

ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ, ГИДРОСФЕРЫ  
И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 621.353.628.551.510.5

Х. Вернер<sup>1</sup>, Й. Штрайхер<sup>1</sup>, О. Райтебух<sup>1</sup>, Е. Нагель<sup>1</sup>, Т. Шнайдерхан<sup>2</sup>,  
Т. Кёниг<sup>2</sup>, С. Ленер<sup>2</sup>, В.А. Банах<sup>3</sup>, А.В. Фалиц<sup>3</sup>, А. Дабас<sup>4</sup>, П. Делвиль<sup>5</sup>

**Измерения скорости ветра и турбулентности  
над поверхностью моря доплеровским лидаром  
и радаром с синтезированной апертурой**

<sup>1</sup> *Институт физики атмосферы DLR, г. Оберпфaffenхофен, Германия*

<sup>2</sup> *Институт методов дистанционного зондирования DLR, г. Оберпфaffenхофен, Германия*

<sup>3</sup> *Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск, Россия*

<sup>4</sup> *Meteo France, г. Тулуза, Франция*

<sup>5</sup> *Институт наук о вселенной, г. Париж, Франция*

Поступила в редакцию 24.03.2004 г.

Представлены результаты оценки вектора скорости ветра и параметров атмосферной турбулентности из измерений скорости ветра доплеровским ветровым лидаром и радаром с синтезированной апертурой (SAR). SAR космического базирования измеряет вектор скорости ветра на одном уровне в большой полосе обзора, в то время как самолетный доплеровский лидар измеряет трехмерный профиль скорости ветра вдоль маршрута полета. Проводится сравнение данных лидара и SAR о средней скорости ветра и параметрах турбулентности, полученных в результате одновременных измерений приблизительно в одном и том же районе Средиземного моря.

## Введение

Дистанционные измерения скорости ветра в приповерхностном слое над морем проводятся в течение ряда лет с помощью скэттерометра SCAT, установленного на Европейском исследовательском спутнике (ERS) [1]. Появление самолетных лазерных доплеровских систем открывает возможность проводить дистанционные измерения высотных профилей скорости ветра, т.е. измерять горизонтальный (двумерный) или трехмерный вектор скорости ветра в диапазоне высот от поверхности земли до стратосферы [2]. В данной статье проводится сравнение результатов измерения скорости ветра на одном уровне, полученных с помощью спутникового радара с синтезированной апертурой [3, 4], с оценками ветра по данным измерений самолетного доплеровского лидара WIND [5, 6], выполненных примерно в том же районе, где были получены радарные данные.

Лидарные и радарные методы дистанционного зондирования могут также использоваться для изучения ветровой атмосферной турбулентности. Они обладают рядом преимуществ перед прямыми методами, обеспечивая на больших масштабах высокое пространственно-временное разрешение измерений. Измерение статистических параметров турбулентного поля ветра с использованием доплеровских лидаров обсуждается, например, в статьях [7, 8]. Статистика скорости ветра, измеряемой с помощью непрерывного CO<sub>2</sub> доплеровского лидара, и методы

восстановления параметров атмосферной турбулентности из данных непрерывного CO<sub>2</sub> доплеровского лидара изучались в работе [9]. Результаты измерения спектров турбулентности ветра с помощью наземного импульсного CO<sub>2</sub> доплеровского лидара представлены в [10].

В данной статье представлены результаты оценки параметров ветровой турбулентности по пространственной структурной функции флуктуаций радиальной компоненты вектора скорости ветра (вдоль линии визирования — ЛВ), измеренной с помощью самолетного когерентного CO<sub>2</sub> доплеровского лидара WIND. Результаты лидарной оценки скорости диссипации турбулентной энергии сравниваются с величиной скорости диссипации, полученной на основе данных SAR о скорости ветра. В последнем случае оценка скорости диссипации проводится путем параметризации пространственных спектров скорости ветра, полученных из данных SAR. Параметризация осуществляется с помощью подгонки к экспериментальным данным модельных спектров, построенных на основе кармановской модели турбулентности с пространственным разрешением, пространственным усреднением, и ветровым сдвигом, соответствующим условиям эксперимента.

## 1. Доплеровский лидар

Гетеродинный лидар состоит из лазерного передатчика со стабильной частотой  $f_0$ , согласованного с гетеродином посредством системы автоподстрой-

ки, передающего и принимающего телескопа, гетеродинного приемника, в котором излучение гетеродина смешивается с сигналом обратного рассеяния, получившим доплеровский сдвиг, и системы обработки сигнала. Сигнал образуется в результате обратного рассеяния на частицах аэрозоля, движущихся через зондируемый объем со скоростью доминирующего ветра. Частота сигнала с доплеровским сдвигом  $\Delta f_D$  определяет ЛВ-компоненту ( $V_{ЛВ}$ ) вектора скорости ветра

$$\Delta f_D = 2 \frac{V_{ЛВ}}{c} f_0. \quad (1)$$

Сканирование приемопередатчика (рис. 1) позволяет получать сигнал зондирования под разными азимутальными углами для построения вектора скорости ветра из одиночных компонент ЛВ.

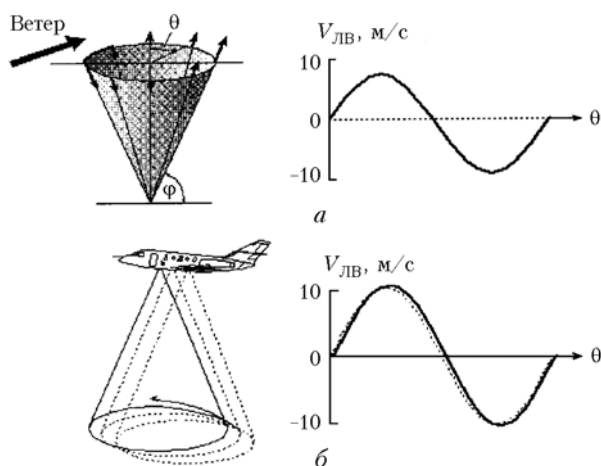


Рис. 1. Принцип наземного и самолетного конического сканирования

При азимутальном угле  $\theta$  и угле наклона  $\varphi$   $V_{ЛВ}$  связана с компонентами скорости ветра:  $u$  (компонента восток–запад),  $v$  (компонента север–юг) и  $w$  (вертикальная компонента ветра) следующим соотношением:

$$V_{ЛВ} = u \sin \theta \cos \varphi + v \cos \theta \cos \varphi + w \sin \varphi. \quad (2)$$

В наземных стационарных системах скорость ветра можно определить с помощью подгонки уравнения (2) к синусоидальной функции [11]. В мобильных системах доплеровский сдвиг  $\Delta f_D$  определяется в том числе и скоростью движения платформы, на которой установлен лидар. Поэтому для самолетных систем требуется сначала устранить вклад компоненты, обусловленной скоростью движения самолета:

$$V_{ЛВ} = V_{ЛВ} (\text{ветровая компонента}) + V_{ЛВ} (\text{самолетная компонента}). \quad (3)$$

Рис. 1 иллюстрирует синусоидальную зависимость  $V_{ЛВ}$  от азимутального угла для наземной и самолетной систем при скорости ветра около 10 м/с. При этом предполагается, что направление

ветра совпадает с направлением движения самолета. Для наземной системы (рис. 1,а) подгонка с использованием синусоидальной функции непосредственно дает три компоненты скорости ветра:  $u$ ,  $v$  и  $w$  (см. (2)). В то же время в случае самолетной системы только малый вклад обусловлен ветровой компонентой; на рис. 1,б сумма самолетного и ветрового вкладов (3) показана штриховой линией, а вклад самолетной компоненты представлен сплошной линией. Для устранения этого влияния требуется обеспечить высокую точность самолетных данных.

Самолетные доплеровские лидары использовались и ранее [12–16], в частности для проведения экспериментов по обработке узлов и электронной базы космических лидаров [17–19].

Система WIND на основе когерентного доплеровского лидара разрабатывалась в рамках франко-немецкого сотрудничества. Партнерами являлись Германский аэрокосмический центр (Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR)), Французский национальный центр научных исследований (Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS)) и Французское космическое агентство (Centre National d'Études Spatiales (CNES)) [5, 6, 10, 20]. Система WIND установлена на борту реактивного самолета Falcon 20, принадлежащего DLR. В настоящее время система адаптируется для самолета Falcon 20, принадлежащего CNRS. Кроме того, в будущем предполагается также провести адаптацию системы для турбовинтового самолета Météo-France.

Основными элементами системы WIND являются импульсный лазерный передатчик (ТЕ-лазер), оптическая система, включающая телескоп, гетеродинные приемники, в которых излучение гетеродина смешивается с уходящим излучением для частотной привязки с сигналом обратного рассеяния, испытывающим доплеровский сдвиг, а также система обработки сигнала. Система автоподстройки контролирует частоту ТЕ-лазера и поддерживает постоянную разницу в 40 МГц между частотой гетеродина и ТЕ-лазера. Лазерный импульс длительностью несколько микросекунд с несущей частотой  $f_0$  посылается в атмосферу с помощью приемопередатчика телескопа. Система WIND обладает следующими основными преимуществами:

- механическая конструкция, обеспечивающая работу лидара в условиях вибраций;

- перевод данных в цифровую форму на самых ранних этапах (для хранения всех данных перед обработкой);

- хорошая синхронизация с параметрами движения самолета.

Система WIND измеряет скорость ветра (горизонтальную и вертикальную компоненты) под самолетом от уровня поверхности земли до высоты полета. Максимальная высота составляет 11 км. Вертикальное разрешение равняется 250 м. Горизонтальное разрешение изменяется в зависимости от высоты полета и интенсивности сигнала в диапазоне от 4 до 10 км. Основным параметром, измеряемым доплеровским лидаром, является ЛВ-

компонента скорости ветра. Для построения вектора скорости ветра проводится коническое сканирование линии визирования. Зондирующий лазерный пучок пропускается через окно в днище самолета при постоянном угле надира, равном  $30^\circ$ , и проводится сканирование пучка со скоростью 3 об./мин.

Вектор скорости ветра строится на основе ЛВ-компонент в предположении, что атмосфера является горизонтально однородной, по крайней мере в течение отдельного сканирования. Две или три компоненты скорости ветра находятся как функции высоты с помощью подгонки методом наименьших квадратов. Точность определения вектора скорости ветра зависит от аэрозольного содержания атмосферы и может составлять порядка  $50 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$  при хороших условиях, но ухудшается до нескольких метров в секунду при низкой концентрации аэрозоля в атмосфере. Источником ошибок является также паразитная частотная модуляция зондирующего лазерного импульса, вследствие которой частота  $f_0$  испытывает флуктуации.

## 2. Ветровой радар

Определение скорости ветра над поверхностью океана с помощью скаттерометра SCAT, установленного на спутнике ERS, основано на обратном рассеянии сигнала радара водной поверхностью. Обратное рассеяние от взволнованной поверхности океана для углов падения  $20\text{--}60^\circ$  вызывается резонансным рассеянием Брэгга [21]. Сигнал обратного рассеяния обусловлен гидродинамической компонентой, находящейся в резонансе с падающим излучением. Волновое число резонансной гидродинамической волны  $k_w$  связано с волновым числом электромагнитной волны радара  $k_{el}$  следующим соотношением:

$$k_w = 2 k_{el} \sin \alpha,$$

где  $\alpha$  — угол падения излучения радара.

Для определения скорости и направления ветра над поверхностью океана на основе данных трех антенн скаттерометра на спутнике ERS-2 в Европейском космическом агентстве была разработана эмпирическая модель С-полосы CMOD4 [1]. В случае SAR/ERS-2 при работе в С-полосе с углами падения  $20$  и  $26^\circ$  диапазон длин волн рассеяния составляет от  $8,2$  до  $6,5$  см. Поэтому для оценки параметров, влияющих на мелкомасштабную взволнованность, таких как скорость ветра, можно использовать нормализованное поперечное сечение радара. Приборы SCAT и SAR на борту спутников ERS-1/2 работают на одной и той же частоте. Таким образом, модель CMOD4 может также применяться и для данных SAR [3]. В отличие от скаттерометра SAR имеет одну приемную антенну. Поэтому для получения вектора скорости ветра с помощью модели CMOD4 требуется ввести данные о направлении ветра. Обычно на изображениях SAR видны характерные особенности, такие как ветровые полосы и экранирование берегами, на основании которых можно определить направление ветра.

Еще одна проблема при определении скорости ветра из данных ERS/SAR — это необходимость преобразования уровней серого на изображениях в калиброванные и нормализованные значения поперечного сечения радара. Калибровка представляет собой непростую задачу для ERS/SAR из-за ограниченности динамического диапазона аналогово-цифрового преобразователя, что приводит к обрезанию амплитуды сигнала и потере мощности. После калибровки и использования модели CMOD4 изображения ветровых полей, полученные на основе данных SAR, достаточно хорошо коррелируют с подспутниковыми данными (коэффициент корреляции  $0,78$ ) [3].

## 3. Результаты измерений скорости ветра с помощью WIND и SAR/ERS-2

На рис. 2 показаны данные SAR/ERS-2 (полоса обзора радара, установленного на спутнике ERS-2) при пересечении спутником района Средиземного моря 4 июля 2001 г. Применение алгоритма CMOD4 к данному изображению позволило восстановить скорость ветра с разрешением  $50$  м (рис. 3). Скорость ветра уменьшается в восточном направлении.

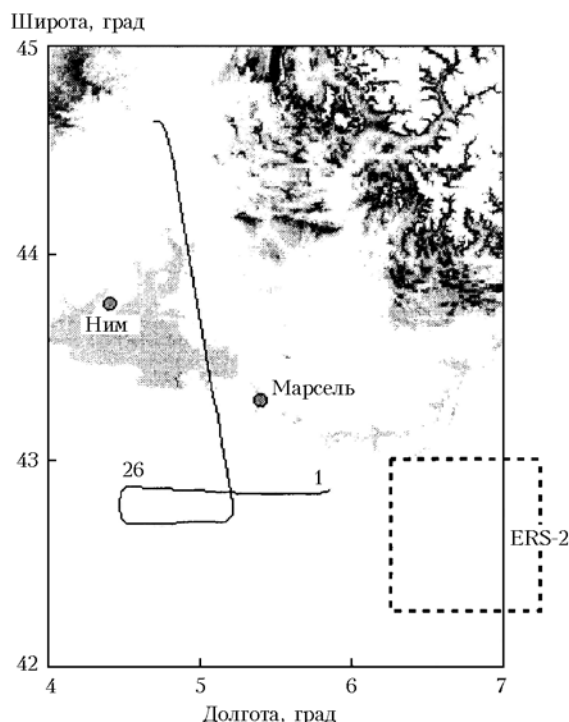


Рис. 2. Геометрия полета самолета с системой WIND на борту в сопоставлении с полосой обзора SAR на спутнике ERS-2

На линии побережья и вокруг островов отмечены более высокие значения скорости ветра. На рис. 4 показано одномерное сечение по горизонтали двумерного поля ветра вдоль линии  $35$  км (рис. 3). Можно видеть уменьшение скорости ветра от  $4$  до  $2$  м/с в восточном направлении.

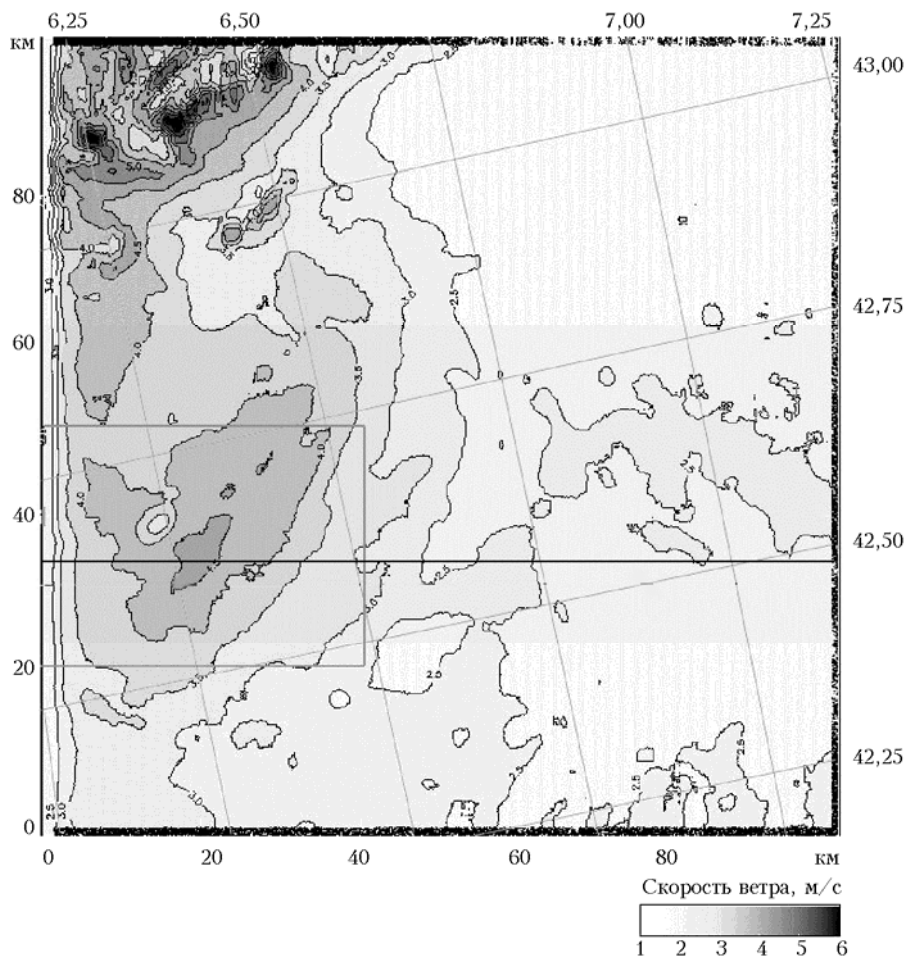


Рис. 3. Скорость ветра, определенная для полосы обзора SAR на рис. 2

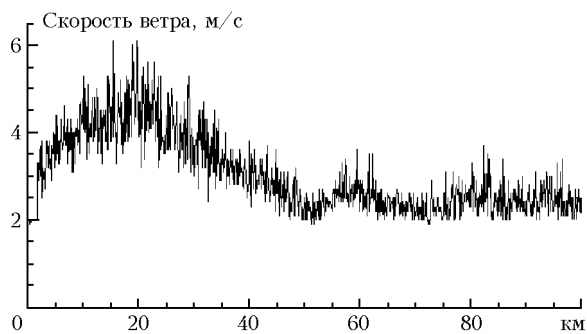


Рис. 4. Скорость ветра вдоль линии 35 км на рис. 3

Одновременно примерно в том же районе (см. рис. 2) проводились измерения с использованием системы WIND (профиль 1). Для сравнения на рис. 2 на фоне полосы обзора SAR/ERS-2 показан маршрут полета самолета. Начальной точкой измерения профилей ветра являлся восточный край показанного маршрута. На рис. 5 приведен профиль ветра, восстановленный на основе измерений в точке 1. Для получения профиля использовался один оборот сканера. Содержание аэрозоля в атмосфере было достаточно высоким, особенно вблизи морской поверхности, так что ошибка при использовании однократного сканирования составляла 1,3 м/с в опреде-

лении скорости ветра и  $10^\circ$  в определении направления ветра. Скорость ветра в точке 1, в ближайшем к поверхности океана уровне измерений (0–250 м), равняется примерно 5 м/с при направлении  $140^\circ$ . Для остальных профилей ветра, полученных вдоль маршрута полета от точки 1 до точки 26 (см. рис. 2), значения скорости ветра, измеренные на самом низком уровне, представлены на рис. 6.

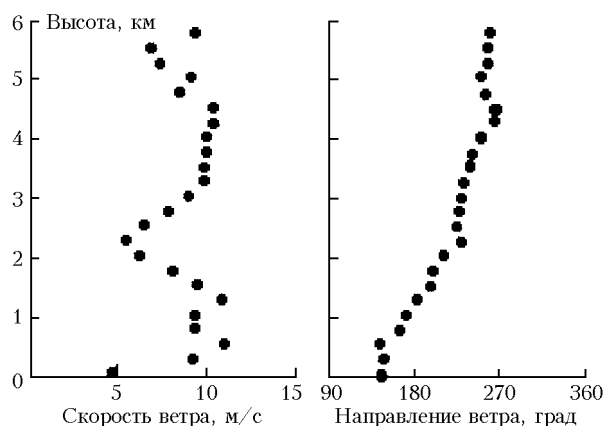


Рис. 5. Профиль ветра для точки 1 на рис. 2. Скорость (слева) и направление (справа) ветра в зависимости от высоты

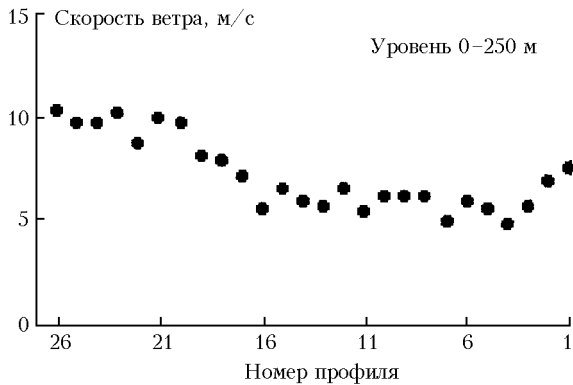


Рис. 6. Скорость ветра вдоль маршрута полета самолета (см. рис. 2)

Скорость ветра составляла около 5 м/с для профилей 1–15 и затем увеличивалась до 10 м/с для профиля 26. Эти данные находятся в согласии с данными SAR и с тенденцией увеличения скорости ветра в западном направлении.

#### 4. Восстановление параметров турбулентности из данных SAR и лидарных измерений

Дальнейшее рассмотрение основывается на теории атмосферной турбулентности [22–24]. Предполагается, что флуктуации скорости ветра в атмосфере являются изотропными и пространственный спектр турбулентных неоднородностей скорости ветра описывается кармановской моделью. В соответствии с этой моделью продольные  $S_u(z, \kappa_z)$ , поперечные  $S_u(z, \kappa_x)$  и двумерные  $S_u(z, \kappa_z, \kappa_x)$  спектры могут быть представлены в следующем виде [24]:

$$S_u(z, \kappa_z) = \frac{2\sigma_u^2(z) L_u(z)}{[1 + (8,43L_u(z)\kappa_z)^2]^{5/6}}, \quad (4)$$

$$S_u(z, \kappa_x) = \frac{\sigma_u^2(z) L_u(z)}{[1 + (8,43L_u(z)\kappa_x)^2]^{5/6}} \times \left[ 1 + \frac{5}{3} \frac{[8,43L_u(z)\kappa_x]^2}{1 + [8,43L_u(z)\kappa_x]^2} \right], \quad (5)$$

$$S_u(z, \kappa_z, \kappa_x) = \frac{1}{6\pi} \frac{\sigma_u^2(z) [8,43L_u(z)]^2}{\{1 + [8,43L_u(z)]^2(\kappa_z^2 + \kappa_x^2)\}^{4/3}} \times \left[ 1 + \frac{8}{3} \frac{[8,43L_u(z)\kappa_x]^2}{1 + [8,43L_u(z)]^2(\kappa_z^2 + \kappa_x^2)} \right]. \quad (6)$$

В выражениях (4)–(6) параметры  $\sigma_u^2(z)$  и  $L_u(z)$  – это, соответственно, дисперсия флуктуаций и интегральный продольный масштаб корреляции скорости ветра (внешний масштаб турбулентности  $L_0 = 1,35 L_u$  [8, 25]). В общем случае эти параметры зависят от высоты, т.е. выражения (4)–(6) позволяют моделировать статистически неоднородные флуктуации скорости ветра. На основании (4)–(6) можно моделировать случайные реализации скорости ветра спектральным методом [26, 27].

Результаты моделирования двумерного турбулентного поля скорости ветра в соответствии с моделью Кармана (4)–(6) и анализ пространственных спектров скорости ветра представлены в [28]. Из этих результатов следует, что наклон пространственных спектров моделируемой скорости ветра существенно зависит от пространственного усреднения моделируемых данных и ветрового сдвига (градиента средней скорости ветра). Для однородной (постоянной) средней скорости ветра в диапазоне низких частот происходит насыщение спектра. Градиент среднего ветра приводит к возрастанию спектра в диапазоне низких частот. В частности, низкочастотное увеличение спектра вследствие ветрового сдвига может подчиняться степенному закону «–5/3», аналогично закону «–5/3» для инерционного интервала колмогоровской турбулентности.

Моделирование турбулентного поля скорости ветра с градиентом среднего ветра и пространственным усреднением моделируемых данных по различным масштабам позволяет получать различные частотные зависимости для пространственных спектров и сравнивать их с пространственными спектрами скорости ветра, рассчитанными на основе данных SAR.

На рис. 7 воспроизведена часть данных SAR по скорости ветра, представленных на рис. 3, в области, расположенной выше горизонтальной линии 20 км, начиная с левой стороны до расстояния порядка 40 км.

Каждое значение скорости ветра получено в результате усреднения по пикселям размером  $12,5 \times 12,5$  м при пространственном разрешении 50 м. Из рис. 7 видно, что средняя скорость ветра в данной области равняется 3,84 м/с, а дисперсия составляет  $0,95 \text{ м}^2/\text{с}^2$ . Поле скорости ветра неоднородно. В среднем скорость изменяется от 2 до 6 м/с, т.е. в данной области наблюдается ветровой сдвиг. Используя значения скорости ветра в каждой отдельной строке пикселей (рис. 7), мы рассчитали одномерные пространственные спектры скорости ветра и затем усреднили их по всем строкам. Результат показан на рис. 8 в виде кривой 4 (эксперимент 1). Та же самая процедура применялась к столбцам пикселей на рис. 7. В результате мы получили кривую 5 (эксперимент 2) на рис. 8.

Полагая, что турбулентное поле скорости ветра вблизи поверхности моря подчиняется закону Колмогорова, а его пространственный спектр описывается спектральной моделью Кармана, мы провели моделирование одномерных случайных реализаций скорости ветра на основе выражения (4). Каждая реализация состояла из 524288 отсчетов с пространственным разрешением 0,1 м. Дисперсия скорости ветра в (4) задавалась равной  $\sigma_u^2 = 3,4 \text{ м}^2/\text{с}^2$ , и моделирование проводилось для интегрального масштаба  $L_u = 1, 3$  и 10 м. Затем каждая реализация делилась на интервалы длиной 500 отсчетов (50 м). После этого проводилось усреднение по 125 первым отсчетам (12,5 м) в каждом интервале. Оставшиеся отсчеты в интервалах не учитывались.

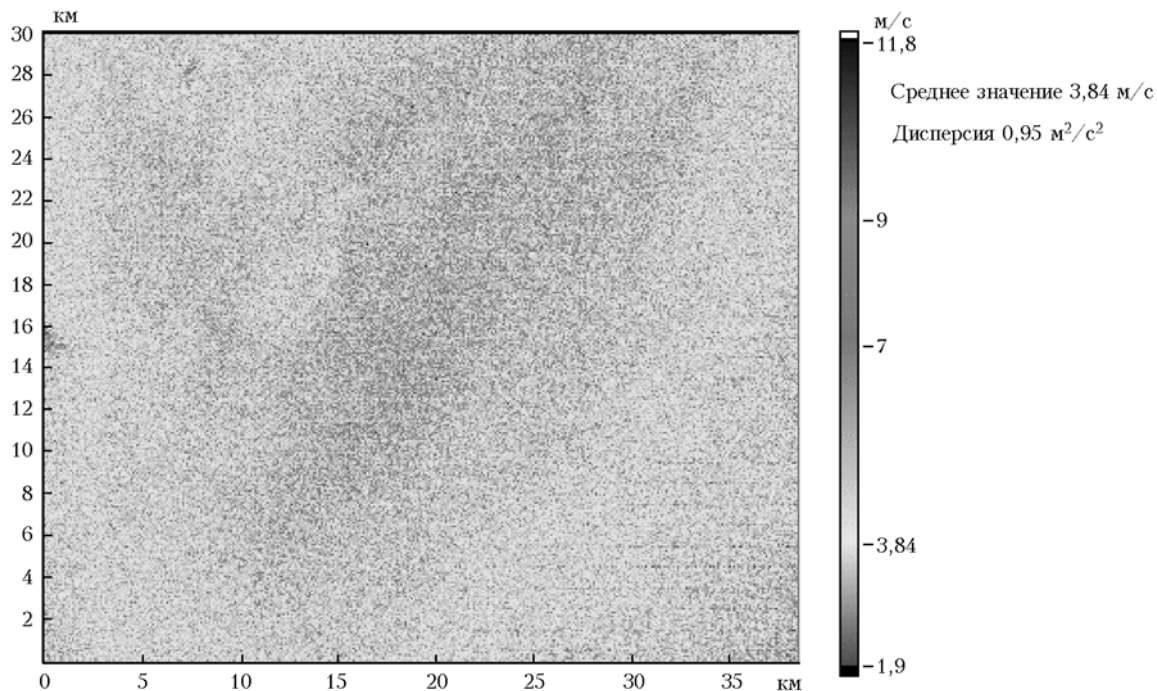


Рис. 7. Двумерное поле скорости ветра, показанное на рис. 3 в виде квадрата размером  $30 \times 40$  км, расположенного выше горизонтальной линии 20 км

Описанная процедура, аналогично данным SAR, дает нам случайные реализации скорости ветра, усредненные на интервале 12,5 м, с пространственным разрешением 50 м. Полученные частично усредненные реализации скорости ветра длиной 1048 отсчетов ( $524288 : 500$ ) использовались для расчета случайных пространственных спектров. Каждый модельный спектр получался путем усреднения 50 случайных спектров. Результаты представлены на рис. 8 кривыми 1–3 для  $L_u = 1, 3$  и 10 м соответственно.

Пространственный спектр скорости ветра,  $\text{м}^3/\text{с}^2$

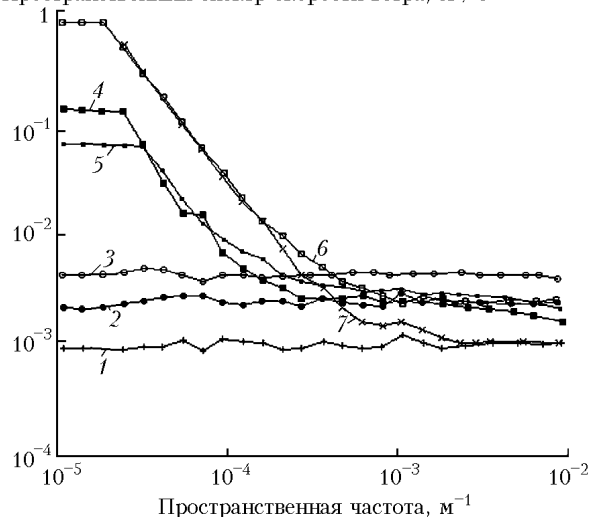


Рис. 8. Экспериментальные и модельные пространственные спектры скорости ветра, рассчитанные из данных SAR:  $L_u = 1$  м (1, 7), 3 м (2, 6), 10 м (3); эксперимент 1 (4); эксперимент 2 (5). Кривые 1–3 рассчитаны без учета градиента средней скорости ветра, 6, 7 – с учетом этого градиента

Дисперсия моделируемых значений скорости ветра, усредненных по интервалу 12,5 м, для

$L_u = 3$  м равняется  $1,2 \text{ м}^2/\text{с}^2$  и близка к экспериментальному значению дисперсии скорости ветра, равному  $0,95 \text{ м}^2/\text{с}^2$  на рис. 7. Модельный спектр (кривая 2) для  $L_u = 3$  м практически совпадает с экспериментальными спектрами в высокочастотном диапазоне и значительно отличается от них в низкочастотном. Расхождение между модельными и экспериментальными спектрами в низкочастотном диапазоне обусловлено влиянием ветрового сдвига. Чтобы учесть это влияние, мы провели моделирование случайной скорости с постоянным градиентом средней скорости, равным 5 м/с, в диапазоне от 2 до 7 м/с в соответствии с данными SAR, представленными на рис. 7. Результаты показаны кривыми 6 и 7 для  $L_u = 3$  и 10 м (см. рис. 8). Из рис. 8 видно, что полученные модельные спектры имеют ту же частотную зависимость, что и экспериментальные, во всем частотном диапазоне. Отсюда следует, что из подгонки модельных спектров к экспериментальным спектрам SAR путем варьирования модельных параметров мы можем найти параметры турбулентности, такие как внешний масштаб турбулентности, дисперсия скорости ветра и скорость диссипации турбулентной энергии.

На рис. 9 показаны экспериментальный пространственный спектр скорости ветра, полученный в результате усреднения случайных пространственных спектров, рассчитанных на основании значений скорости ветра в каждой строке пикселей (см. рис. 7), и модельный спектр, который наилучшим образом согласуется с экспериментальным. Модельный спектр рассчитывался на основе моделируемых данных о скорости ветра для параметров  $\sigma_u^2 = 0,64 \text{ м}^2/\text{с}^2$  и  $L_u = 30$  м. Моделирование проводилось с учетом реальных градиентов средней скорости вдоль каждой строки данных SAR (см. рис. 7). В результате под-

гонки экспериментальных и модельных спектров (см. рис. 9) можно заключить, что турбулентное поле скорости ветра вблизи морской поверхности характеризуется значениями параметров, приблизительно равными модельным.

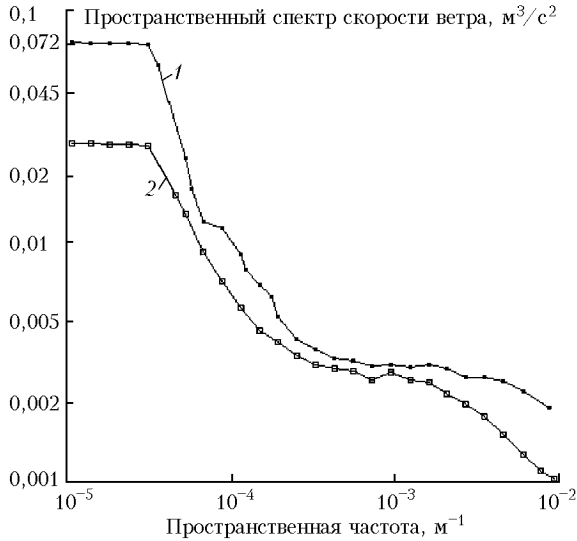


Рис. 9. Подгонка модельного спектра скорости ветра к данным SAR: 1 – эксперимент; 2 – модель ( $\sigma_u^2 = 0,64$ ,  $L_u = 30$  м)

Скорость диссипации энергии турбулентности  $\epsilon_T$  определяется следующим выражением [23]:

$$\epsilon_T = C_L \frac{\sigma_u^3}{L_u}, \quad (7)$$

где  $C_L = 0,67$ . Подставляя  $\sigma_u = 0,8$  м/с и  $L_u = 30$  м в уравнение (7), находим, что вблизи морской поверхности  $\epsilon_T \approx 1,1 \cdot 10^{-2}$  м<sup>2</sup>/с<sup>3</sup>.

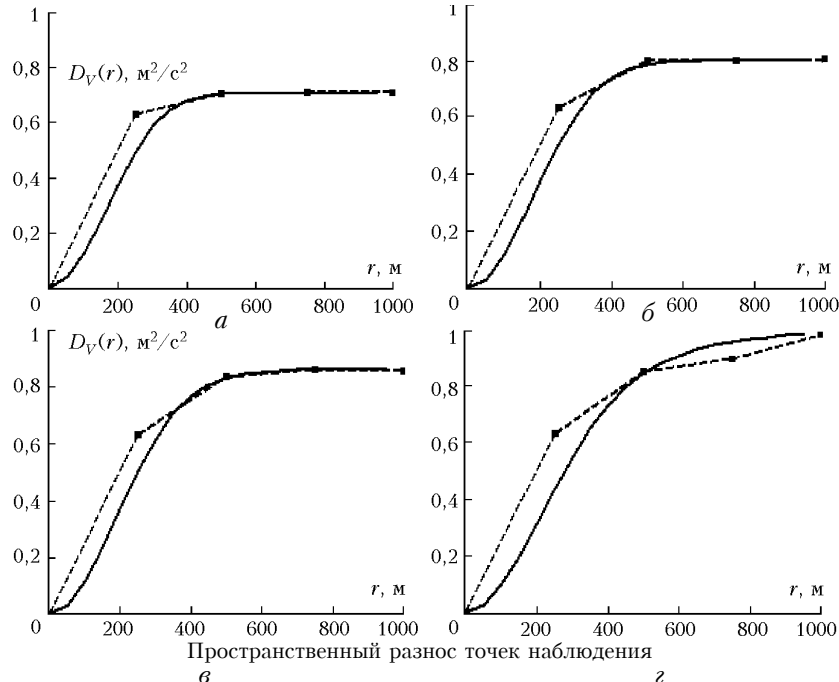


Рис. 10. Пространственная структурная функция ЛВ-компоненты скорости ветра, рассчитанная для следующих высотных диапазонов: 0–1,25 (а), 1,25–2,5 (б), 2,5–3,75 (в) и 3,75–5,0 км (г). - - - - - эксперимент; — модель для  $L_u = 130$  м,  $\sigma_u = 1,9$  м/с (а); 220 м, 1,3 м/с (б); 310 м, 1,2 м/с (в); 330 м, 1,0 м/с (г)

Оценки ЛВ-компоненты скорости ветра из данных доплеровского лидара, накопленных за 26 сканирований по ходу полета самолета между точками 1 и 26 (см. рис. 2), с пространственным разрешением 288 м (250 м по высоте) использовались для нахождения параметров турбулентности ветрового поля. Весь массив оценок ЛВ-компоненты скорости для диапазона высот от 0 до 5 км разделялся на четыре подмассива для диапазонов высот 0–1,25; 1,25–2,5; 2,5–3,75 и 3,75–5 км. В каждом диапазоне проводилась оценка пространственной структурной функции скорости ветра

$$D_V(r) = \langle [v(R+r) - v(R)]^2 \rangle$$

(угловые скобки  $\langle \dots \rangle$  означают пространственное усреднение) по формуле

$$\begin{aligned} \hat{D}_V(r) &= D_V(\Delta r N, H) = \\ &= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [V_{ЛВ}(H + \Delta r N) - V_{ЛВ}(H)]^2, \quad (8) \end{aligned}$$

где  $n = 200$  – число измерений под разными азимутальными углами в каждом обороте сканирования;  $H$  – высота;  $\Delta r = 250$  м;  $N = 1 \dots 4$ . На рис. 10 приведены эмпирические структурные функции, рассчитанные по формуле (8) и усредненные по всем возможным расстояниям внутри каждого поддиапазона высот и по всем 26 сканированиям.

Из рис. 10 следует, что средняя структурная функция скорости ветра насыщается с увеличением расстояния между точками наблюдения  $r$ , а уровень насыщения увеличивается с высотой.

В любом случае уровень насыщения структурной функции в диапазоне высот 3,75–5 км превышает уровень насыщения структурной функции в диапазоне высот 0–1,25 км. Для кармановской модели турбулентности уровень насыщения структурной функции скорости ветра определяется внешним масштабом турбулентности и дисперсией флуктуаций скорости ветра. С помощью процедуры [29] мы можем подогнать модельную пространственную структурную функцию к экспериментальной и определить параметры турбулентности  $L_u$  и  $\sigma_u^2$ , обеспечивающие наилучшую подгонку. Найденные значения  $L_u$  и  $\sigma_u^2$  могут использоваться в качестве оценок этих параметров.

Результаты подгонки показаны сплошной линией на рис. 10. Оценки скорости диссипации турбулентной энергии получены на основе (7) в результате подстановки найденных значений  $L_u$  и  $\sigma_u^2$ . В таблице приведены оценки скорости диссипации.

Высотный диапазон, км	Интегральный масштаб $L_u$ , м	Стандартное отклонение скорости ветра $\sigma_u$ , м/с	Скорость диссипации $\epsilon_T$ , $\text{м}^2/\text{с}^3$
0–1,25	130	1,9	$3,5 \cdot 10^{-2}$
1,25–2,5	220	1,3	$6,7 \cdot 10^{-3}$
2,5–3,75	310	1,2	$3,7 \cdot 10^{-3}$
3,75–5,0	330	1,0	$2,0 \cdot 10^{-3}$

Для нижнего слоя 0–1,25 км  $\epsilon_T$  максимальна и равна примерно  $3,5 \cdot 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}^3$ . Эта величина близка к оценке  $\epsilon_T$ , полученной из данных SAR ( $\epsilon_T = 1,1 \cdot 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}^3$ ). Значения  $\epsilon_T$  уменьшаются с высотой и не противоречат теории атмосферной турбулентности и известным результатам измерений.

### Заключение

Выявлено соответствие между данными SAR о скорости ветра над поверхностью моря (между 2,5 и 5 м/с) и данными самолетного доплеровского лидара (от 5 до 10 м/с). В обоих случаях видна тенденция увеличения скорости ветра в западном направлении. С помощью откалиброванного доплеровского лидара можно измерять профили скорости ветра над морем в дополнение к скорости ветра в приповерхностном слое, измеряемой SAR с более высоким горизонтальным разрешением и охватом большей площади. Полученные результаты являются одними из первых, где проводится сопоставление лидарных и радарных данных о скорости ветра. В ближайшем будущем будут накоплены статистические данные для лучшего понимания работы обоих ветровых датчиков в их комбинации с целью использования для прогноза погоды (эксперимент Thorex 2003 г.).

Оценка параметров турбулентности на основе определения пространственной структурной функции измеренной ЛВ-компоненты скорости ветра показывает, что система WIND позволяет не только получать информацию о среднем ветре, но и проводить оценку параметров ветровой турбулентности.

Показано, что пространственные спектры скорости ветра, измеряемой SAR со спутника ERS-2, в области низких пространственных частот за пределами инерционного интервала могут подчиняться степенной зависимости от частоты, близкой к « $-5/3$ ». Из сравнения экспериментальных спектров скорости ветра, полученных по данным SAR, с результатами компьютерного моделирования случайных полей скорости ветра следует, что это низкочастотное увеличение экспериментальных спектров обусловлено горизонтальным ветровым сдвигом. С помощью подгонки модельных пространственных спектров скорости ветра к спектрам, полученным из данных SAR, найдены значения дисперсии скорости ветра, интегрального продольного масштаба и скорости диссипации турбулентной энергии вблизи морской поверхности. Оценки скорости диссипации, полученные из данных SAR и одновременных лидарных измерений, проведенных примерно в том же районе Средиземного моря, имеют близкие значения.

Результаты получены в рамках программы ESCOMPTE', и авторы благодарят оргкомитет данной программы за помощь.

Настоящая работа выполнена при финансовой поддержке DLR и РФФИ (грант № 03-05-64194).

1. Stoffelen A., Anderson D. Characteristics of ERS-1 scatterometer measurements and wind retrieval // Proc. 2nd ERS-1 symposium: Space at the service of our environment (Hamburg) ESA-SP-361. 1993. P. 997–1001.
2. Hardesty M., Intrieri J.M. Doppler lidar measurements of wind and turbulence in a marine Boundary layer // Proc. COMEAS 95, Atlanta, Ga, Piscataway, NJ:IEEE. 1995. P. 148–150.
3. Lehner S., Horstmann J., Koch W., and Rosenthal W. Mesoscale wind measurements using recalibrated ERS-SAR images // J. Geophys. Res. 1998. V. 104. P. 7847–7856.
4. Werner Ch., Rahm S., Lehner S., Buchhold M., Banakh V., Smalikho I. Intercomparison of laser Doppler wind measurements with other methods and a forecast model // Pure and Appl. Opt. 1998. V. 7. P. 1473–1487.
5. Werner Ch., Flamant P., Reitebuch O., Loth C., Köpp F., Delville P., Drobinski Ph., Streicher J., Romand B., Herrmann H., Nagel E., Boitel Ch., Klier M., Bruneau D., Messonnier M., Rahm S., Dabas A., Oh D., Lopez M. Wind Instrument // Opt. Eng. 2001. V. 40. P. 115–125.
6. Reitebuch O., Werner Ch., Leike I., Delville P., Flamant P.H., Cress A., Engelbart D. Experimental Validation of Wind Profiling Performed by the Airborne 10  $\mu\text{m}$  Heterodyne Doppler Lidar WIND // J. Atmos. Ocean. Technol. 2001. V. 18. P. 1331–1344.
7. Frehlich R.G., Hannon S., Henderson S. Coherent Doppler lidar measurements of wind field statistics // Boundary-Layer Meteorol. 1998. V. 86. P. 233–256.
8. Frehlich R., Cornman L. Estimating spatial velocity statistics with coherent Doppler lidar // J. Atmos. Oceanic Technol. 2002. V. 19. P. 355–366.
9. Banakh V.A., Smalikho I.N., Köpp F., Werner Ch. Measurements of turbulent energy dissipation rate with a CW Doppler lidar in the atmospheric boundary layer // J. Atmos. Oceanic Technol. 1999. V. 16. P. 1044–1061.
10. Drobinski F., Dabas A.M., Flamant P.H. Remote measurement of turbulent wind spectra by heterodyne Doppler lidar technique // J. Appl. Meteorol. 2000. V. 39. P. 2434–2451.



11. Schwiesow R.L., Köpp F., Werner Ch. Comparison of CW-lidar measured wind values obtained by full conical scan, conical sector scan and two-point-technique // J. Atmos. Ocean. Technol. 1985. V. 2. P. 3–14.
12. Bilbro J.W., DiMarzio C., Fitzjarrald D., Johnson S., Jones W. Airborne Doppler lidar measurements // Appl. Opt. 1986. V. 25. P. 3952–3987.
13. Bilbro J., Fichtl G., Fitzjarrald D., Krause M. Airborne Doppler lidar wind field measurements // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 1984. V. 65. P. 348–359.
14. Bilbro J.W., Vaughan W.W. Wind measurements in the nonprecipitous regions surrounding severe storms by an airborne pulsed Doppler lidar system // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 1978. V. 59. P. 1095.
15. McCaul E.W., Doviak R.J. Accuracy of aircraft position and motion data from inertial navigation equipment aboard the NASA CV 990. NASA final report, Contract No. H-84050B. 1988.
16. Pratt D.M., Menzies R.T., Chiao M.P., Cutten D.R., Rothermel J., Hardesty R.M., Howell J.N., Durden S.L. Airborne Doppler lidar investigation of the wind-modulated sea-surface angular retroreflectance signature // Appl. Opt. 2002. V. 41. P. 6941–6949.
17. Rothermel J., Cutten D.R., Hardesty R.M., Menzies R.T., Howell J.N., Johnson S.C., Pratt D.M., Olivier L.D., Bant R.M. The multi-center airborne coherent atmospheric wind sensor // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 1998. V. 79. P. 581–599.
18. Targ R.B., Steakley C., Hawley J.G., Ames L.L., Forney P., Swanson D., Stone R., Otto R.G., Zarafis V., Brockman P., Caloway R.C., Klein S.H., Robinson P.A. Coherent lidar airborne wind sensor II: flight-test results at 2 and 10  $\mu\text{m}$  // Appl. Opt. 1996. V. 35. P. 7117–7127.
19. Rahm S. Measurement of a wind field with an airborne continuous-wave Doppler lidar // Opt. Lett. 1995. V. 20. P. 216–218.
20. Dabas A., Drobinski P., Reitebuch O., Richard E., Delville P., Flamant P.H., Werner Ch. Multi-scale analysis of a straight jet streak using numerical analysis and an airborne Doppler lidar // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30. P. 21-1–21-4.
21. Wright J.W. Backscattering from capillary waves with application to sea clutter // IEEE Trans. Antennas Propag. AP-14. 1996. P. 749–754.
22. Hinze J.O. Turbulence: An Introduction to its Mechanism and Theory. McGraw-Hill, 1959. 586 p.
23. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. Механика турбулентности. Ч. 2. М.: Наука, 1965. 720 с.
24. Vinnichenko N.K., Pinus N.Z., Shmeter S.M., Shur G.N. Turbulence in the Free Atmosphere. Consultants Bureau. 1973. 263 p.
25. Lenschow D.H., Kristensen L. Applications of dual aircraft formation flights // J. Atmos. Oceanic Technol. 1988. V. 5. P. 715–726.
26. Банах В.А., Смалуха И.Н. Оценивание скорости диссипации турбулентной энергии из данных импульсного доплеровского лидара // Оптика атмосф. и океана. 1997. Т. 10. № 12. С. 1524–1538.
27. Frehlich R. Effects of wind turbulence on coherent Doppler lidar performance // J. Atmos. Oceanic Technol. 1997. V. 14. P. 54–75.
28. Банах В.А., Фалиц А.В. Спектры флуктуаций неоднородного поля ветра в атмосфере, измеряемого с усреднением по пространству // Оптика атмосф. и океана. 2003. Т. 16. № 8. С. 704–707.
29. Банах В.А., Фалиц А.В. Оценивание параметров атмосферной турбулентности из измерений скорости ветра импульсным когерентным CO<sub>2</sub> доплеровским лидаром // Оптика атмосф. и океана. 2004. Т. 17. № 4. С. 297–305.

*Ch. Werner, J. Streicher, O. Reitebuch, E. Nagel, T. Schneiderhan, T. König, S. Lehner, V.A. Banakh, A.V. Falits, A. Dabas, P. Delville. Wind and turbulence measurements over sea by Doppler lidar and SAR.*

The results described in this paper concern the evaluation of wind vector and the atmospheric wind turbulence parameters based on the Doppler lidar and Synthetic Aperture Radar (SAR) data. A spaceborne SAR measures the single level wind vector over sea in a large swath, an airborne Doppler lidar measures a 3D wind profile along the flight track. Comparison of the lidar and SAR estimates of the mean wind and turbulence parameters obtained from the simultaneous lidar and SAR measurements over approximately the same area of the Mediterranean sea is carried out.