

## О РАСПОЗНАВАНИИ ОКЕАНСКИХ ВНУТРЕННИХ ВОЛН И АТМОСФЕРНЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН НА РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ИЗОБРАЖЕНИЯХ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

© 2011 г. А. Ю. Иванов

*Учреждение Российской академии наук Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва*

*E-mail: ivanoff@ocean.ru*

Поступила в редакцию 03.08.2009 г.

Внутренние гравитационные волны (ВВ) в океане и гравитационные волны в атмосфере (АГВ) — одно из распространенных явлений природы. Первые возникают в верхнем слое стратифицированного океана, а вторые — в нижнем слое атмосферы над океаном. Поскольку эти явления волновые, они создают на морской поверхности и соответственно на радиолокационных изображениях (РЛИ) морской поверхности серии характерных периодических поверхностных проявлений (ПП) в виде групп квазипараллельных полос разной интенсивности. В принципе, в главных чертах поверхностные проявления ВВ (ППВВ) и поверхностные проявления АГВ (ППАГВ) похожи, и для неподготовленного исследователя их распознавание может представлять значительные трудности. В настоящей обзорной статье на основе сопоставления характеристик и параметров океанских ВВ и АГВ, их ППВВ и ППАГВ, механизмов генерации и отображения на РЛИ выявляются отличительные признаки, сходства и различия, формулируется ряд критериев, с помощью которых можно проводить их распознавание.

**Ключевые слова:** спутниковые радиолокационные данные, океанские внутренние волны, атмосферные гравитационные волны, поверхностные проявления, морская поверхность

### ВВЕДЕНИЕ

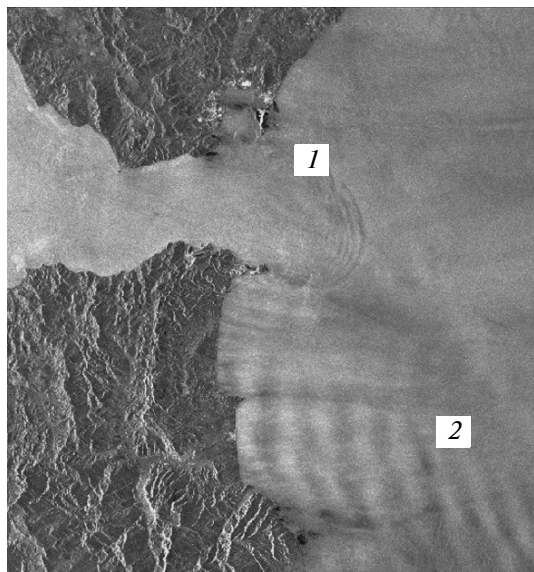
В океанах и морях на радиолокационных изображениях (РЛИ) достаточно часто регистрируются группы периодических квазипараллельных полос, образование которых можно объяснить прохождением внутренних гравитационных волн (ВВ). Внутренние волновые движения в океане охватывают всю его водную толщу и являются одним из распространенных явлений природы. Однако одни из наиболее интенсивных ВВ возникают в верхнем слое стратифицированного моря и создают на морской поверхности (МП), и соответственно на РЛИ, серии характерных поверхностных проявлений (ПП) в виде цугов (или пакетов) квазипараллельных полос разной интенсивности — поверхностные проявления — ППВВ (Alpers, 1985).

С другой стороны, атмосферные гравитационные волны (АГВ), которые образуются в атмосфере, также создают на МП и на РЛИ серии характерных поверхностных проявлений — ППАГВ — в виде темных или светлых квазипараллельных полос. Гравитационные волны в атмосфере — также одно из распространенных явлений природы, они достаточно часто регистрируются в поле облач-

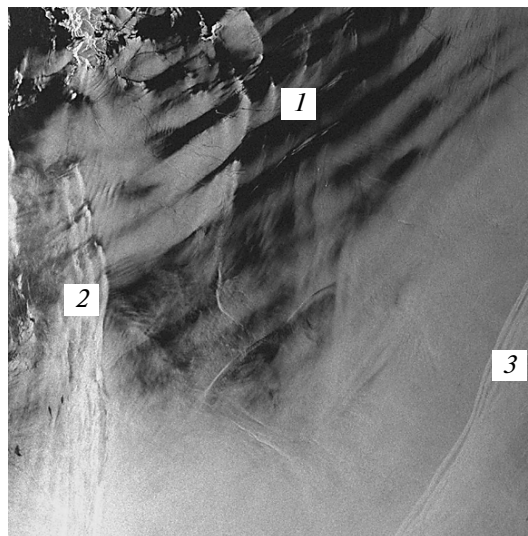
ности на оптических снимках различных датчиков (Герман, 1985; Вельтишев, Степаненко, 2006).

Теоретические и экспериментальные аспекты динамики ВВ и АГВ неоднократно обсуждались в научных трудах (Госсард, Хук, 1978; Филипс, 1980; Osborne, Burch, 1980; Миропольский, 1981; Монин, Красицкий, 1985; Liu, 1988; Коняев, Сабинин, 1992; Apel, 1995; Дикинис и др., 1999; Нарро, 2002; Atlas..., 2004; Вельтишев, Степаненко, 2006; Сабинин, Серебряный, 2007), а механизмы образования ППВВ и ППАГВ — в работах (Воздействие..., 1982; Alpers, 1985; Thompson, Gasparovic, 1986; Баханов и др., 1989; Радиолокация..., 1990; da Silva et al., 2000a; Li, 2004; Alpers et al., 2008). Тем менее проблема различения ВВ и АГВ и их ПП стала особенно актуальной в связи с доступностью РЛ-данных и с частыми одновременными их наблюдениями.

В принципе, в главных чертах ПП ВВ и АГВ похожи: они часто имеют похожие пространственно-временные масштабы, практически одинаковую интенсивность (уровень) модуляции удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) и контрасты на РЛИ, в связи с чем у неподготовленного исследователя может возникнуть проблема их однозначной идентификации. Их похожесть нередко



**Рис. 1.** Типичный случай совместного наблюдения: ВВ в районе из Гибралтарского пролива (1) и АГВ (2) у побережья Марокко в Средиземном море на РЛИ спутника ERS-1 (03.09.1993). © ESA.



**Рис. 2.** Один пакет квазилинейных АГВ (1) и два пакета нелинейных АГВ (2, 3), распространяющихся в разных направлениях, на РЛИ ERS-2 в северо-западной части Японского моря (27.04.1999). © ESA, CEARAC.

вводит в заблуждение не только специалистов по ДЗ, но и океанологов и гидрометеорологов. Кроме того, иногда ВВ и АГВ появляются на РЛИ одновременно (см. рис. 1 и Mityagina et al. (1999)) или ППАГВ настолько похожи на ППВВ, что появляется вероятность ошибки. Так, на рис. 2 ППАГВ, обозначенные (3), можно спутать с ПП приливных ВВ. В итоге все это может привести к неверной интерпретации явлений, отобразившихся на РЛИ, и соответственно к неверным заключительным выводам. Типичный пример такой интерпретационной ошибки из (Stashchuk, Vlasenko, 2007) приведен на рис. 3. Наконец, неправильная интерпретация становится темой дискуссий в научной печати (см. (Kim et al., 2005; Zheng, 2005)).

Хотя эти волны возникают в разных средах: ВВ — в верхнем слое океана, а АГВ — соответственно в атмосфере, — они создают похожие, но все же отличающиеся ПП. В то же время очевидно, что существует набор характерных признаков, позволяющих отличить их ПП друг от друга. Также очевидно, что внешний вид ППВВ и ППАГВ на РЛИ определяют механизмы генерации и эволюции самих волн.

В настоящей статье-обзоре на основе анализа РЛИ с ППВВ и ППАГВ и сопоставления особенностей поверхностных проявлений предпринята попытка ответить на вопросы: каким образом и с помощью какого набора характерных признаков можно распознать их сигнатуры на РЛИ. Другой целью статьи является разработка подхода к интерпретации РЛИ, содержащих проявления этих волн, а также выработка соответствующей аргу-

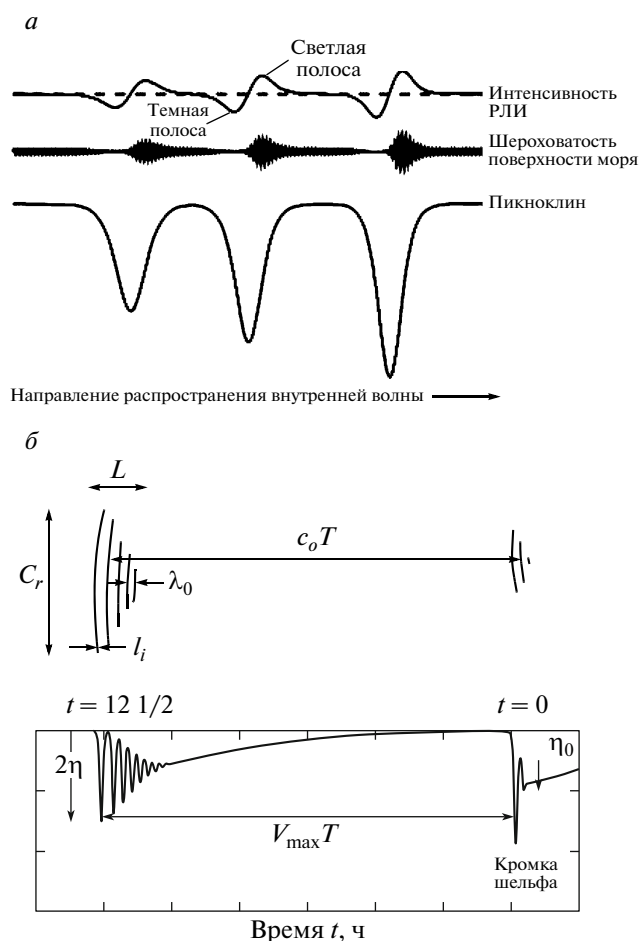
ментации, позволяющей отнести их к тому или иному типу.

## ВНУТРЕННИЕ ВОЛНЫ

Внутренние волны — довольно распространенное явление, обычно встречающееся в стратифицированных водах океанов, морей и крупных пресноводных озер. Основной причиной существования ВВ является устойчивая стратификация вод океана, при которой средняя плотность воды увеличивается по направлению ко дну. ВВ были описаны теоретически еще в середине XIX в., а обнаружены в океане в середине XX в.



**Рис. 3.** Пример интерпретационной ошибки — ВВ в Днепровском зал. Черного моря на РЛИ Envisat от 14.06.2005 (рис. из (Stashchuk, Vlasenko, 2007)).



**Рис. 4.** *a* – Схематическое представление эффектов на поверхности моря, обусловленных прохождением ВВ (рис. из (Alpers, 1985)); *б* – схема трансформации пакета приливных ВВ в горизонтальной (вверху) и вертикальной (внизу) плоскостях и его характеристики (рисунок из (Atlas..., 2004)).

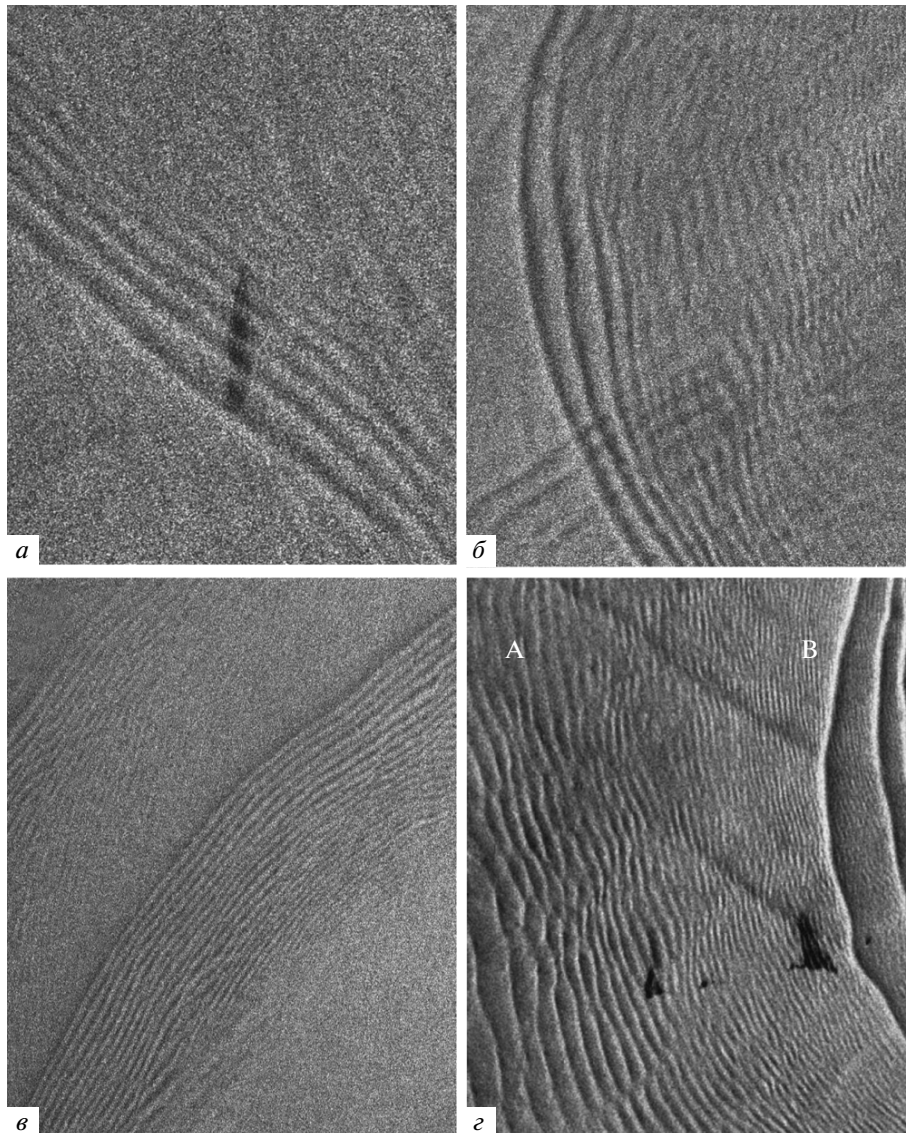
Различают низкочастотные и высокочастотные ВВ, причем на космических снимках и РЛИ отображаются, главным образом, высокочастотные. Низкочастотные ВВ могут иметь длины от десятков и даже сотен километров, скорости распространения до нескольких м/с; их амплитуды могут достигать сотен метров. Высокочастотные ВВ с периодами от нескольких минут до нескольких часов имеют длины от сотен метров до нескольких километров; фазовая скорость прогрессивных высокочастотных ВВ – несколько десятков см/с. Высота типичных океанских ВВ обычно значительно больше, чем высота типичных волн на поверхности океана; она тем больше, чем менее устойчива плотностная стратификация воды. Наблюдаемые в океане ВВ обычно имеют амплитуды 5–20 м, но иногда они достигают и больших высот (так, внутренние солитоны в Андаманском море имеют скорость до 2.0 м/с и высоту до 60 м (Osborne, Burch, 1980)). ВВ распространяются цу-

гами; каждый цуг включает до нескольких десятков волн, самих цугов может насчитываться от двух до семи (Atlas..., 2004).

Наиболее часто ВВ генерируются при трансформации длинной приливной волны под воздействием рельефа дна или возбуждаются приливом около границы материкового склона. Поэтому приливные ВВ – наиболее распространенный тип волн; другие типы встречаются относительно редко (Монин, Красицкий, 1985; Сабинин, Серебряный, 2007). В ряде случаев они могут возбуждаться под действием анемобарических сил на стратифицированные водные массы (например, перемещающейся барической системой или фронтальной зоной, создающими резкие колебания давления или ветра). Возможна генерация ВВ апвеллингом, сдвиговой неустойчивостью крупных течений, крупными ветровыми волнами и сейшмами (Миропольский, 1981). Описана генерация ВВ интрузией мощного течения и фронтальной неустойчивостью (Миропольский, 1981), речными плюмами (Nash, Mount, 2005), длинными ВВ (Сабинин, Серебряный, 2007), а также судами на мелком термоклине. ВВ обнаружены и в крупных пресноводных водоемах, например, в Ладожском озере и в оз. Байкал (Дикинис и др., 1999).

Очень часто полусуточный прилив (период ~12.4 ч) генерирует последовательные пакеты ВВ, ориентированные примерно параллельно изобатам и распространяющиеся по направлению к берегу. Расстояние между пакетами определяется периодом прилива, однако варьирует от места к месту, что, по-видимому, определяется неоднородностями рельефа дна и рядом других факторов (Atlas..., 2004). На РЛИ могут быть обнаружены пакеты волн, имеющие кинематические характеристики, отвечающие периодам приливных и инерционных гармоник (Сабинин, Серебряный, 2007). Обычно цуги ВВ, генерированные с приливным периодом ~12.4 ч, расположены на расстоянии от 10 до 100 км друг от друга, длина отдельных волн в пакете варьирует от 100 м до 20 км, длина гребней от 10 до 100 км, скорости распространения ВВ от 0.5 до 1.0 м/с (Atlas..., 2004).

Теория ВВ в океане достаточно хорошо разработана (Филипс, 1980; Миропольский, 1981; Liu, 1988). Подход к описанию нелинейных ВВ основан на взаимной компенсации нелинейных и дисперсионных эффектов. Основным уравнением слабонелинейной теории ВВ с учетом стратификации является уравнение Кортевега-де Вриза (КдВ) и его частные случаи и обобщения. Уравнения КдВ описывают трансформацию ВВ под влиянием среды и объясняют многие наблюдения, в том числе из космоса. Заметим, однако, что уравнение КдВ основано на ряде приближений и не учитывает всех особенностей явления, протекающего в реальном океане (Коняев, Сабинин, 1992).



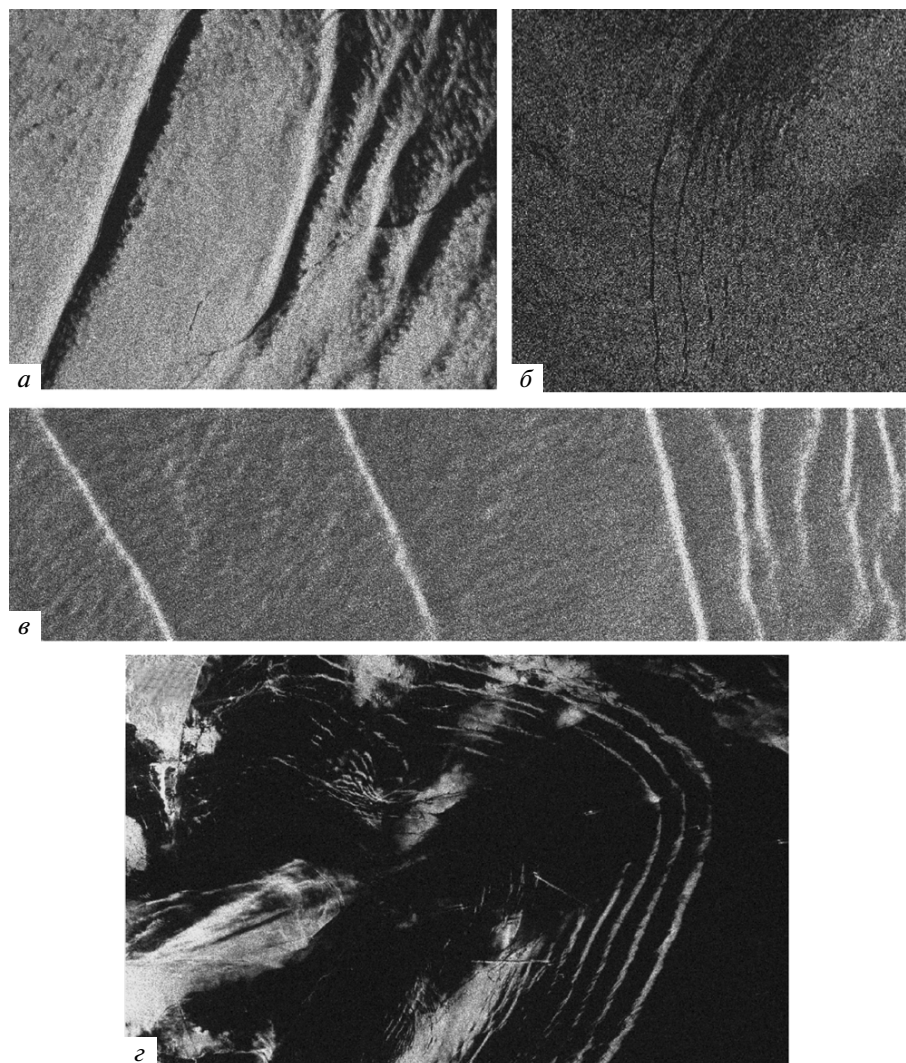
**Рис. 5.** Проявления классических приливных ВВ на фрагментах РЛИ ERS-1 и ERS-2: *a, б* – волны “понижения”, *в* – волны “возвышения”; *г* – пакет ВВ (B) в Японском море, догоняющий волновой хвост предыдущего пакета (A) на РЛИ ERS-2 от 07.12.1997 (рис. из (Mitnik, Dubina, 2007)). Темные пятна – нефтяные загрязнения. © ESA.

Пространственная конфигурация и вид пакета ВВ в горизонтальной плоскости могут определяться движением, рефракцией, взаимодействием волн друг с другом, влиянием течений и дна.

По мере того, как ВВ распространяются, они создают у МП течения, которые вызывают существенные квазипериодические изменения характеристик поверхностного волнения, и, в свою очередь, ПП в виде набора чередующихся взволнованных и выглаженных полос (Alpers, 1985; Баханов и др., 1989) (рис. 4а). Это происходит потому, что дивергентные и конвергентные компоненты поверхностных (горизонтальных) течений ВВ модулируют короткие гравитационно-капиллярные волны (ГКВ) и создают на МП, и соответ-

ственно на РЛИ, картину в виде квазипараллельных двойных чередующихся (периодических) светлых (взволнованная поверхность или сулои – зоны локального усиления волнения) и темных (выглаженная, зеркально-гладкая поверхность или слики) полос (рис. 5а–г, 6а, рис. 7–9) (Alpers, 1985; Баханов и др., 1989). Наблюдения показали, что сулои и слики движутся вместе с цугами ВВ (Монин, Красицкий, 1985). Эти полосы наблюдаются как в видимом, так и в СВЧ-диапазонах. В некоторых случаях, однако, на РЛИ могут наблюдаться ППВВ в виде или только темных (рис. 6б), или только светлых полос (рис. 6в, г).

При этом происходит существенное изменение не только характеристик поверхностных волн –



**Рис. 6.** Типы поверхностных проявлений ВВ на фрагментах РЛИ ERS-1, ERS-2 и Envisat: *a* – резкие светло-темные полосы; *б* – темные полосы; *в* – светлые полосы на сером фоне; *г* – светлые полосы на темном фоне. © ESA.

их амплитуд, длин, фазовой скорости и спектрального состава, – но и концентрации поверхностно-активных веществ (ПАВ). Для объяснения модификации поля поверхностных волн внутренними волнами был предложен ряд механизмов. В настоящее время в качестве основных механизмов, объясняющих контрасты ВВ на РЛИ, рассматриваются кинематический и пленочный (Alpers, 1985; Воздействие..., 1982; Баханов и др., 1989; Ермаков et al., 1992; da Silva et al., 1998; Ермаков et al., 1998; da Silva et al., 2000b). В этих и других работах было показано, что эти два механизма обеспечивают изображение ВВ на РЛИ, полученных РСА в см- и дм-диапазонах. Кинематический механизм (рис. 4*a*) работает в условиях синхронизма скоростей ВВ и резонансных ГКВ (Alpers, 1985), а пленочный – при определенной концентрации ПАВ на поверхности моря (Воздействие..., 1982; Ермаков et al., 1992; Ермаков et al., 1998), причем последний действует преимущественно на ГКВ длиной менее 10 см.

Однако в последнее время наметилась тенденция объединения этих двух механизмов, поскольку первый объясняет появление классических двойных полос (рис. 5*a–г*, 6*a*), но не объясняет ППВВ в виде только темных полос (рис. 6*б*) (da Silva et al., 2000b).

Ветер и концентрация ПАВ оказывают существенное влияние на внешний вид ППВВ. При очень слабом ветре (1–2 м/с) на РЛИ могут отобразиться только светлые полосы; при слабом ветре (~3 м/с) – светлые и светло-темные (da Silva et al., 2000). Измерения характеристик ВВ позволили установить, что кинематическое образование сликовых полос наблюдается при ветре до 5 м/с, причем ширина полос уменьшается с усилением ветра, а расстояние между сликами соответствует длине ВВ (Монин, Красицкий, 1985). При ветре от слабого до умеренного на РЛИ мож-



Рис. 7. Сложное взаимодействие пакетов приливных ВВ на шельфе о. Сахалин на РЛИ Envisat от 03.07.2007. © ESA.

но наблюдать как светло-темные полосы, так и только темные (последние, правда, при достаточно высокой концентрации ПАВ) (da Silva et al., 2000b).

Масштабы изменений шероховатости МП под влиянием ВВ настолько велики, что дистанционные методы исследования выходов ВВ на поверхность моря оказались, по существу, единственным источником информации об их пространственной структуре. РЛИ дают возможность судить о характеристиках цуга в горизонтальной плоскости (Atlas..., 2004). Эволюция цуга ВВ характеризуется рядом основных параметров, которые можно извлечь из космических изображений (рис. 4б). На рис 4б показана схема трансформации пакета приливных ВВ и его характеристики:  $c_0 T$  – расстояние между последовательными цугами;  $T$  – период прилива (приливной цикл);  $\lambda_0$  – длина отдельной волны в цуге;  $L$  – ширина цуга;  $C_r$  – длина гребня;  $l_i$  – характерная ширина полосы на поверхности (или на РЛИ);  $i$  – количество волн в цуге;  $\eta$  – амплитуда ВВ;  $V_{\max} T$  – характеристическая длина внутреннего прилива.

Первичные возмущения пикноклина несинусоидальны, обычно на глубокой воде это волны понижения (“провалы” пикноклина). Величина (амплитуда) возмущений упорядочена, наибольшая наблюдается у первой волны, наименьшая –

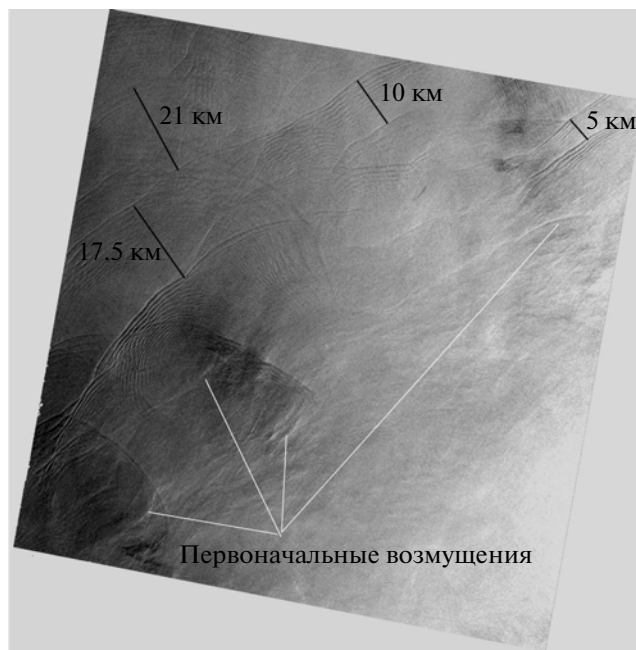
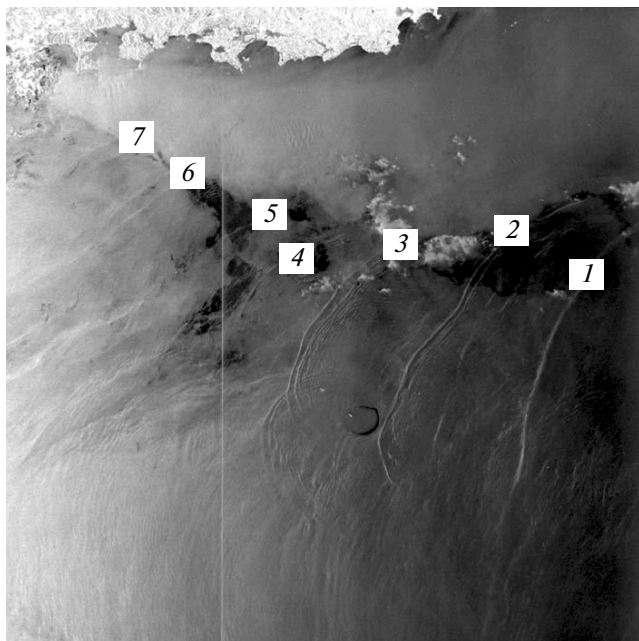


Рис. 8. Фрагмент РЛИ Radarsat-1 от 13.08.2002 (Нью-Йоркская бухта) с указанием расстояний между пакетами ВВ и мест формирования первоначальных возмущений пикноклина (рис. из (Бондур и др., 2006)).

у последней. Длина волн в цуге  $\lambda$  и ширина полос  $l$  на поверхности также упорядочены, наибольшая – у первичного возмущения в цуге. Количество индивидуальных колебаний в цуге  $n$  растет со временем (с его возрастом), увеличиваясь на одно с периодом Вэйсяля–Брента. В общем случае количество колебаний (волн) в цуге может зависеть от его возраста или расстояния от места генерации. Однако с началом распада ВВ происходит обратный процесс.

На РЛИ были также обнаружены первоначальные волновые возмущения – солитоны. Совместный анализ положения солитонов и батиметрических карт показывает, что они часто формируются в зоне резкого перепада глубины на границе континентального шельфа (Бондур и др., 2006). Так, на РЛИ, приведенном на рис. 8, отчетливо виден ряд светлых полосок, совпадающих с изобатами 150 и 200 м. Установлено (Бондур и др., 2006), что это поверхностные проявления первоначально образованных солитонов – одиночные провалы пикноклина достаточно большой величины (до 15–20 м), имеющие большую фазовую скорость 0.6–1.0 м/с. Затем в течение нескольких часов вертикальное распределение плотности восстанавливается, а первичное возмущение, распространяясь вдоль пикноклина, распадается на ряд последовательных солитонов, формирующих цуг волн (рис. 5а–в), состоящий из лидирующего солитона – самой большой и быстрой волне в цуге, и



**Рис. 9.** Эволюция пакетов приливных ВВ по мере их распространения в Южно-Китайском море на РЛИ Radarsat-1 от 26.04.1998, полученном в режиме ScanSAR; цифрами пронумерованы последовательные цуги. В центре в виде темной подковы отобразился атолл Донг-ша, где происходит интенсивная трансформация ВВ. © CSA.

волнового хвоста — группы мелких диспергирующих волн в его конце (рис. 5з).

Распад уединенной волны на ряд солитонов при уменьшении глубины моря происходит в том случае, когда равновесие между нелинейностью и дисперсией начинает нарушаться. При резком уменьшении глубины, по-видимому, имеет место быстрый и многократный (в течение 12–13 ч) распад на все более узкие солитоны, что в целом хорошо соответствует сценарию распространения ВВ над шельфом (Коняев, Сабинин, 1992). Этим эффектом в большинстве случаев можно объяснить вид цугов ВВ, состоящих из большого количества волн, на снимках из космоса.

По мере распространения на шельфе ВВ, испытывая влияние дна, становятся динамически неустойчивыми и разрушаются, трансформируясь в придонные течения и вихри. Среди других существенных причин — уменьшение глубины пикноклина (Коняев, Сабинин, 1992). Время жизни пакета ВВ на глубокой воде оценивается в 2–2.5 сут (ApeI, 1992). Во многих местах на шельфе волны распространяются навстречу малым глубинам и начинают разрушаться, когда глубина места становится меньше 50 м за счет интенсивного взаимодействия с дном, при этом их скорость распространения, амплитуды и количество

волн в цуге уменьшаются, а сами ППВВ становятся слабовыраженными (рис. 9).

Наконец, на мелкой воде (и глубоком термоклине) может наблюдаться так называемый эффект “смены знака солитона”, т.е. волны понижения, типичные для глубокой воды, могут трансформироваться в волны возвышения (Hsu, Liu, 2000; Серебряный, 2009). Трансформация ВВ из классических волн понижения, возбуждающихся у кромки шельфа, в волны возвышения происходит там, где глубина слоя скачка становится примерно равной глубине нижнего слоя моря. В этом случае первые волны цуга меняют свой знак. Волны возвышения сами по себе генерируются в тех местах на шельфе, где слой скачка толще, чем придонный слой. Считается, что ППВВ на РЛИ в этом случае изменяют свой вид со светло-темных полос (рис. 5а, б) на темно-светлые (рис. 5в), что, согласно (Hsu, Liu, 2000), может являться характерным признаком такой трансформации. Эти эффекты часто наблюдаются в тропических районах Мирового океана, где пикноклин расположен на глубинах 40–60 м.

Данные космической радиолокации, начиная с данных ИСЗ Seasat (Fu, Holt, 1982), активно привлекались для изучения ВВ в различных частях Мирового океана, например: в море Сулу и Банда, в Андаманском море (Atlas..., 2004), в Южно-Китайском море (Atlas..., 2004; Hsu, Liu, 2000; Orr, Mignerey, 2003), в Нью-Йоркской бухте (Gasparovic et al., 1988; Atlas..., 2004; Бондур и др., 2006), в Японском море (Mitnik, Dubina, 2007), на шельфе Португалии (da Silva et al., 1998; Ermakov et al., 1998; da Silva et al., 2000b), в Гибралтарском и Мессинском проливах (Atlas..., 2004) (рис. 1, рис. 7–9) и многих других местах.

Однако, хотя и накоплен большой экспериментальный материал, изучены ВВ пока недостаточно, в частности, не вполне ясны механизмы генерации тех или иных ВВ, условия их распространения и трансформации, динамическая устойчивость и процессы диссипации. Из средств ДЗЗ наиболее эффективным для обнаружения и исследования ВВ, бесспорно, оказались радиолокаторы бокового обзора (РЛСБО) и радиолокаторы с синтезированной апертурой (РСА). Только РЛ-съемки позволили судить о пространственных характеристиках ВВ, их эволюции и динамике. Во многом благодаря ним стала очевидна роль различных эффектов в эволюции ВВ. В настоящее время на основе съемок из космоса создаются атласы и каталоги ВВ (см., например, (Atlas..., 2004)).

## АТМОСФЕРНЫЕ ГРАВИТАЦИОННЫЕ ВОЛНЫ

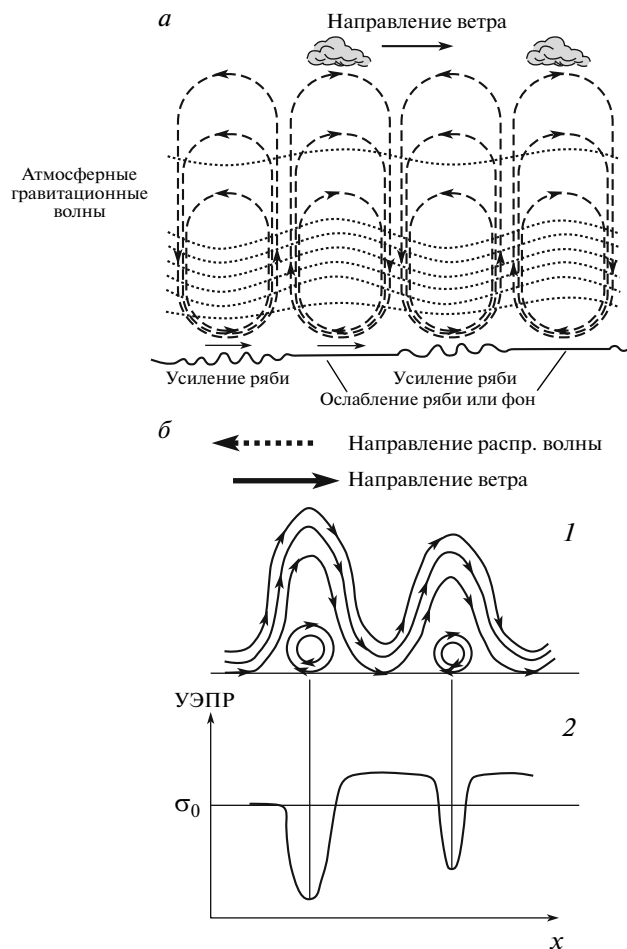
На РЛИ также достаточно часто регистрируются группы периодических квазипараллельных

полос, которые можно объяснить образованием и прохождением атмосферных гравитационных волн. АГВ генерируются в нижней атмосфере и могут распространяться как в вертикальном, так и горизонтальном направлении (Госсард, Хук, 1978). Очень часто АГВ называют внутренними волнами в атмосфере, однако далее будем придерживаться термина “атмосферные гравитационные волны” как наиболее соответствующего, а термин “внутренние волны” оставим для волн в океане. Основной причиной существования АГВ является устойчивая стратификация атмосферы, при которой средняя плотность воздуха увеличивается по направлению к земле. АГВ были описаны теоретически и обнаружены на снимках из космоса (в облачном покрове) в середине XX в. (Nappo, 2002).

Простая двумерная трехслойная модель АГВ предложена в (Госсард, Хук, 1978). Основными механизмами генерации АГВ считаются: 1) обтекание горного препятствия стратифицированным воздушным потоком (Wurtele et al., 1996; Nappo, 2002); 2) вертикальный сдвиг скорости (Kuettner et al., 1987); 3) фронтальная неустойчивость (Alpers, Stilke, 1996; Nappo, 2002; Alpers et al., 2008). Следуя (Alpers, Stilke, 1996), будем называть подветренные волны линейными, а все другие волновые возмущения в атмосфере, в том числе атмосферный бор и пакеты волн, образовавшиеся в результате его распада, – нелинейными. На рис. 10а и 10б схематически показаны механизмы воздействия линейных и нелинейных АГВ на МП, а на рис. 11–12 – ряд примеров отображения АГВ на РЛИ.

Наиболее часто АГВ образуются с подветренной стороны препятствий при устойчивой стратификации набегающего потока и направлении ветра у препятствия, близком к перпендикулярному; их обычно называют подветренными. Чаще всего они образуются за прибрежными формами горного рельефа или гористыми островами, когда имеется сочетание устойчивой стратификации и ветра, дующего с берега. В литературе эти волны также носят название орографических, запрятственных или феновых волн (Вельтишев, Степаненко, 2006).

Подветренные АГВ являются наиболее распространенными в природе и наиболее хорошо изученными. Волновые движения в этом случае носят квазилинейный двумерный характер (рис. 10а). В тех случаях, когда в условиях достаточной влажности воздуха над гребнями волн образуется облачность, а в подошвах опускающийся воздух удаляется от состояния насыщения, подветренные волны становятся заметными в поле облачности (высококучевые облака – Ac lent) и легко идентифицируются на снимках из космоса (Вельтишев, Степаненко, 2006). Облачность над ними имеет или пульсирующий характер (волно-

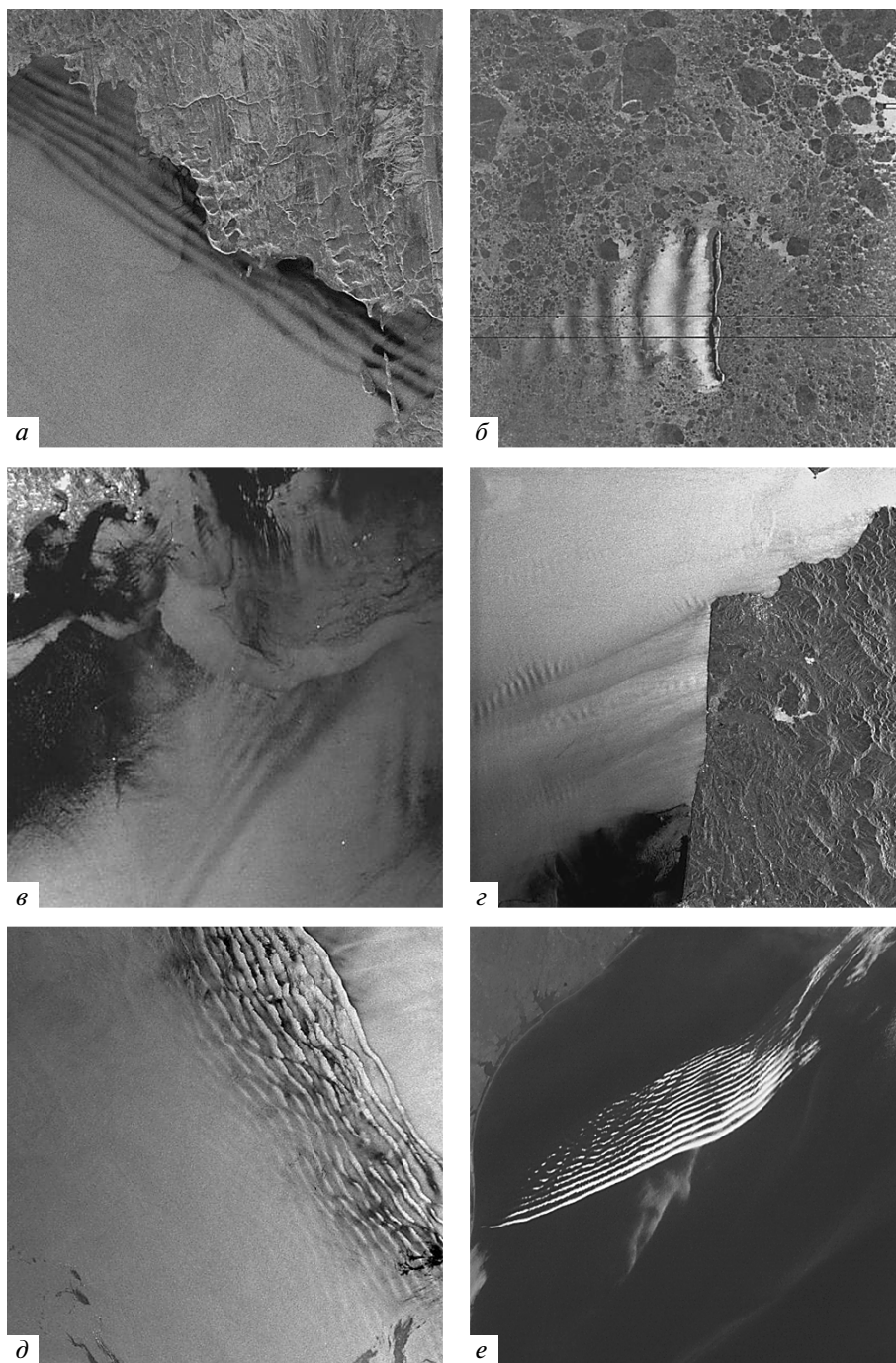


**Рис. 10.** а – Схематический рисунок, иллюстрирующий модуляцию коротких гравитационно-капиллярных волн на морской поверхности полем скорости атмосферной гравитационной волны (рис. из (Zheng et al., 1998)); б – нелинейные атмосферные гравитационные волны: 1 – линии тока. В нижних частях гребней направление движения воздуха противоположно направлению фонового ветра; 2 – вариации УЭПР, вызванные прохождением нелинейной волны;  $\sigma_0$  – фоновое значение УЭПР. На РЛИ такая волна создает относительно широкие белые полосы, окаймленные двумя темными узкими (рис. из (Alpers et al., 1985)).

образное изменение ее толщины), или наблюдается только над гребнями волн (Кожевников, 1999). Большое количество уникальных фотографий облаков, возникающих при прохождении АГВ, собрано на сайте [www.weatherwortex.com](http://www.weatherwortex.com).

Изучение подветренных АГВ показало, что их характеристики обусловлены двумя основными факторами: скоростью набегающего потока и стратификацией воздушной массы. Подветренные волны образуются чаще всего при наличии сильных ветров в тыловой части высотной ложбины или при прохождении холодного фронта.





**Рис. 11.** Примеры атмосферных гравитационных волн на РЛИ спутников ERS-1, ERS-2, Envisat и Radarsat-1: *a* – у западного побережья Аляски (17.08.1994); *б* – в северной части Баренцева моря, за о. Хопен в дрейфующем поле льда (20.06.1993); *в* – в прол. Тайвань (09.03.2006); *г* – в Атлантическом океане у побережья Марокко (06.06.2000); *д* – нелинейные АГВ в северо-западной части Каспийского моря (12.05.1996); *е* – пакет нелинейных АГВ в поле облачности над Мексиканским зал. (15.03.2008). © ESA, CSA, NOAA.

Минимальная скорость набегающего потока должна составлять 7–8 м/с на уровне препятствия в зависимости от его высоты; высоты препятствий – от 500 до 2000 м. По данным наблюдений, значение амплитуд АГВ колеблется от нескольких сотен метров до 2 км (чаще 300–500 м) (Вель-

тищев, Степаненко, 2006). С амплитудой подветренных волн связаны вертикальные и горизонтальные скорости, которые обычно составляют 2–6 м/с, но отмечались и значения более 10 м/с (Кожевников, 1999). Также подмечено, что подветренные волны и ППАГВ с увеличением скоро-

сти набегающего потока становятся менее резкими (Кожевников, 1999).

Если препятствие имеет приблизительно одинаковые размеры, как в направлении воздушного потока, так и по нормали к нему, то под действием прямого переваливания сверху и бокового обтекания с обеих сторон волны приобретают в плане форму подков или клина (Вельтишев, Степаненко, 2006). Соответствующее расположение облачных полос и полос на РЛИ сходно с расположением волн, возникающих за движущимся судном и именуемых в гидродинамике корабельными волнами (Вельтишев, Степаненко, 2006).

Над открытыми водными пространствами встречаются и другие типы нелинейных АГВ, распространяющихся цугами, например, возникающие при прохождении интенсивных атмосферных фронтов или их возмущений, вызывающих сдвиговую неустойчивость или возмущения инверсионного слоя. Эти волновые возмущения в атмосфере, первоначально имеющие вид уединенных волн, называют бор в атмосфере; они наименее изучены (Kuettner et al., 1987; Alpers et al., 2008). Однако считается, что затем могут образоваться нелинейные АГВ (da Silva, Magalhaes, 2009), в горизонтальной плоскости представляющие собой одиночные пакеты волн (рис. 11е). При распространении нелинейных волн может создаваться ситуация, когда волновые возмущения у МП могут перемещаться в сторону, противоположную направлению ветра (Alpers et al., 2008) (рис. 10б).

Типичные характеристики АГВ следующие: горизонтальные длины волн — от единиц до сотен км (вертикальные в тропосфере от 2–3 до 30 км), периоды — от нескольких минут до часов, фазовые скорости 10–25 м/с; амплитуда волн увеличивается с высотой из-за уменьшения плотности воздуха.

Наконец, для того чтобы волновые движения в АГВ достигли морской поверхности, необходимо определенное состояние атмосферы, которое бы ограничивало распространение волн в ее верхние слои. Иными словами, для того чтобы волновые явления в нижней атмосфере оставили отпечатки на МП, волновые модуляции скорости ветра должны достичь поверхности моря. Если нижний приводной слой атмосферы имеет устойчивую стратификацию, то выше этого слоя может существовать некая граница, которая будет препятствовать распространению волн в верхние слои. В реальной атмосфере ее функции выполняет или высотная инверсия, или граница сдвига скорости ветра. В связи с этим говорят, что волны являются “захваченными” по вертикали (Stoock, 1988). Кроме того, АГВ могут быть захвачены и в горизонтальной плоскости, главным образом из-за наличия зон горизонтального сдвига скорости



Рис. 12. Захваченные атмосферные гравитационные волны в Средиземном море у побережья Туниса на РЛИ Envisat (04.08.2005). © ESA.

ветра — например, струй, возникающих при обтекании неоднородного рельефа прибрежных районов (Stoock, 1988; Alpers et al., 2008). Захваченные волны фактически распространяются в волноводе с вертикальными и горизонтальными стенками и оставляют на МП и РЛИ характерные ППАГВ, имеющие вид групп упорядоченных полос (Alpers et al., 2008). О захваченности АГВ можно судить по внешнему виду пакета АГВ на РЛИ или снимках из космоса (рис. 11г и 12).

В литературе описаны многие случаи наблюдения АГВ с помощью космической радиолокации, в ряде работ проведена их подробная интерпретация, анализ и моделирование; см., например, (Герман, 1985; Спиридонов и др., 1987; Радиолокация..., 1990; Vachon et al., 1994; Zheng et al., 1998; Mityagina et al., 1999; Chunchuzov et al., 2000; da Silva, Magalhaes, 2009) и рис. 11–12. В результате исследований установлено, что механизм отображения волн на РЛИ заключается в том, что периодически меняющееся поле ветра в АГВ, создаваемое у поверхности моря, модулирует с периодом волны параметры ГКВ, которое в свою очередь ответственно за рассеяние РЛ-сигнала. В результате периодические вариации скорости ветра у поверхности моря приводят к образованию поверхностных проявлений на МП и на РЛИ в виде картин чередующихся квазипараллельных (периодических) светлых (большая скорость ветра по сравнению с фоном) или темных (меньшая скорость ветра) полос (Alpers et al., 2008). Там, где направление переноса в волне совпадает с направлением фонового ветра, т.е. у подошвы, наблюдается

локальное усиление ветра (и соответственно интенсивности ГКВ) и на РЛИ образуется светлая полоса (отпечатки подошв волн); а там, где не совпадает (у гребня) – локальное ослабление ветра (и соответственно интенсивности ГКВ) и темная полоса (отпечатки гребней) (рис. 11а–г, 12). Нелинейные АГВ создают широкие светлые полосы, окаймленные узкими темными; они организованы в пакеты (рис. 10б, 11д).

Наконец, в рамках мультитатчикового подхода совместный анализ РЛИ и оптических снимков позволяет получить дополнительную информацию об АГВ, распространяющихся над океаном. Например, ППАГВ появляются на РЛИ уже тогда, когда волнистые облака в атмосфере еще не сформировались и АГВ в поле облачности не проявились. Это обусловлено различными механизмами отображения АГВ на оптических и РЛИ: модуляция шероховатости поверхности моря никоим образом не связана с характеристиками воздушной массы, в том числе с влажностью воздуха.

#### РАЗЛИЧИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ ВВ И АГВ

Как уже говорилось, в общем случае проявления, оставляемые на поверхности океана ВВ и АГВ, похожи. Однако детальный анализ РЛИ, в первую очередь поверхностных проявлений, позволяет распознать отобразившиеся явления. В более сложных случаях, например, когда ППВВ на РЛИ состоят только из светлых или темных полос, необходимо использовать набор дополнительных признаков и характеристик, а именно: длину волн, протяженность пакетов, ориентацию полос, географическое положение места, состояние верхнего слоя океана и нижнего слоя атмосферы, характер рельефа прибрежной зоны (на берегу и в пределах шельфа) и т.п.

Итак, после того, как были рассмотрены особенности генерации и эволюции ВВ и АГВ и механизмы их отображения на РЛИ, остановимся на сходствах и различиях.

*Внешний вид* ППВВ и ППАГВ и механизмы их отображения на РЛИ при анализе имеют первостепенное значение. В общем случае поверхностные проявления ВВ – результат гидродинамической модуляции ГКВ (Alpers, 1985; Alpers et al., 2008):

$$\sigma = \sigma_0 \left( 1 + A \frac{dV_x}{dx} \right),$$

где  $\sigma$  – УЭПР;  $V$  – скорость течения у поверхности;  $x$  – горизонтальная координата;  $A$  – параметр, зависящий от скорости ветра. На РЛИ могут наблюдать три вида ППВВ: светлые полосы на темном фоне, двойные светло-темные полосы на светлом/сером фоне и темные полосы на светлом/сером фоне (рис. 6–9). Первая ситуация возникает при ветре, скорость которого ниже поро-

гового значения для генерации шероховатости МП. Вторая – типичный случай ППВВ при ветре от слабого до умеренного, а третья – при высокой концентрации ПАВ (da Silva et al., 1998; Ermakov et al., 1998). При анализе ППВВ следует также обращать внимание на взаимную ориентацию вектора скорости ветра и направления распространения ВВ, а также направления зондирования. В целом внешний вид ППВВ на РЛИ зависит от скорости ветра, наличия пленок ПАВ и угла между направлением ветра и направления зондирования. Встречный ветер будет способствовать увеличению контрастов “фон–ППВВ”, в то время как попутный – их уменьшению.

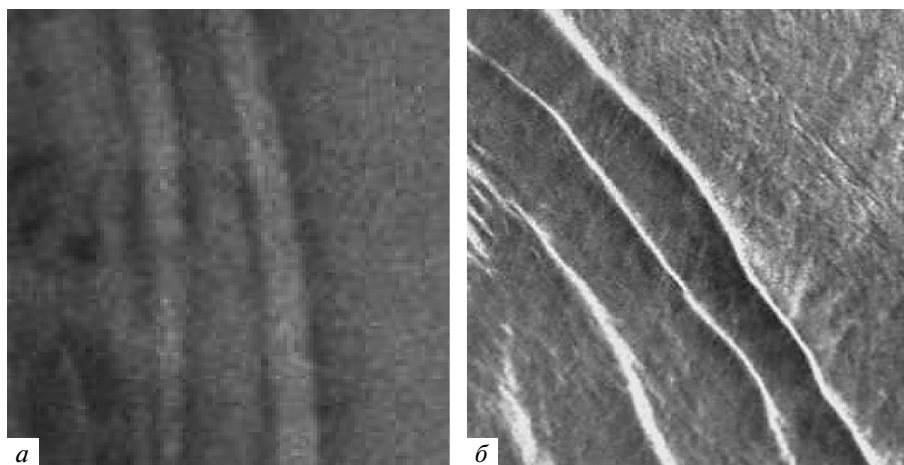
Для АГВ поверхностные проявления – результат модуляции ГКВ вариациями напряжения ветра (скорости ветра) (Alpers et al., 2008):

$$\sigma = B(U + \Delta U)^\alpha,$$

где  $U$  – скорость ветра;  $\alpha$  – параметр, характеризующий вертикальный профиль ветра и шероховатость подстилающей поверхности;  $B$  – эмпирический коэффициент. На РЛИ АГВ создают также три типа поверхностных проявлений: светлые полосы – “отпечатки подошв” волн, темные полосы – “отпечатки гребней”, и широкие светлые полосы, окаймленные узкими темными, которые характерны для нелинейных (см. выше) АГВ (рис. 11д). Сравнение классических ППВВ и нелинейных ППАГВ показано на рис. 13. Однако полосы в ППАГВ обычно шире, чем в ППВВ. Кроме того, поле ветра АГВ может модулировать сплоченность дрейфующего морского льда (рис. 11б).

Иногда при анализе полезно рассмотреть механизмы генерации волн. ВВ могут быть генерированы причинами, воздействующими на стратифицированные водные массы океанов, морей и крупных озер. Это могут быть приливы, апвеллинг, сдвиговая неустойчивость течений и фронтов, резкие перепады ветра и давления, речные плюмы и т.п. ВВ в океане, которые отображаются на РЛИ, как правило, в большинстве случаев имеют приливную природу, возбуждаются у кромки шельфа и распространяются по направлению к берегу. Механизмы генерации АГВ включают модуляцию ветрового потока при обтекании горных препятствий прибрежной зоны, фронтальную и сдвиговую неустойчивость, возмущения инверсионного слоя. ВВ практически всегда нелинейны, АГВ могут быть как линейными, так и нелинейными.

Очень часто гребни ВВ стремятся принять положение, параллельное изобатам из-за рефракции. В процессе распространения на шельфе ВВ активно взаимодействуют с рельефом дна; рефракция также возникает из-за уменьшения глубины пикноклина (Коняев, Сабинин, 1992). Эти процессы выстраивают гребни ВВ вдоль изобат,



**Рис. 13.** Отличие поверхностных проявлений нелинейных АГВ (а) от нелинейных ВВ (б). ППАГВ состоят из широких светлых полос, окаймленных двумя узкими темными ( $\Delta U$  велико в широкой зоне); ППВВ состоят из узких светлых полос, за которыми следует одна темная ( $dV_x/dx$  велико в узкой зоне) (рис. из (Alpers et al., 2008)).

при этом скорость распространения и амплитуда волн могут уменьшаться из-за уменьшения глубины. Кроме того, сильное влияние на цуги ВВ могут оказывать неоднородности течения, также приводящие к рефракции ВВ (Коняев, Сабинин, 1992). Эффекты рефракции ВВ будут проявляться и в том случае, если ВВ попадают или распространяются в области приливного течения с горизонтальным сдвигом скорости (Иванов, Морозов, 1974). Поэтому цуг ВВ, распространяющийся на шельфе по направлению к берегу, будет с периодом приливного цикла, взаимодействовать то с приливным, то с отливным течением; такое взаимодействие может породить сложную форму цуга в горизонтальной плоскости (Коняев, Сабинин, 1992).

Наличие хорошо *выраженных цугов* волн иногда может помочь в распознавании природы волн. ВВ в большинстве случаев организованы в хорошо выраженные пакеты и распространяются цугами (до 6–7), длина волны в которых уменьшается от начала цуга к его концу. Нелинейные АГВ также часто организованы в пакеты, а у захваченных волн они отсутствуют; количество волн в цуге и длина отдельных волн варьирует в широких пределах, они часто имеют большие длины волн (и соответственно создают более широкие полосы на МП). Группы или цуги АГВ проявляются в облачном покрове. Пространственные размеры пакетов ВВ достигают 100–150 км, АГВ – 300–400 км и более. Самые протяженные серии АГВ (до 480 км) наблюдались со спутников в облачном покрове на подветренной стороне Анд (Вельтищев, Степаненко, 2006). Длина отдельных волн в цуге или расстояние между полосами в ППВВ и ППАГВ может изменяться в широких пределах: для ВВ – от 100 м до 20 км; для АГВ – от 2 до 70 км, но чаще всего наблюдаются волны с длина-

ми 5–20 км, причем расстояние от первой полосы до места генерации на берегу обычно составляет 3/4 длины волны (Вельтищев, Степаненко, 2006). По разным оценкам количество отдельных волн в цуге ВВ может достигать 20–30 (Atlas..., 2004). Анализ ППАГВ на снимках, полученных в оптическом диапазоне, показал, что число следующих друг за другом волн (количество полос в группе) может быть до 50–60 и более, распространяться они могут на расстояния до нескольких сотен километров от препятствия (Вельтищев и Степаненко, 2006).

*Направление распространения* волн часто является важным фактором при распознавании. Приливные ВВ, отображающиеся на РЛИ, распространяются по направлению к берегу или в сторону меньших глубин (хотя имеются и исключения); другая волна, бегущая в сторону открытого моря, на РЛИ не отображается. АГВ могут распространяться под любыми углами к береговой линии, а в случае подветренных волн – от берега или острова вниз по потоку.

Если имеются последовательные РЛ-съемки (например, на восходящем и нисходящем витках), то можно оценить *фазовую скорость* и *время жизни* волн. Типичная скорость ВВ 0.5–2.0 м/с, АГВ – единицы–десятки м/с (сравнима со скоростью ветра). ВВ продолжают развиваться (распад первоначального возмущения) и после прекращения действия вынуждающей силы (обычно в течение 1.0–2.5 сут), в то время как подветренные АГВ – более короткоживущие волны, их генерация прекращается сразу после прекращения действия возмущающей силы – например, при ослаблении ветра.

Часто *эффекты взаимодействия волн* помогают узнать их природу. ВВ могут активно взаимодей-

ствовать друг с другом, испытывать при этом слабые или сильные взаимодействия, или не взаимодействовать вообще. Взаимодействие одного цуга ВВ с другим достаточно сложный процесс, и только РЛИ-наблюдения позволили увидеть и классифицировать типы взаимодействия пакетов ВВ друг с другом (Lavrova, Badulin, 1998). Замечено, что угол, под которым встречаются пакеты, в ряде случаев может определять тип взаимодействия; так, при близких направлениях распространения более интенсивный пакет активно взаимодействует и “поглощает” менее интенсивный. Однако при углах взаимодействия, близких к  $90^\circ$ , пакеты практически не взаимодействуют. В общем случае тип взаимодействия определяется энергией цуга, его фазой и направлением распространения. Кроме того, при взаимодействии интенсивного цуга ВВ с формами подводного рельефа возможна генерация вторичных ВВ (Atlas..., 2004).

Ситуация осложняется еще и тем, что часто подводный рельеф не однороден и мест генерации ВВ у кромки шельфа может быть достаточно много. Приливная волна, взаимодействуя с топографией дна, в соседних местах формирует цуги ВВ, времена образования и направления распространения которых могут значительно отличаться.

На снимках из космоса обнаружены эффекты взаимодействия АГВ. Например, для подветренных АГВ в большей степени характерна *интерференция*, причем в том случае, когда они генерируются двумя или несколькими близкорасположенными источниками (Вельтишев, Степаненко, 2006).

Иногда необходимо учитывать *сезонный характер* и *широтные факторы*. В тех местах Мирового океана, где стратификация претерпевает существенные сезонные изменения, трудно ожидать появления ВВ в осенне-зимний или весенний периоды, когда стратификация в водоеме ослаблена или отсутствует. Кроме того, существование приливных ВВ и обнаружение их ППВВ проблематично в широтах больших  $74^\circ$  (т.е. там, где параметр Кориолиса становится соизмерим по величине частоте полусуточного прилива) (Миропольский, 1981); эта же проблема существует и для суточного прилива, генерация ВВ которым ограничивается областью между  $30^\circ$  с.ш. и  $30^\circ$  ю.ш.

В океане *места генерации* приливных ВВ в настоящее время достаточно хорошо известны (Сабинин, Серебряный, 2007). Это районы шельфа, где длинные приливные волны взаимодействуют с кромкой шельфа или с неоднородным подводным рельефом. В ряде хорошо известных мест (например, к северу от о-ва Тайвань) возникают ВВ, генерированные апвеллингом; ВВ, генерированные другими причинами, также наблюдаются в Мировом океане повсеместно, но только там, где имеется устойчивая стратификация вод и соответствующая причина. Так, например, трудно

ожидать появления интенсивных ВВ, а тем более их крупных пакетов, в тех местах, где приливы незначительны или отсутствуют — например, в Балтийском, Черном, Азовском и Каспийском морях. Наиболее значительные источники генерации короткопериодных ВВ в этих морях — это длинные ВВ, период которых близок к инерционному, а также внутренние сейши и ряд других причин (Серебряный, 2009). Согласно (Лаврова и др., 2009) и другим авторам, на РЛИ они имеют вид одиночного пакета, состоящего обычно из 3–7 волн, длины которых не превышают 100–150 м. Вполне очевидно, что отличить их от АГВ, обычно имеющих километровый масштаб отдельных волн, не представляет большой проблемы. Наконец, достаточно подробную информацию о местах генерации интенсивных ВВ можно найти в интернете, например, на сайтах: <http://www.internalwaveatlas.com> и <http://atlas.cms.udel.edu>.

Анализ РЛИ и снимков из космоса показывает, что АГВ часто возникают в различных районах Мирового океана и возбуждаются не только крупными горными хребтами, но и сравнительно невысокими формами рельефа. Запрепятствованные АГВ, так же как и приливные ВВ, привязаны к определенным гористым районам побережья и островам в Мировом океане (в настоящее время они тоже хорошо известны). Однако для АГВ фактор стратификации верхнего слоя моря не является ограничением, и ППАГВ на поверхности моря можно наблюдать практически в любое время года и в любом районе Мирового океана.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На космических РЛИ очень часто наблюдаются как ППВВ, так и ППАГВ. В настоящей статье показано, что для того, чтобы провести их однозначную идентификацию, необходимо, в первую очередь, провести анализ их ПП (рис. 13), а при необходимости — анализ условий возникновения волн, механизмов их генерации и отображения на РЛИ, а также сопоставление наблюдаемых на РЛИ проявлений, характеристик и контрастов. Путаница обычно возникает тогда, когда ППВВ состоят только из светлых или только из темных полос. Кроме того, часто принимают ПП нелинейных АГВ за ПП приливных ВВ. Ниже кратко подытожим основные отличительные черты.

Итак, короткопериодные ВВ возникают в верхнем слое океана. Основной механизм их генерации в океане — приливной, другие, создающие проявления на РЛИ, встречаются редко. ВВ — нелинейны, они обычно возникают в виде первоначального одиночного возмущения, которое со временем распадается на серию крупных волн и волновой хвост. Длина отдельных волн в пакете от нескольких сотен метров до нескольких километров, амплитуды 5–20 м, фазовая скорость 0.5–2.0 м/с.

Короткопериодные ВВ распространяются хорошо выраженными цугами (в среднем в цуге насчитывается от 3 до 30 волн), испытывают рефракцию, взаимодействуют с окружающей средой и друг с другом, из-за чего ППВВ искривляются, принимают дугообразную форму. Очень часто они распространяются по направлению к берегу. Имеют сезонный характер — в полярных и умеренных широтах развиваются на хорошо выраженном пикноклине. Основные механизмы отображения волн на РЛИ: кинематический (светлые полосы) и пленочный (темные полосы) либо их комбинация. Места генерации приливных ВВ в Мировом океане сейчас хорошо известны. Классические поверхностные проявления — светло-темные (светлая полоса, за которой следует темная) периодические квазипараллельные структуры, которые, однако, в зависимости от скорости и направления фонового ветра, наличия ПАВ, геометрии съемки и других факторов могут также быть либо только темными, либо только светлыми.

Поэтому, когда на РЛИ наблюдаются некие ПП, то с большой вероятностью можно утверждать, что они принадлежат ВВ в океане, если: они расположены в шельфовой зоне моря, водная толща которого стратифицирована, на шельфе которого имеются разнообразные формы подводного рельефа, где существуют интенсивные приливные течения, и состоят из хорошо выраженных цугов с междугузовым расстоянием 10–100 км.

АГВ, оставляющие отпечатки на МП, возникают в нижнем слое атмосферы. Основные механизмы генерации: обтекание горных препятствий, фронтальная и сдвиговая неустойчивость, возмущения инверсионного слоя; наиболее часто на РЛИ обнаруживаются подветренные АГВ. АГВ бывают квазилинейными и нелинейными, они также создают на МП характерные поверхностные проявления, которые можно спутать с ППВВ. Длина отдельных волн АГВ (километры — десятки километров) и их количество в пакете варьирует в более широких пределах (до 50–60 и более), чем у ВВ. Обычно подветренные АГВ появляются в виде одиночной протяженной группы длиной до 100 км и более. АГВ менее подвержены рефракции и взаимодействию друг с другом. Они естественно никак не связаны с сезонной изменчивостью вертикальной структуры верхнего слоя океана; их проявления можно наблюдать в любое время года и в любом районе Мирового океана. Места частой генерации подветренных АГВ в прибрежных гористых районах также достаточно хорошо известны. Они обычно связаны с усилением фонового ветра, сохраняющего некоторое время постоянное направление, из-за прохождения фронтов, местных ветров или других причин; обычно они распространяются от берега в море, стационарны относительно места генерации и перемещаются в пространстве со скоростью ветра.

Вертикально и горизонтально захваченные АГВ создают характерные проявления (узкие протяженные группы). Основной механизм отображения — модуляция ГКВ вариациями напряжения ветра/скорости ветра (с периодом волны). Основные поверхностные проявления АГВ — светлые или темные квазипараллельные периодические структуры; нелинейные АГВ создают группу светлых полос, окаймленных двумя темными узкими. На снимках видимого диапазона могут проявляться в поле облачности (в виде серии облачных полос).

Поэтому если на РЛИ наблюдаются некие ПП, то с большой вероятностью можно утверждать, что они принадлежат волнам в атмосфере, если они расположены в прибрежной зоне моря у подветренных склонов прибрежной топографии или перед атмосферным фронтом и/или зоны сдвига скорости ветра, связаны с характерной синоптической обстановкой и проявляются в поле облачности на квазисинхронных снимках видимого диапазона.

Таким образом, различение приливных ВВ и подветренных АГВ на РЛИ при ветре от слабого до умеренного не представляет труда — достаточно сравнить их поверхностные проявления. Задача существенно упрощается, если имеются близкие по времени последовательные РЛИ, на основе которых можно оценить фазовые скорости волн и снимки оптического диапазона. Однако при отсутствии таких данных или в сложных, нетривиальных ситуациях необходимо привлечение дополнительной информации.

Привлечение и адекватное использование дополнительных данных позволяет объяснить природу волн. Для полноценного анализа РЛИ с ППВВ необходимы данные о глубинах и рельефе дна в месте обнаружения ПП, фоновая океанологическая и гидрометеорологическая информация на момент съемки, а иногда и на сутки раньше. Для того чтобы учесть течения, фазу прилива и стратификацию водных масс следует привлекать стандартные океанографические данные. Для анализа ППАГВ крайне необходимы сведения о ветре и его изменчивости, синоптические карты, данные радиозондирований, синхронные съемки оптического диапазона.

При анализе сложных случаев, отобразившихся на РЛИ, необходимо учитывать возможные механизмы генерации, место генерации и время года, характерные длины отдельных волн, их количество в цуге, протяженность цуга, количество цугов и направление распространения волн, ориентацию пакета волн относительно линии берега, информацию о приливах и возможную связь с ними, скорость и направление ветра, рельеф дна и побережья, эффекты взаимодействия с подводным/надводным рельефом, эффекты рефракции и взаимодействия отдельных пакетов, наличие

пленок ПАВ и дрейфующего льда и ряд других факторов.

В итоге последовательно-избирательный учет всех перечисленных выше факторов во многом позволит избежать ошибок при анализе и интерпретации РЛИ с поверхностными проявлениями внутренних и атмосферных гравитационных волн, и, таким образом, точно установить природу наблюдаемого явления.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баханов Д.В., Зуев А.Л., Маров М.Н., Пелиновский Е.Н.* Влияние внутренних волн на характеристики СВЧ-сигналов, рассеиваемых морской поверхностью // Изв. АН СССР. ФАО. 1989. Т. 25. № 4. С. 387–395.
- Бондур В.Г., Морозов Е.Г., Бельчанский Г.И., Гребенюк Ю.В.* Радиолокационная съемка и численное моделирование внутренних приливных волн в шельфовой зоне // Исслед. Земли из космоса. 2006. № 2. С. 51–63.
- Вельтищев Н.Ф., Степаненко В.М.* Мезометеорологические процессы. М.: МГУ, 2006. 101 с.
- Воздействие крупномасштабных внутренних волн на морскую поверхность. Горький: ИПФ АН СССР, 1982.
- Герман М.А.* Космические методы исследования в метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 351 с.
- Госсард Дж., Хук У.* Волны в атмосфере. М.: Мир, 1978. 532 с.
- Дикинис А.В., Иванов А.Ю. и др.* Атлас аннотированных радиолокационных изображений морской поверхности, полученных космическим аппаратом “Алмаз-1” / Под ред. Л.Н. Карлина. М.: ГЕОС, 1999. 119 с.
- Иванов Ю.А., Морозов Е.Г.* Деформация внутренних гравитационных волн потоком с горизонтальным сдвигом скорости // Океанология. 1974. Т. 14. № 3. С. 457–461.
- Кожевников В.Н.* Возмущения атмосферы при обтекании гор. М.: Научный мир, 1999. 159 с.
- Коняев К.В., Сабинин К.Д.* Волны внутри океана. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 271 с.
- Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Сабинин К.Д.* Возможные механизмы генерации внутренних волн в северо-восточной части Черного моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов / Под. ред. Е.А. Лупяна, О.Ю. Лавровой. Вып. 6. Т. 2. М.: Азбука-2000, 2009.
- Миропольский Ю.З.* Динамика внутренних гравитационных волн в океане. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 302 с.
- Монин А.С., Красицкий В.П.* Явления на поверхности океана. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 374 с.
- Радиолокация поверхности Земли из космоса / Под ред. Л.М. Митника, С.В. Викторова. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 200 с.
- Сабинин К.Д., Серебряный А.Н.* “Торячие точки” в поле внутренних волн в океане // Акуст. журн. 2007. Т. 53. № 3. С. 1–27.
- Серебряный А.Н.* Нелинейные внутренние волны на шельфе // Тр. Научной сессии памяти акад. Л.М. Бреховских и проф. Н.А. Дубровского. М., 2009. С. 33–43.
- Спиридонов Ю.Г., Пичугин А.П., Шестопалов В.П.* Радиолокационное наблюдение из космоса атмосферных внутренних гравитационных волн // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 2. С. 317–320.
- Филинс О.М.* Динамика верхнего слоя океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 285 с.
- Alpers W.* Investigation of atmospheric gravity waves and rotors in the marine boundary layer using spaceborne synthetic aperture radar images // Proc. IGARSS-2008. 6–11 July 2008. Boston, USA. 2008. V. 4. P. 57–60.
- Alpers W.* Theory of radar imaging of internal waves // Nature. 1985. V. 314. P. 245–247.
- Alpers W., Huang W., Xilin G.* Observations of atmospheric gravity waves over the Chinese Seas by synthetic aperture radar // Proc. Dragon 1 Programme Final Results 2004–2007. 21–25 April 2008. Beijing, China. ESA SP-655.
- Alpers W., Stilke G.* Observations of a nonlinear wave disturbance in the marine atmosphere by the synthetic aperture radar aboard the ERS-1 satellite // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. P. 6513–6525.
- Apel J.R.* Linear and nonlinear internal waves in coastal and marginal seas. Oceanographic Application of Remote Sensing / Eds. M. Ikeda, F. Dobson. Boca Raton: CRC Press, 1995.
- Atlas of internal solitary-like waves and their properties. Second Edition. 2004. www.internalwaveatlas.com.
- Chunchuzov I., Vachon P., Li X.* Analysis and modeling of atmospheric gravity waves observed in Radarsat SAR images // Rem. Sens. Environ. 2000. V. 74. P. 343–361.
- Crook N.A.* Trapping of low-level internal gravity waves // J. Atmos. Sci. 1988. V. 45. P. 1533–1541.
- da Silva J.C., Ermakov S.A., Robinson I.S., Jeans D.R.G., Kilashko S.V.* Role of surface films in ERS SAR signatures of internal waves on the shelf. 1. Short period internal waves // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № C4. P. 8009–8032.
- da Silva J.C.B., Ermakov S.A., Robinson I.S.* Satellite radar signatures of oceanic internal waves // The Annals of Marie Curie Fellowship (EUR 19 968). Europ. Commis. Community Res. 2000a. V. 1. P. 26–32.
- da Silva J.C.B., Ermakov S.A., Robinson I.S.* Role of surface films in ERS SAR signatures of internal waves on the shelf. III. Mode transitions // J. Geophys. Res. 2000b. V. 105. P. 24089–24104.
- da Silva J.C.B., Magalhaes J.M.* Satellite observations of large atmospheric gravity waves in the Mozambique Channel // Int. J. Rem. Sens. 2009. V. 30. № 5. P. 1161–1182.
- Ermakov S.A., da Silva J.C.B., Robinson I.S.* Role of surface films in ERS SAR signatures of internal waves on the shelf. II. Internal tidal waves // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № C4. P. 8033–8044.
- Ermakov S.A., Salashin S.G., Panchenko A.R.* Film slicks on the sea surface and some mechanisms of their formation // Dyn. Atmos. Oceans. 1992. V. 16. P. 279–304.
- Fu L.L., Holt B.* Seasat views oceans and sea ice with synthetic aperture radar // JPL Publication 81-120. 1982.
- Gasparovic R.F., Apel J.R., Kasischke E.S.* An overview of the SAR internal wave signature experiment // J. Geophys. Res. 1988. V. 93C. P. 12304–12316.

- Hsu M.-K., Liu A.K.* Nonlinear internal waves in the South China Sea // *Can. J. Rem. Sens.* 2000. V. 26. № 2. P. 72–81.
- Kim D.-J., Nam S.H., Kim H.R. et al.* Can near-inertial internal waves in the East Sea be observed by synthetic aperture radar? // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. № L02606. doi:10.1029/2004GL021532.
- Kuetner J.P., Hildebrand P.A., Clark T.L.* Convection waves: Observations of gravity wave systems over convectively active boundary layers // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 1987. V. 113. P. 445–468.
- Lavrova O.Yu., Badulin S.I.* Using of airborne side-looking radar for nonlinear internal wave studies // *Proc. IGARSS-98.* 6–10 July 1998. Seattle, USA.
- Li X.* Atmospheric vortex streets and gravity waves. Chapter 16. *Synthetic Aperture Radar Marine User's Manual.* Washington. 2004. P. 341–354. <http://www.sarusersmanual.com>.
- Liu A.K.* Analysis of nonlinear internal waves in the New York Bight // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 93. № 10. P. 12317–12329.
- Mitnik L.M., Dubina V.A.* Spatial-temporal distribution and characteristics of internal waves in the Okhotsk and Japan Seas studied by ERS-1/2 SAR and Envisat ASAR // *Proc. Envisat Symp.-2007.* 23–27 April 2007. Montreux, Switzerland. ESA SP-636.
- Mityagina M., Pungin V., Kravtsov Yu., Yakovlev V.* A case of simultaneous observation of oceanic and atmospheric internal waves by means of dual polarization Ku-band radar // *Proc. IGARSS-99.* 28 June–2 July 1999. Hamburg, Germany, 1999. V. 1. P. 173–175.
- Nappo C.J.* An introduction to atmospheric gravity waves (*Int. Geophys. Ser.*, V. 85). Acad. Press, 2002.
- Nash J.D., Moum J.N.* River plumes as a source of large amplitude internal waves in the coastal ocean // *Nature.* 2005. V. 437. № 15. P. 400–403.
- Orr M.H., Mignerey P.C.* Nonlinear internal waves in the South China Sea: Observation of the conversion of depression internal waves to elevation internal waves // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. № C3. P. 3064. doi:10.1029/2001JC001163.
- Osborne A.R., Burch T.L.* Internal solitons in the Andaman Sea // *Science.* 1980. V. 208. № 4443. P. 451–460.
- Stashchuk N., Vlasenko V.* Generation of internal waves by a supercritical stratified plum // *Proc. 11-th Workshop on Physical Processes in Natural Waters.* 3–6 September 2007. Warnemunde, Germany. 2007. P. 11–16.
- Thompson D.R., Gasparovic R.F.* Intensity modulations in SAR images of internal waves // *Nature.* 1986. V. 320. P. 345–348.
- Vachon P., Johannessen O., Johannessen J.* An ERS-1 synthetic aperture radar image of atmospheric lee waves // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 22843–22490.
- Wurtele M.G., Sharman R.D., Datta A.* Atmospheric lee waves // *Ann. Rev. Fluid Mech.* 1996. V. 28. P. 29–476.
- Zheng Q.* Comment on “Can near-inertial internal waves in the East Sea be observed by synthetic aperture radar?” by D. J. Kim et al. // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. № L20606. doi:10.1029/2005GL023770.
- Zheng Q., Yan X.-H., Klemas V. et al.* Coastal lee waves on ERS-1 SAR images // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. P. 7979–7993.

## On Discrimination Between Oceanic Internal Waves and Atmospheric Gravity Waves on SAR Images of the Sea Surface

A. Yu. Ivanov

*P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

Oceanic internal waves (IW) and atmospheric gravity waves (AGW) are common phenomena in the ocean and the atmosphere. IWs are generated and propagated in the upper stratified layer of the ocean, whereas AGWs are in the low atmosphere over the ocean. Because these phenomena are both waves, they create specific surface manifestations (or wave-like patterns) on the synthetic aperture radar (SAR) images of the sea surface. They often look quite similar and it is not always easy to decide whether the wave-like patterns result from AGWs or from oceanic IWs as well as to distinguish between them. In this review paper the radar signatures of oceanic and atmospheric waves visible on SAR images of the sea surface are compared. It is shown how to interpret them in terms of radar imaging mechanisms, models and approaches describing dynamics and evolution of these two types of waves. Finally, a number of criteria how to discriminate between oceanic IWs and AGWs and their surface manifestations on SAR images are proposed and discussed.

**Key words:** satellite SAR images, ocean internal waves, atmospheric gravity waves, surface manifestations, sea surface