмные и светлые области на изображении). Пример РСА изображения холодной струи прибрежного апвеллинга с ясным соответствием формы на изображениях ТПМ по данным MODIS показан на рис. 27.

В этом примере падение ТПМ на протяжении фронта апвеллинга составляет около 5 – 7 °C (рис. 27, б). На изображении РСА холодная фронтальная зона проявляется как темная область (рис. 27, а), а это означает, что обратное рассеяние здесь мало в связи с увеличением устойчивости атмосферы над зоной апвеллинга и последующего снижения режима турбулентности и, как следствия, снижение скорости приповерхностного ветра (Козлов и др., 2012) (рис. 27, в).

Примечательно, что в отличие от данных ТПМ, пострадавших от облаков (верхняя часть изображения ТПМ), в соответствии с умеренными ветрами изображение РСА обеспечивает не очень выраженное, но все ещё отчетливое проявление термального фронта.

Таким образом, процессы, происходящие на глубине, составляющей десятки метров, проявляются на радиолокационных изображениях, обеспечивая неожиданную возможность получить больше информации для научного понимания подповерхностных явлений.

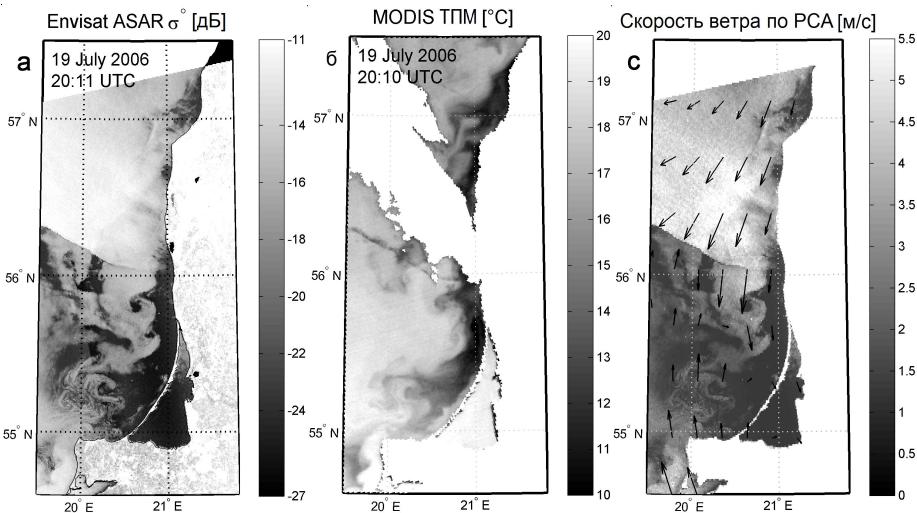


Рис. 27. Пример визуализации холодного прибрежного апвеллинга в ИОВ Балтике по данным Envisat ASAR на 19 июля 2006 года. (а) Envisat ASAR изображение с радара обратного рассеяния [дБ], (б) MODIS Terra ТТМ карта и (с) скорости приземного ветра по данным PCA. © ЕКА © НАСА. Из Козлов и др. (2012)

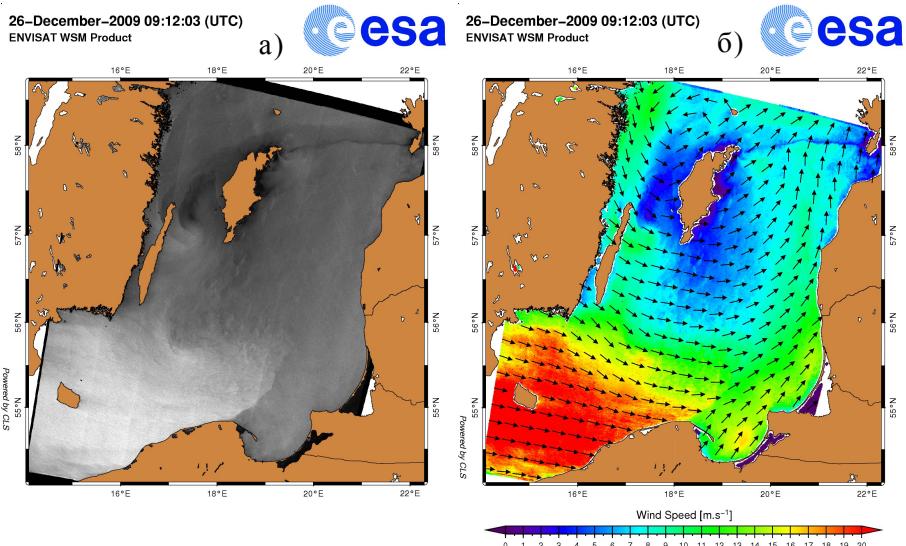


Рис. 28. Карты скорости ветра высокого разрешения на основе радиолокационных изображений. а) Начальное Envisat ASAR изображение, полученное над Южной частью Балтийского моря 26 декабря 2009, б) карта скорости приповерхностного ветра рассчитанного на основе ASAR изображения

Поскольку приземный ветер является основным фактором, влияющим на интенсивность изображения РСА, получение характеристик ветра по РСА данным высокого разрешения является важной задачей создания геофизического продукта. На рис. 28 показан пример первоначального радиолокационного изображения, принятого в режиме улучшенной РСА – УРСА (Advanced SAR – ASAR) на борту спутника ENVISAT над южной частью Балтийского моря 26 декабря 2009 года (рис. 28, а) и соответствующие карты скорости ветра высокого разрешения рассчитанные на основе этого ASAR изображения с помощью СМОД - 2 IFR эмпирической модели и рассчитанные направления ветра по ECMWF модели.

Как видно из рис. 28, РСА изображение действительно представляет уникальную и пространственно - подробную карту приповерхностной скорости ветра, отображающей атмосферные фронты и мезомасштабную изменчивость ветра в открытом море и в прибрежных районах.

## Литература

1. Комплексный спутниковый мониторинг морей России/ О. Ю. Лаврова, А. Г. Костяной, С. А. Лебедеви др.– М.: ИКИ РАН, 2011.– 480 с.
2. Проект «Моря СССР». Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том III Балтийское море. Выпуск I. Гидрометеорологические условия. / Под редакцией Ф.С. Терзиева, В.А. Рожкова, А.И. Смирновой. – СПб., Гидрометеоиздат, 1992.
3. Иванов В.А., Показеев К.В., Шрейдер А.А. Основы океанологии. Севастополь: НПЦ “ЭКОСИ-Гидрофизика”. 2005, 446с.
4. <http://solab.rshu.ru/ru/education/>
5. Доронин Ю.П. Динамика океана / Ю.П. Доронин. - Ленинград, Гидрометеоиздат, 1980, –304 с.
6. Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. М., Изд-во МГУ, 1982 г.
7. Fu, L.-L., Satellite Altimetry and Earth Sciences. A handbook of Techniques and Applications / L.-L. Fu, A. Cazenave // International Geophysics series, Academic Press, - V.69, 2001. - 463 pp.
8. Vignudelli S., Kostianoy A.G., Cipollini P., Benveniste J. (eds.), Coastal Altimetry, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 578 pp, 2011. Robinson I. S. 2004. Measuring the Oceans from Space, The principles and methods of satellite oceanography, Springer, p. 655.
9. Stewart R. H. 1985. Methods of Satellite Oceanography, University of

California Press, p. 360.

10. Rees W. G. 2001. Physical Principles of Remote Sensing, Cambridge University Press,, p. 261.

11. Campbell J. B. 2008. Introduction to Remote Sensing, The Guilford Press, New York, p. 626

12. Ikeda M. and Dobson F. W. 1995. Oceanographic Applications of Remote Sensing, CRC Press, p. 512.

13. World ocean atlas 1994. Volume 3 : Salinity / S. Levitus, R. Burgett, T. P. Boyer. - NOAA ATLAS NESDIS 3, 1994. - 99 pp.

## ЧАСТЬ II

# ПРАКТИЧЕСКИЕ ЗАДАНИЯ К КУРСУ «СПУТНИКОВЫЕ МЕТОДЫ В ОКЕАНОГРАФИИ» ДЛЯ МАГИСТРОВ РГГМУ

### Практическая работа №1:

#### *Определение концентраций хлорофилла «а» по данным спутникового зондирования*

*Задачи работы:* По данным спутникового зондирования определить районы максимальной концентрации хлорофилла «а» для заданного периода, сравнить с данными литературных источников.

#### *Общие пояснения:*

Изучение цвета океана относится к визуальным наблюдениям Земли с использованием видимого диапазона спектра электромагнитных волн. Недостатком наблюдений в видимом участке спектра является возможность их осуществления лишь в дневное время и невозможность наблюдения Земли в условиях облачности. Поэтому наблюдения за цветом океана возможны только в безоблачных условиях (рис. 29).

При проведении спектрометрических измерений в видимом диапазоне основным измеряемым параметром является концентрация хлорофилла «а», которая в свою очередь в первом приближении пропорциональна концентрации фитопланктона [6]. Поглощение света пигментами фитопланктона (хлорофилл «а», феофитин) определяет спектральный состав восходящего из моря излучения, измеряя который можно вычислить концентрацию поглощающих пигментов, а следовательно, и концентрацию фитопланктона. Однако прямые измерения спектрального состава восходящего из моря излучения выполнить невозможно из-за рассеяния света в атмосфере, которое



Рис. 29. Цветение сине-зеленых водорослей в Балтийском море, 24 июля 2003 г

осуществляется молекулами газов, входящих в состав воздуха, и различными аэрозолями. Для учёта влияния атмосферы вводится «атмосферная поправка».

История изучения цвета океана началась с запуска спутника *Nimbus-7* со сканером цвета моря *CZCS* (Coastal Zone Color Scanner). Сканер *CZCS* поставлял данные о цвете океана с 1978 по 1986 гг. в 6 каналах видимых и ближних инфракрасных частях спектра с разрешением около 1 км. В Университете Майами и Годдардовском центре космических полётов НАСА были разработаны методы создания по данным такой съёмки глобальных и региональных карт концентрации фитопланктона. В результате был создан атлас «Цвет океана из космоса» [Ocean Color from Space. NSF-NASA-sponsored US Global Ocean Flux Study Office. Woods Hole Oceanographic Institution, 1989.], где собраны глобальные и региональные разновременные карты цвета океана, характеризующие распределение концентрации хлорофилла в различных районах Мирового океана.

Спустя десять лет данные о цвете океана вновь начали поступать благодаря запуску сенсоров *MOS* на спутнике *IRS P3* (Индия), *OCTS* и *POLDER* на спутнике *ADEOS* (Япония) в 1996, а с августа 1997 г. регулярно начал давать такие снимки спектрорадиометр *SeaWiFS* (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor) на спутнике *OrbView-2* или как чаще его называют – *Seastar* (передавал информацию до декабря 2010 г.).

Уже 18 декабря 1999 г. и 4 мая 2002 г. были запущены соответственно спутники *EOS AM-1* (*Terra*) и *EOS PM-1* (*Aqua*) со спектрорадиометрами *MODIS* (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer). Они продолжают передавать информацию и по сей день. Технические возможности этих спутников позволяют сканировать каждый квадратный километр океана через 48 часов, что дает возможность производить мониторинг поверхности океана при условии отсутствия плотной атмосферной облачности. В марте 2002 г. был запущен спутник Европейского Космического Агентства *Envisat* со спектрометром *MERIS* (Medium Resolution Imaging Spectrometer). Но он проработал до апреля 2012 г.

На сайте международной координационной группы по исследованию цвета океана <http://www.ioccg.org/sensors/current.html> вы найдете перечень спектрорадиометров, в настоящее время передающих информацию о цвете океана, а так же характеристики всех работавших и работающих сканеров ([http://www.ioccg.org/sensors\\_ioccg.html](http://www.ioccg.org/sensors_ioccg.html)).

Одной из крупнейших программ по исследованию цвета океана является программа NASA под названием *Ocean Color* (<http://oceancolor.gsfc>.

nasa.gov/), и которая поддерживается несколькими другими проектами и центрами: Distribute Active Archive Center (DAAC), Data and Information Services Center (DISC), Goddard Earth Sciences (GES). В настоящее время Ocean Color предоставляет доступ к различным данным, среди которых следует выделить данные SeaWiFS и MODIS. Они имеют наибольшую продолжительность измерений и разрешение по пространству.

Работу с данными о цвете океана можно разделить на 2 типа по уровню сложности, объёму необходимых знаний, технической обеспеченности.

Простейший, но в ряде случаев, достаточный – это обработка уже готовых к использованию данных о концентрации хлорофилла «а». Такие данные доступны на <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/l3>. Это данные так называемого третьего уровня (level 3). Данные SeaWiFS имеют разрешение 4096 на 2048 пикселей (шаг по пространству около 9 км). Данные MODIS с тем же или более высоким разрешением 8640 на 4320 пикселей (шаг по пространству около 4 км). Данные доступны в графическом формате PNG и бинарном HDF. Для качественной оценки пространственно-временной изменчивости полей хлорофилла «а» имеет смысл воспользоваться изображениям в формате PNG, а для количественной – в бинарном HDF. Эти данные имеют два существенных недостатка: они не в максимальном разрешении и не учитывают региональные особенности морской воды, что делает использование этих данных для морских вод заливов и прибрежных районов (так называемые воды второго типа) весьма сомнительным. Эти данные идеально подходят для исследования распределения хлорофилла в водах открытого океана (воды первого типа), в состав восходящего излучения которого пигменты фитопланктона вносят основной вклад.

Более сложным вариантом анализа данных о цвете океана является работа с «сырыми» данными, полученными с каждого канала спектрометра. Это позволяет при наличии синхронных подспутниковых данных разработать так называемые региональные алгоритмы для одновременного восстановления концентрации хлорофилла «а», минеральной взвеси и растворённого органического вещества [8].

Исследование глобального распределения хлорофилла в Мировом океане становится возможным благодаря созданию композитных карт, которые создаются путём наложения нескольких изображений. Таким образом, заполняются пробелы на каждом отдельном снимке, возникающие из-за облачности. В случае, когда для одного пикселя имеются данные на двух изображениях, то сохраняется самая новая информация. Так по-

являются 3- и 8-дневные карты. На них хорошо видны особенности глобального распределения фитопланктона: в прибрежных районах, особенно в районах постоянных апвеллингов, и при продвижении в высокие широты наблюдается увеличение содержания фитопланктона.

Практическое применение данных о концентрации хлорофилла – рыболовство. Данные о хлорофилле совместно с данными по альтиметрии и температуре поверхностного слоя воды (ТПМ) используются для выбора районов промысла рыба. Это объясняется тем, что изобилие фитопланктона приводит к изобилию зоопланктона, питающегося им, что в свою очередь привлекает рыбу, питающуюся зоопланкtonом. Так присутствие большого количества фитопланктона, оцениваемое по цвету океана, выступает индикатором потенциального присутствия рыбы [3, 4].

Помимо рыболовства информация о концентрации хлорофилла «а», минеральной взвеси и растворенного органического вещества используется для оценки качества воды водоёмов, позволяя проследить как временную, так и пространственную изменчивость. Для примера на рис. 30 приведено среднее многолетнее поле концентрации хлорофилла в Балтийском

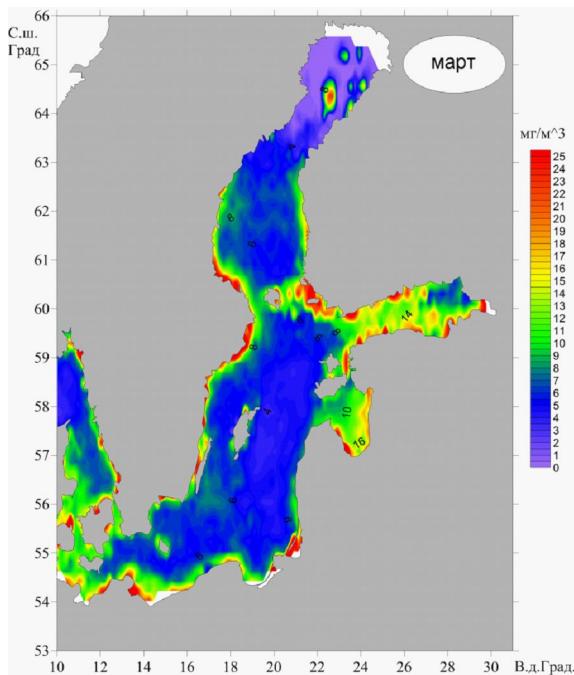


Рис. 30. Среднее многолетнее поле концентрации хлорофилла в марте

море для марта. Оно может служить для оценки аномалий содержания хлорофилла в разные годы [1,2]

Информацию с описываемых спутников можно получить несколькими способами. Бывает что необходимо стать авторизованным пользователем, чтобы получить возможность загружать «сырую» цифровую информацию с различных ftp-серверов или заказать её на носителях информации. Всё это только для некоммерческого использования и при условии упоминания источника используемой информации.

Если перед вами стоит задача получить изображение и данные высокого качества не для всего Земного шара, а для отдельного региона, то можно воспользоваться ссылкой <http://seawifs.gsfc.nasa.gov/cgi/browse.pl?typ=GAC> (рис. 31), где существует возможность ввести координаты интересующего района или выбрать один из предлагаемых районов. Результатом поиска будет набор треков-изображений и ссылок на «сырые» данные первого и второго уровня (GAC) в формате HDF, на которых есть заданные участки океана. Для работы с файлами HDF существуют различные программы, но рекомендуем использовать специализированный пакет SeaDAS (<http://seadas.gsfc.nasa.gov/>), позволяющий обрабатывать данные, как по стандартным алгоритмам, так и дающий возможность использования региональных алгоритмов. Еще несколько лет тому назад работа с SeaDAS требовала знания и опыта работы с операционными системами на базе UNIX, теперь же возможна установка под ОС Windows и MAC. Но надо быть готовым к тому, что исходная информация имеет большой объём и будет требовать достаточно много места на жёстком диске вашего компьютера, если вы захотите создать многолетнюю базу спутниковых данных по хлорофиллу.

Альтернативой может служить сайт Colorado Center for Astrodynamics Research [http://eddy.colorado.edu/ccar/ssh/nrt\\_global\\_grid\\_viewer](http://eddy.colorado.edu/ccar/ssh/nrt_global_grid_viewer), на котором осуществлена удобная поддержка вывода карт полей хлорофилла для районов с заданными координатами и предлагается возможность совмещения этих карт (или ТПМ) с данными по альтиметрии SSH (Sea Surface Height).

Для тех же, кто знаком с данными в формате NC будет наиболее удобен сайт <http://hermes.acri.fr/GlobColour/>. Преимущества \*.nc в компактности и удобстве открытия. Существует несколько просмоторщиков файлов в данном формате, но рекомендуем при обработке использовать MatLab, в котором последние годы уже есть поддержка данного формата. Доступны данные SeaWiFS, MODIS и MERIS: как по хлорофиллу так и по отдельным каналам. На сайте есть возможность выбрать разрешение, с ко-

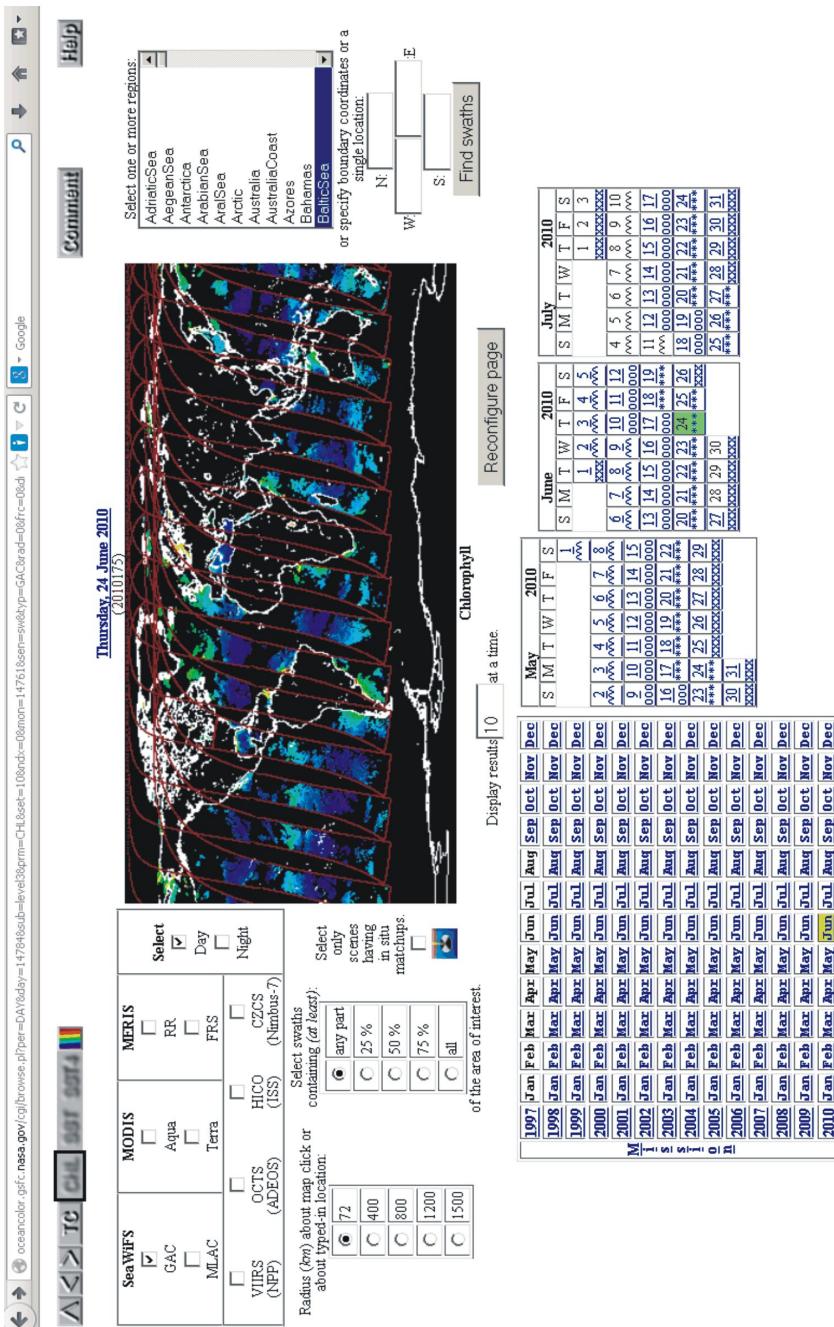


Рис. 31. Интерфейс для онлайн выбора данных по хлорофиллу типа GAC

торым вы хотите получить данные (4, 25 или 100 км), их дискретность (1 день, 8 дней, месяц) и период времени (рис. 32). Чтобы выбрать данные для интересующего вас района выделите на карте соответствующий район или введите его координаты. После этого нажмите «Search». Через несколько секунд появится окно со списком найденных файлов. Нажмите «Order Products». Появится сообщение с подтверждением заказа и запросом адреса электронной почты: введите свой e-mail и пройдите в почтовый ящик для завершения запроса данных. В полученном письме подтвердите заказ данных. После этого вам на почту придет письмо с паролем на ftp сервер с которого вы сможете скачать все запрошенные вами данные. Загрузив данные, вы получите базу по хлорофиллу за указанный промежуток времени и для выделенного района.

Более подробно о данных, методах их получения описано в руководстве «Product User Guide», доступного по ссылке в верхней правой части сайта.

Приведенные здесь ссылки функционировали на период подготовки данных материалов. Для более подробного изучения можно порекомендовать [10] для прочтения на русском языке и [11] – на английском.

Рис. 32. Интерфейс для онлайн заказа данных по хлорофиллу третьего типа (L3)

## *Методика выполнения работы*

За указанный преподавателем период скачать карты цвета вод Балтийского моря из любого из указанных источников, провести их анализ, выявить зоны и периоды максимальных концентраций хлорофилла «а». Самостоятельно подобрать литературные источники, описывающие указанный период, сравнить полученные результаты.

### *Исходные данные:*

- Архив спутниковых изображений Балтийского моря в видимом диапазоне из любого из источников
- Литературные источники.

### *Составление отчёта*

Отчёт должен включать карты цвета морской воды за указанный период, анализ распространения зон цветения на основе спутниковых изображений, сравнение с литературными данными, выводы, список использованных источников.

### *Список рекомендованной литературы:*

1. Гусев А.К., Захарчук Е.А., Клеванцов Ю.П., Смирнов К.Г., Тихонова Н.А. Крупномасштабная изменчивость полей океанографических характеристик Балтийского моря по данным спутниковых измерений // монография “Комплексные исследования процессов, характеристик и ресурсов российских морей Северо-Европейского бассейна” - проект подпрограммы “Исследование природы Мирового океана”, ФЦП “Мировой океан”, Вып. 2. Апатиты. 2007

2. Watson W. Gregg, Margarita E. Conkright, Paul Ginoux, John E. O Reilly, Nancy W. Casey. Ocean primary production and climate: Global decadal changes // GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 30, NO. 15, 1809, doi:10.1029/2003GL016889, 2003

3. Т.В. Белоненко, Е.А. Захарчук, А.В. Колдунов, К.Г. Смирнов, Д.К. Старицин, Н.А. Тихонова, В.Р. Фукс. Опыт использования спутниковой информации для оценки и прогноза биологической и промысловый продуктивности различных районов Мирового океана // Вопросы

промышленной океанологии. Вып. 7. Номер 1. Москва: Изд ВНИРО. 2010. С.206-225

4. Фукс В.Р., Белоненко Т.В. Проблемы использования спутниковой информации о концентрации хлорофилла для оценки биотических условий промысла нагульной рыбы // Вопросы промысловой океанологии. Вып. 3. Номер 3. Москва: Изд. ВНИРО. 2006. С. 241263

5. Kahru M., Savchuk O.P., Elmgren R. Satellite measurements of cyanobacterial bloom frequency in the Baltic Sea: interannual and spatial variability // MARINE ECOLOGY PROGRESS SERIES, Vol. 343: 15-23, 2007

6. Финенко З.З., Шемшура В.Е., Бурлакова З.П. Оценка поверхностной концентрации хлорофилла «а» по эффективной длине волны восходящего излучения // Океанология. 1990. Т. 30. № 5. С. 827-833

7. Interactive tutorial “Fundamentals of remote sensing” by Canada Centre for Remote Sensing (<http://www.nrcan.gc.ca/sites/www.nrcan.gc.ca.earth-sciences/files/pdf/resource/tutor/fundam/> pdf/fundamentals\_e.pdf)

8. Коросов А.А., Поздняков Д.В. Оценка состояния и тенденции изменения первичной продуктивности Белого моря по данным дистанционного зондирования за последние пять лет: методы и первые результаты // Проблемы изучения, рационального использования и охраны ресурсов Белого моря. Материалы IX международной конференции. Петрозаводск. 2005.

9. Pozdnyakov D.V. and Grassl H. 2003. Colour of inland and coastal waters: A methodology for its interpretation, Chichester: Springer-Praxis.

10. Кашкин В.Б., Сухинин А.И. Дистанционное зондирование Земли из космоса. Цифровая обработка изображений: Учебное пособие. М.: Логос. 2001. 264 с.

11. Seelye Martin. An introduction to Ocean Remote Sensing. Cambridge University Press. 2004

12. Ocean Biology Processing Group; “SeaDAS Training Manual,” 29 October 2007 (electronic [http://seadas.gsfc.nasa.gov/seadas/seadas64/SeaDAS\\_Training/SeaDAS\\_Training\\_Manual.pdf](http://seadas.gsfc.nasa.gov/seadas/seadas64/SeaDAS_Training/SeaDAS_Training_Manual.pdf))

## **Практическая работа № 2:**

### ***Определение температуры поверхности моря по данным спутникового зондирования***

**Задачи работы:** Простроить диаграмму изменчивости температуры поверхности вдоль разреза.

#### *Общие пояснения:*

Температура вод играет большую роль в формировании течений, является одним из показателей состояния океана и определяет условия среды обитания организмов. При этом, воды поверхностного слоя наиболее плотно заселены живыми организмами и представляют наибольший интерес для человека с практической точки зрения. Например, создание карт распределения поверхностной температуры необходимо для успешной работы рыбодобывающей промышленности. Кроме того, воды мирового океана способны накапливать, переносить и излучать тепло, которое непосредственно влияет на теплозапас атмосферы. Таким образом, данные о распределении поверхностной температуры являются необходимыми для создания метеопрогнозов и оценки климата. Современные службы успешно интерпретируют спутниковые снимки в инфракрасном диапазоне и предоставляют карты распределения температуры для коммерческих и научных целей. [GHRTPM Science Team]

Как было сказано выше, для измерения температуры поверхности используются инфракрасный и, иногда, микроволновый диапазоны излучения. При этом регистрируется излучение верхнего 1 мм слоя, называемого скин-слоем. Полученный сигнал передается в центр обработки данных, где проводятся коррекции на атмосферное излучение и вводятся другие поправки, осуществляется привязка к географическим координатам. Значения принимаемого излучения называют «яркостной температурой», которые на изображении являются пикселями серого цвета различного оттенка. Для удобства пользователей интенсивность сигнала разбивается на диапазоны для более яркого контраста, или применяется цветовая схема. Поскольку сквозь облачность невозможно принимать ИК сигнал с морской поверхности, карты акваторий, покрытых облаками, собирают из нескольких последовательных пересекающихся спутниковых изображений, составляя композитное изображение. Следы влаги в атмосфере и положение облаков отображают синоптическую ситуацию на больших пространствах.

Проверка точности измерения температуры со спутников требует in-situ измерений. Для этого используются различные показатели, такие как приводная температура при слабых ветрах или температура поверхности моря в условиях равномерно перемешанного верхнего слоя.

### *Методика выполнения работы*

Выбрать из архива спутниковых данных о температуре поверхности моря карты, соответствующие указанному преподавателем периоду, построить карту температур и нанести на нее заданный разрез, построить график изменчивости температуры вдоль разреза, проанализировать полученные результаты.

### *Исходные данные:*

Архив спутниковых изображений температуры поверхности Балтийского моря из источников указанных в предыдущей работе.

### *Составление отчёта*

В отчёте следует представить карту распределения температуры поверхности моря с нанесенным на неё разрезом, график изменчивости температуры вдоль разреза, анализ результатов.

### *Рекомендуемая литература:*

1. Проект «Моря СССР». Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том III Балтийское море. Выпуск I. Гидрометеорологические условия. / Под редакцией Ф.С. Терзиева, В.А. Рожкова, А.И. Смирновой. – СПб., Гидрометеоиздат, 1992.

2. GHRTПМ Science Team (2010), The Recommended GHRTПМ Data Specification (GDS) 2.0, document revision 4, available from the GHRTПМ International Project Office, 2011, pp 123.

3. Group for High Resolution Sea Surface Temperature GHRTПМ: <https://www.ghrTPM.org/ghrTPM-science/science-team-groups/stval-wg/>

## Практическая работа №3:

### *Определение изменчивости уровня моря по данным спутниковых альтиметров*

*Задачи работы:* Расчёт статистических оценок изменчивости уровня моря по данным спутников Jason – 1 и Jason – 2.

#### *Общие пояснения:*

Возможности изучения изменчивости уровня моря долгое время были ограничены прибрежными измерениями. Поэтому, существуют длинные ряды высокого разрешения на станциях мониторинга, однако ряды измерений в открытых частях мирового океана редки и коротки, что связано с труднодоступностью открытых районов моря и ценой используемого оборудования. Появление технологий и средств измерения альтиметрии со спутников предоставило возможность получать данные об уровне моря вне прибрежных станций на регулярной основе. [1]

Продукты спутниковой альтиметрии обладают большим потенциалом для изучения динамики моря. Спутники, предназначенные для решения

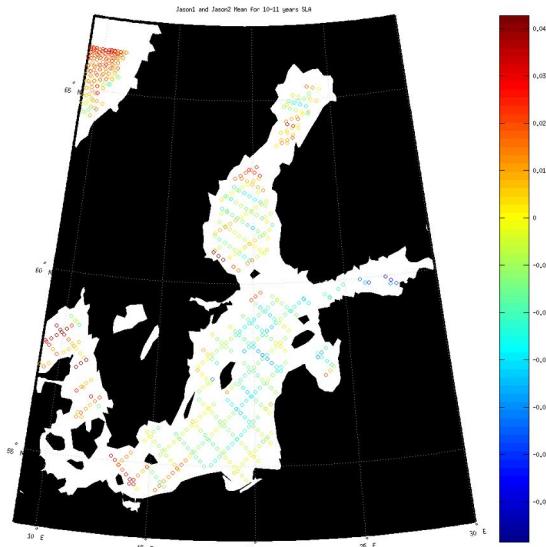


Рис. 33. Схема подспутниковых треков для альтиметров спутников Jason 1 и Jason 2

океанографических задач, являются изомашрутными, т.е. позволяющими проводить регулярные измерения вдоль орбиты и накапливать ряды данных для конкретных точек вдоль земного трека. Данные, полученные спутниковыми высотомерами – альтиметрами, возможно, рассматривать с двух точек зрения. Во-первых, подспутниковые треки представляют квази-моментальные измерения на большой акватории и могут дать представление о горизонтальных масштабах колебаний уровня [7]. Тогда как регулярные измерения, позволяют накапливать ряды значений уровня в конкретных точках на акватории с точностью до четвёртого знака по длине и широте.

История измерений высоты подстилающей поверхности начинается с начала 70-х годов XX века. Первые данные, полученные со спутников Skylab-IV, GEOS-3 и SEASAT показали принципиальную возможность использования спутниковых альтиметров в научных целях и для мониторинга. Однако, только начиная с 1993 года с запуском спутников ERS 1/2, TOPEX/Poseidon, GFO-1, Jason 1/2, Envisat и др., начался этап использования альтиметров в океанологии.

На сегодняшний день, наибольшее внимание было уделено данным спутников Envisat, Jason 1 и Jason 2 ввиду точности и сроков эксплуатации этих спутников. Данные альтиметров этих носителей прошли интеркалибрацию и поступали в течение последнего десятилетия. Их точность измерения отклонения уровенной поверхности составляет около 2-х сантиметров. К сожалению, Envisat прекратил передачу данных в апреле 2013 г., а Jason 1 в 2008 году был переведен на новую орбиту. Большие надежды связаны с работой нового спутника Cryosat-2, введенного в эксплуатацию в феврале 2012 года. Совместные измерения альтиметрии с этих спутников могут предоставить информацию об изменении динамики уровня моря на фоне изменения климата за последнюю декаду. В ближайшие годы планируется запуск еще нескольких миссий, например Jason-3, SWOT (Surface Water and Ocean Topography).

Данные альтиметров содержат информацию о координатах и времени измерения, задержке, мощности и форме отраженного импульса. Первичная обработка позволяет получить значения расстояния от альтиметра до подстилающей поверхности на основе прогноза орбиты, исключить измерения, проведенные над землей, оценить качество полученной информации и привести её к формату, удобному для хранения и использования. Такую обработку выполняет Отделение Космической Океанографии CLS во Франции (Collecte Localisation Satellites Space Oceanogra-

phy Division). Обработка занимает от 3 до 9 часов и предполагает оперативное использование информации. Данные этого типа можно найти на серверах данных в разделе OGDR — Operational Geophysical Data Records.

Для более корректного расчёта расстояния от морской поверхности до приёмника альтиметра, необходимо учитывать ряд поправок. Поправки можно условно разделить на инструментальные, атмосферные и геофизические. Инструментальные поправки учитываются при первичной обработке и учитывают характеристики конкретных альтиметров и, при промежуточной обработке данных – вносят коррекцию орбиты носителя на основе данных самого спутника, что в несколько раз увеличивает точность измерения. Атмосферные поправки учитывают свойства атмосферы: рассеяние непосредственно газами составляющими атмосферу, рассеяние водяного пара и рассеяние импульса свободными ионами и электронами в верхних слоях атмосферы. Уточненные данные вносят в базы данных IGDR – Interim Data Records через 1-2 недели после непосредственного измерения. Эти данные можно использовать в океанологических целях.

Однако наибольшей точностью отличаются данные GDR – Geophysical Data Records, которые подвергаются детальной обработке с учётом всех поправок, в том числе ещё раз уточняется орбита спутника и состояние атмосферы. Эти данные поступают в базы данных со значительной задержкой, но характеризуются точностью до 2 см. В архиве GDR находятся данные с учётом геофизических поправок и без таковых. Геофизические поправки отображают влияние естественных процессов на положение уровенной поверхности в море. А именно: поправка обратного барометра, учитывает барическое воздействие атмосферы. Она рассчитывается через атмосферное давление на уровне подстилающей поверхности  $P_s$  (мбар) как  $dh_{mv} = 9,948(P_s - P_0)$ , где  $P_0 = 1013,3$  мбар – нормальное атмосферное давление, соответствующее невозмущенной поверхности океана. Величина данной поправки может достигать 3 м. Кроме того, существует поправка, учитывающая приливные явления, которая вносится по результатам расчёта моделей.

Данные с учётом и без учёта геофизических поправок находят своё применение в океанологии. Скорректированные данные используются для мониторинга уровня моря, его долгопериодной динамики, усваивается в расчёт динамических моделей состояния моря, и являются интегральной характеристикой моря за счёт прямой зависимости от плотности вод, используются для верификации оценок, полученных с помощью моделирования. Нескорректированные данные содержат полезный для океаногра-

фии сигнал в пределах синоптических и приливных масштабов времени, позволяют рассчитывать поверхностные течения, также усваиваются в модели динамики вод и используются для верификации последних.

Качество данных во многом зависит от учтённых поправок, точности расчета орбиты и области измерений. Так, заявленная точность  $+/- 2$  см верна для открытой части моря, тогда как сигнал об уровне в прибрежных районах моря искажен наличием островов и берегов.

Как было отмечено выше, альтиметр позволяет измерить расстояние от прибора до поверхности, при этом полученное значение сравнимо с высотой орбиты носителя и составляет от 800 до 1400 км в зависимости от носителя и его текущего положения в момент измерения. Для решения океанологических задач данное представление неудобно, поэтому, в базах данных представлены аномалии уровня моря (SLA) вдоль трека спутника. SLA является отклонением уровня от некоторого среднего положения поверхности моря.

Среднее положение поверхности моря может быть представлено как невозмущенный уровень моря, который повторяет форму геоида. Поскольку истинная форма геоида неизвестна, вместо невозмущенного уровня пользуются усредненным за определенный длительный период времени уровнем моря - средней динамической топографией (MDT). MDT необходимо для расчёта абсолютного уровня моря, который определяется как сумма MDT+SLA. Значение погрешности может составить 3-5 см. Данные SLA для Балтийского моря для исследовательских целей предоставляются в свободном доступе с сервисов FTTP: AVISO, Myocean и Ifremer для исследовательских целей. При этом доступны как глобальные, так и региональные продукты отклонения уровня (SLA) представленные на каждые сутки, а также среднего отклонения уровня (MSLA), абсолютной динамической топографии (ADT) и средней динамической топографии (MADT) предоставляемые с различным осреднением.

На сайте AVISO для получения доступа к данным необходимо зарегистрироваться и подробно описать круг научных задач, для решения которых запрашиваются данные. По результатам рассмотрения заявки высылается логин и пароль для доступа к конкретным продуктам. Данные представлены в виде бинарных архивов в формате NetCDF, где указаны значения, координаты и качество альтиметрических данных.

В виду высокой плотности населения и значительной эксплуатацией акватории и берегов Балтийского моря на фоне интенсивных изменений климата и выраженной изменчивости уровня необходимо проводить регу-

лярный мониторинг уровня, как в прибрежной, так и в центральной части моря. Одним из наиболее быстрых и достаточно показательных методов оценки изменчивости моря является расчёт статистических оценок. Такие характеристики как среднее и стандартное отклонение дают представление об интенсивности динамики моря за период и в масштабах оценок. Для получения статистических оценок удобно использовать данные одновременно с нескольких интеркалиброванных спутников, например Jason-1 и Jason 2.

### *Методика выполнения работы*

Для выполнения работы необходимо скачать данные отклонения (SLA) за указанный период из соответствующего архива, на их основе, с использованием доступного программного обеспечения, построить карты отклонения уровенной поверхности для заданных районов. Далее рассчитать статистические оценки: среднее и стандартное отклонение. Сравнить статистические оценки для различных районов.

Далее, рассчитать абсолютное среднее положение уровенной поверхности с учётом динамической топографии. Для этого, необходимо сложить осредненные значения SLA для заданного района со значением среднего положения уровня динамической топографии (MDT) в этом районе. Сравнить полученные результаты с данными береговых станций и проанализировать.

В качестве программного обеспечения предлагается пакет обработки альтиметрических данных BRAT (Basic Radar Altimetry Toolbox) руководство пользователя можно найти на сайте Radar Altimetry Tutorial ([http://www.altimetry.info/html/data/toolbox\\_en.html](http://www.altimetry.info/html/data/toolbox_en.html)).

### *Исходные данные*

- Исторические данные спутниковой альтиметрии из архива за период, указанный преподавателем.

- Массив динамической топографии Балтийского моря Датского Метеорологического института DMI

- Ряды значений уровня на береговых станциях.

### *Составление отчёта*

В отчёт должны быть включены карты SLA и полученные статистические оценки, график хода уровня на некоторых береговых станциях,

анализ полученных результатов.

*Рекомендуемая литература:*

1. Пустовойтенко В.В. Оперативная океанография: спутниковая альтиметрия – современное состояние, перспективы и проблемы / В.В. Пустовойтенко, А.С. Запевалов // Современные проблемы океанологии: серия. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2012. “ Вып. № 11. “ 208 с
2. Лаврова О.Ю., Костяной А.Г., Лебедев С.А. и др. Комплексный спутниковый мониторинг морей России. М.: ИКИ РАН, 2011. 480 с.
3. Coastal Altimetry Vignudelli, S.; Kostianoy, A.G.; Cipollini, P.; Benveniste, J. (Eds.) 2011, XII, 566p.
4. [www.aviso.oceanobs.com/en/altimetry.html](http://www.aviso.oceanobs.com/en/altimetry.html)
5. <http://www.altimetry.info/>
6. Rio, M-H. A mean dynamic topography of the Mediterranean Sea computed from altimetric data and in-situ measurements / M.-H. Rio, P-M Poulain, A. Pascual [et al.]// Journal of Marine Systems. – 2007.- V.65. – pp. 484-508.
7. Е. А. Захарчук, Н. А. Тихонова. Интенсивность колебаний уровня в береговых пунктах Баренцева и Балтийского морей в диапазонах различных временных масштабов. В книге «Комплексные исследования процессов, характеристик и ресурсов российских морей Северо-Европейского бассейна». Выпуск 1. Российская академия наук. Министерство образования и науки Российской Федерации. Апатиты. 2004 г. с. 325 – 335.

## Практическая работа № 4:

### *Определение составляющих скоростей поверхностных течений с использованием данных спутниковой альтиметрии*

#### *Задачи работы:*

Расчёт поля поверхностных течений с использованием данных альтиметров спутников Jason – 1 и Jason – 2, сравнение с литературными данными.

#### *Общие пояснения:*

Альтиметры спутников измеряют отклонение единовременное SLA от 7-летнего уровня на определенной площади в конкретном месте 1 раз за цикл. Для спутников Jason 1 и 2 – раз в 9,96 суток. Таким образом, SLA несет сигнал о кратковременном отклонении уровня, отражающем непосредственное положение поверхности, осредненное по площади, за счёт среднемасштабных явлений, таких как длинные волны, и процессов синоптического временного масштаба а также информацию об уровне за счёт водного баланса и стерического состояния (эвстатическая составляющая уровня).

Динамическая топография определяется непосредственно по данным спутниковых измерений отклонения положения поверхности моря (SLA) от средней топографии моря (MDT). Строго говоря, в случае спутниковой альтиметрии под средней динамической топографией моря понимают осреднённое положение уровня моря за относительно короткий период: 1993 – 1999 годы. Как было сказано выше, за эти годы были получены первые регулярные данные об уровне со спутников нескольких миссий, а также проведена их взаимная калибрация. Однако существуют и другие, используемые в работах усредненные топографии мирового океана, например период с 1992 - 2002 топографии океана по спутниковым и дрифтерным данным, данным по ветру и модели GRACE Gravity Model-01 построенное Н. Максименко (IPRC) и П. Ниилер (SIO).

Сигнал об уровне моря можно интерпретировать как геострофическое поле для вычисления скоростей поверхностных течений [1]. Расчёт составляющих течения осуществляется исходя из геострофического приближения уравнений движения. Геострофическая скорость определяется по градиентам динамической топографии ( $h/x$  и  $h/y$ ) в соответствии с уравнением:

$$U_g = -\frac{g}{f} \frac{\partial h}{\partial y}; V_g = \frac{g}{f} \frac{\partial h}{\partial x}. \quad (8)$$

здесь  $u_g, v_g$  – геострофические скорости;  $g = 9,8$  м/с – ускорение свободного падения;  $f = 10^{-4}$  с – параметр Кориолиса.

Как известно, в реальных условиях поверхностные течения формируются, главным образом, суммой геострофический и дрейфовой составляющей. По данным альтиметрии можно рассчитать геострофические поверхностные течения [5].

Дрейфовая составляющая скорости течения определяется скоростью ветра над водной поверхностью. Считается, что ветер дает вклад в скорость дрейфовых течений у поверхности порядка 0.5%  $U_{10}$  ( $U_{10}$  – скорость ветра на высоте 10 м) и дополнительно 1%  $U_{10}$  от Стоксова дрейфа (волнового), при этом течении отклоняется вправо на  $45^\circ$ .

Один из способов расчёта поверхностных течений с использованием спутниковых данных об уровне реализован в Морском Гидрофизическом Институте г. Севастополь, Украина. Программа GrabSataData\_Baltic учитывает геострофическую и дрейфовую составляющие течений. Для расчёта скоростей по данным спутниковой альтиметрии используются регулярные данные об аномалиях уровня моря на сетке, имеющей шаг по широте и долготе  $0,125^\circ \times 0,125^\circ$ . В качестве примера, приведены карты поверхностных течений, рассчитанные на основе спутниковой альтиметрии над Балтийским морем.

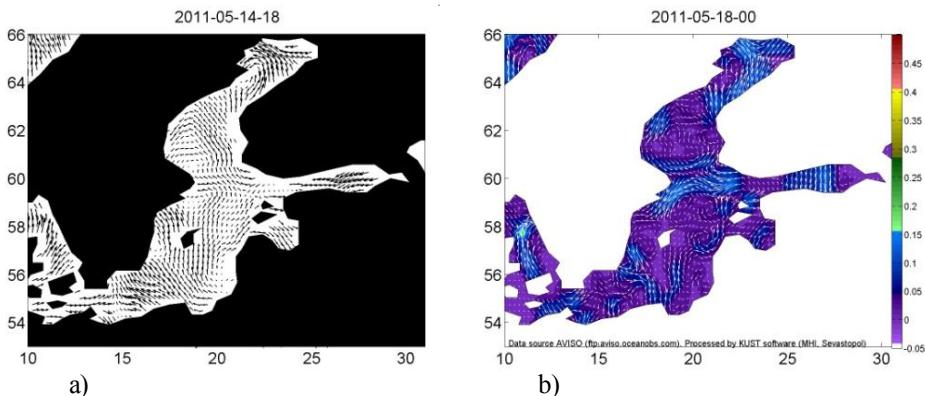


Рис. 34. а) Геострофические течения

б) Течения и уровень

*Практическая работа:* Расчёт поля поверхностных течений с использованием спутниковых данных с помощью программы GrabSataData (МГИ).

*Методика выполнения работы:*

Запустить программу GrabSataData.exe на компьютере, в открывшемся окне установить дату начала и конца периода, выбрать интересующие данные, нажать START. По окончанию выполнения программы следует открыть каталог, в котором установлена программа, затем открыть каталог Baltic, в котором находятся подкаталоги dat и jpg. В этих каталогах хранятся данные о переменных в формате .dat и изображения в формате jpg соответственно. В каждом из них находятся подкаталоги с названием выбранных данных. Проанализировать полученный результат.

*Исходные данные и материалы*

- Снимки цветения воды со спутника MODIS Terra/Aqua;
- Синоптические карты и карты приземного ветра;
- Исторические данные спутниковой альtimетрии из архива за период указанный преподавателем.
- Программа GrabSataData.exe

*Составление отчёта*

В отчёте должна содержаться информация о периоде, районе и методе расчета поверхностных течений, карта аномалий уровня Балтийского моря для заданного периода, карта поверхностных течений за соответствующий период, синоптические карты приземного ветра, анализ полученных результатов.

*Рекомендуемая литература*

1. А.А. Кубряков, С.В. Станичный, Е.В. Плотников Морской гидрофизический институт НАН Украины, г. Севастополь ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОЛЕЙ СКОРОСТЕЙ ПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕЧЕНИЙ ДИСТАНЦИОННЫМИ МЕТОДАМИ // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: сборник научных трудов 2011

2. Rosmorduc, V., J. Benveniste, E. Bronner, S. Dinardo, O. Lauret, C. Maheu, M. Milagro, N. Picot, Radar Altimetry Tutorial, J. Benveniste and N. Picot Ed., <http://www.altimetry.info>, 2011.
3. Campbell, James B., Introduction to Remote Sensing (5th edition) 2011, Guilford.
4. Комплексный спутниковый мониторинг морей России/ О. Ю. Лаврова, А. Г. Костяной, С. А. Лебедеви др. – М.: ИКИ РАН, 2011. – 480 с.
5. Introduction To. Physical Oceanography. Robert H. Stewart. Department of Oceanography. Texas A & M University. Copyright 2008. [http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng\\_textbook/PDF\\_files/book\\_pdf\\_files.html](http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/PDF_files/book_pdf_files.html)

## СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ .....	3
ЧАСТЬ I	
ТЕОРИЯ .....	5
Введение .....	5
Дистанционное зондирование морской среды .....	15
Цвет океана .....	29
Измерения температуры поверхности моря с помощью	
ИК радиометров температуры .....	36
Микроволновые радиометры .....	44
Радары. Альтиметрия. Скаттерометрия	
Радары синтезированной апертуры .....	47
Литература .....	66
ЧАСТЬ II	
ПРАКТИЧЕСКИЕ ЗАДАНИЯ К КУРСУ «СПУТНИКОВЫЕ	
МЕТОДЫ В ОКЕАНОГРАФИИ» ДЛЯ МАГИСТРОВ РГГМУ .....	69
Практическая работа №1:	
Определение концентраций хлорофилла «а»	
по данным спутникового зондирования .....	69
Практическая работа № 2:	
Определение температуры поверхности моря	
по данным спутникового зондирования .....	78
Практическая работа №3:	
Определение изменчивости уровня моря	
по данным спутниковых альтиметров .....	80
Практическая работа № 4:	
Определение составляющих скоростей поверхностных	
течений с использованием данных спутниковой альтиметрии .....	86

**АВТОРЫ:**

*Екатерина Сергеевна Кочеткова, Игорь Евгеньевич Козлов:*  
Российский государственный гидрометеорологический университет  
*Инга Дайлидиене:* Клайпедский университет  
*Константин Георгиевич Смирнов:* Санкт-Петербургский государственный  
университет.

*Учебное издание*

*Екатерина Сергеевна КОЧЕТКОВА, Игорь Евгеньевич КОЗЛОВ,  
Инга ДАЙЛИДИЕНЕ, Константин Георгиевич СМИРНОВ*

## **СПУТНИКОВЫЕ МЕТОДЫ В ОКЕАНОГРАФИИ**

**Учебное пособие**

Дизайн и компьютерная вёрстка

*К. П. Еремин*

ЛР № 020309 от 30.12.96

---

Подписано в печать 27.01.2014. Формат 60x90 1/16. Гарнитура “Таймс”.

Печать цифровая. Усл. печ. л. 5,75. Тираж 100 экз. Заказ № 270/1.

РГГМУ, 195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр. 98.

Отпечатано в ЦОП РГГМУ

---