

УДК 535.8,551.466.3,551.46.0

© В. В. Баханов, Д. Д. Разумов, М. Б. Салин, 2025

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ СПЕКТРА ПОВЕРХНОСТНОГО ВОЛНЕНИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ВИДЕОСЪЕМКИ В ЕСТЕСТВЕННОМ СВЕТЕ

Во многих областях прикладной физики, таких как подводная акустика, радиолокация, климатология, кораблестроение, при работе с морскими волнами возникает необходимость знать не только частотный спектр, но и длины и направления распространения волн. Зависимость спектральной плотности мощности возвышения взволнованной поверхности от частоты и волнового вектора можно оценить описанным в работе методом. Метод отличается простотой оборудования, достаточно снять волны одной видеокамерой и обработать запись на ПК (дана ссылка на авторскую программу с открытым исходным кодом). Возможности дополнительно расширяются при объединении в научную установку видеокамеры и калибровочного прибора — волнографа или вехи для измерения колебаний поверхности воды в точке. В работе даются рекомендации по условиям применения метода видеосъемки и приводятся примеры обработки.

*Ключевые слова:* поверхностное волнение, ветровые волны, трехмерная спектральная плотность мощности волнения, оптический метод измерения, коррекция перспективы

EDN: QFNABU

### ВВЕДЕНИЕ

Задача изучения характеристик поверхностного волнения является одной из прикладных задач в морских исследованиях. В настоящее время мониторинг в масштабах всего Мирового океана осуществляется с помощью системы буев [1] и спутниковых наблюдений [2]. Проведение измерений спектра волнения в конкретном районе является важной задачей, например, когда выполняется калибровка спутниковых данных или необходим контроль условий эксперимента, проводимого на малой акватории, где спектр волн существенно отличается от типовых зависимостей, характерных для морских длин разгона. Для проведения измерений в масштабах отдельно взятого района применяются менее габаритные буи, а также вехи, как не оснащенные электроникой стержневидные буйки для внешнего визуального наблюдения. При работах на стационарных платформах применяются различные модели струнных волнографов. Из-за необходимости широкого охвата Мирового океана измерительными системами широкое применение нашли радиолокационные методы измерения характеристик волнения на морской поверхности [3, 4], поскольку они выполняются бесконтактным образом, в том числе могут выполняться с движущегося судна. Дополнительным преимуществом радиолокационного обзора является формирование пространственной панорамы. Также находят свое место акустические методы

измерения состояния волнения [5]. Все перечисленные методы имеют свои ограничения по условиям применения или по диапазону измеряемых величин.

Морские волны в дневное время хорошо видны невооруженным глазом, поэтому методы измерения их параметров по фото- и видеозаписям стали предлагаться в научных изданиях достаточно давно, и распространение такие методы приобрели с появлением первых подходящих средств получения цифровых изображений [6–8], а также вычислительных устройств к ним. В настоящее время даже массово-доступные видеокамеры имеют большой размер матрицы и высокую частоту кадров. Поэтому основные усилия в части разработки оптических приборов и методов для измерений волнения связаны с алгоритмическим обеспечением [9–10].

Оптические средства позволяют измерять характеристики волнения как напрямую, так и косвенно. В первом случае высота волны измеряется по уровню воды на фоне какого-то предмета, например вехи, чтобы получившийся ряд преобразовать в так называемый одномерный спектр волнения. Во втором случае, характеристики волнения восстанавливаются исходя из распределения яркости по поверхности, снятой широким планом. Может быть получен спектр и по временным частотам, и по волновым числам. Сложностью является то, что измерение высоты волны по ее яркости в общем случае, действительно, является кос-

венным измерением — изображения волн с одинаковой амплитудой и частотой, полученные при разных условиях, будут существенно отличаться в зависимости от освещенности, угла съемки, погоды и настроек камеры.

Абсолютным, т.е. не требующим дополнительных калибровок методом можно считать измерение распределения наклонов поверхности по съемке солнечной дорожки [7, 11, 12], когда получаемое изображение фактически сводится к бинарной маске. Действительно, положение солнца и размер его диска на небосводе определяются хорошо табулированной зависимостью, ориентация камеры по сторонам света может быть установлена и тогда, исходя из достаточно прозрачных соотношений, следующих из законов геометрической оптики, можно связать факт появления блика в конкретной точке с диапазоном углов наклона, которые может иметь поверхность в данной точке. Однако из-за необходимости осуществлять измерения в различных условиях освещенности продолжают развиваться методы, основанные на обработке изображений в градациях яркости. Так, описываемый ниже яркостной оптический метод восстановления спектра волнения не является полностью дистанционным, он требует привлечения данных вехи или струнного волнографа для калибровки.

Также известны работы [13] по дистанционной регистрации спектров морских волн, где используются так называемые восстанавливающие операторы, которые конструируются путем компьютерного моделирования с учетом нелинейности зависимости яркости моря от уклонов волн. В некоторых случаях для надежного измерения высоты волн используется стереоизображение [14], т.е. применяются методы компьютерного зрения, аналогичные бинокулярному зрению человека. Ино-

гда измерение производится посредством определения отношения интенсивностей света в двух поляризациях [15, 16]. Однако по-прежнему самым доступным решением остается монокулярная видеосъемка в естественном свете неспециализированной видеокамерой.

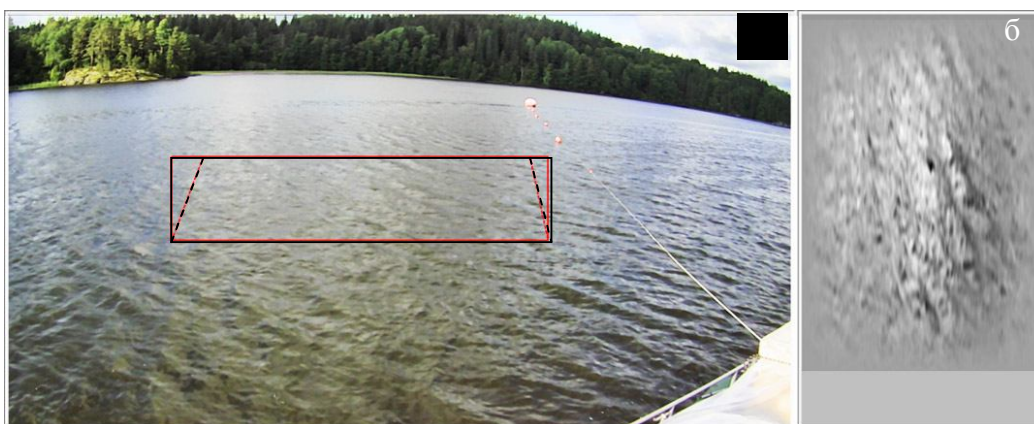
Авторы применяют описанный метод для контроля состояния поверхности моря в ходе гидрофизических экспериментов. В настоящей работе будут показаны пути получения оценок характеристик волнения оптическим методом, при отсутствии возможностей организовывать особые условия для съемки.

### ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТОДА ИЗМЕРЕНИЯ

Под спектром волнения понимают спектр вертикальных перемещений (высот) поверхности воды относительно среднего уровня. В общем случае характеристики волнения описываются спектральной плотностью мощности (СПМ), зависящей от частоты и двух проекций волнового вектора:  $S(\omega, k_x, k_y)$ , или коротко — трехмерным спектром. В связи с тем, что разработано достаточно много приборов для измерения локальных колебаний границы воды — волнографов, особо выделяют такую величину, как одномерный спектр волнения  $S(\omega)$ . Справедливо соотношение:

$$S(\omega) = \iint S(\omega, k_x, k_y) dk_x dk_y. \quad (1)$$

При съемке поверхности воды широким планом получается серия растровых изображений — видеофайл. Необходимо применить последовательно два преобразования, чтобы получить оценку поля высот.



**Рис. 1.** Пример геометрического преобразования изображения.

а — исходный кадр с обозначенной областью обработки, б — эта область после преобразования.

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ СПЕКТРА ПОВЕРХНОСТНОГО ВОЛНЕНИЯ

Первое — геометрическое преобразование изображения, транслирующее его на равномерную сетку координат в горизонтальной плоскости. А именно, область исходного изображения, показанная на рис. 1, а, преобразуется в изображение рис. 1, б. Из-за эффекта перспективы прообразом прямоугольника на горизонтальной плоскости является трапеция, показанная на рис. 1, а.

Принимая модель камеры-обскуры для проецирования точек с поверхности воды на матрицу видеокамеры, легко построить необходимое геометрическое преобразование, используя исходные данные по одной из двух схем:

- камера предварительно калибруется [17] с помощью размеченного листа бумаги, снятого с известного расстояния; далее при съемке на местности необходимо занести в протокол угол оптической оси к горизонту<sup>1</sup> и высоту установки камеры относительно уровня воды;

- можно разместить в поле зрения достаточное количество объектов с известными размерами и провести калибровку по ним.

При съемке волнения широким планом применимо такое приближение, в рамках которого перемещение точки водной поверхности вверх и вниз пренебрежимо мало изменяет ее положение на экране.

Вторая операция — преобразование яркостной картины в поле высот является нетривиальным преобразованием и требует подробного обсуждения. Изображение взволнованной поверхности моря формируется множеством факторов. Волны хорошо заметны невооруженным глазом, главным образом, за счет того, что они изменяют наклон поверхности. Именно наклон поверхности определяет, какая из точек небосвода отражаясь проецируется в объектив камеры (или в глаз человека). Дополнительно наклон поверхности модулирует угол падения луча, входящий в коэффициенты отражения и прохождения света на границе сред. На формирование изображения влияет состояние неба (ясно или облачно), положение солнца относительно направления съемки, интенсивность восходящего потока света из глубины — и это далеко не полный перечень параметров, который потребовалось бы учесть при строгом формальном подходе. К примеру, можно ознакомиться с работами тех, кто решает противоположную задачу — генерацию реалистичных изображений моря для видеоигр [18, 19], основываясь на физике процесса. Нелинейная зависимость выходного сигнала сенсора матрицы от интенсивности падающего света

также влияет на результат. Вместо явного учета всех факторов предлагается проводить калибровку зависимости яркость — наклон на месте.

Пусть  $J(\omega, k_x, k_y)$  — СПМ поля яркости, выражена в единицах АЦП матрицы видеокамеры, вычисленная по последовательности растровых изображений непосредственно после того, как над ними проведено геометрическое преобразование. А именно, спектр по  $k_x$  и  $k_y$  вычисляется посредством двумерного Фурье-преобразования прямоугольного изображения вида рис. 1, б; спектр по  $\omega$  вычисляется по набору кадров. На рис. 1, б, можно видеть, что входной массив для Фурье-преобразования уже умножен на плавную спадающую к краям оконную функцию. Оценку СПМ волнения  $S'$  можно получить из  $J$  с помощью умножения на следующую функцию [9]:

$$\Phi(\omega, k_x, k_y) = \frac{Ak}{k^2 + (\gamma\omega^2/g)^2 + k_{\min}^2}, \quad (2)$$

$$S'(\omega, k_x, k_y) = \Phi^2(\omega, k_x, k_y)J(\omega, k_x, k_y), \quad (3)$$

где  $k = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$ ;  $g \approx 9,8$  м/с<sup>2</sup> — ускорение свободного падения;  $A, \gamma, k_{\min}$  — параметры. В действительности (2) является модулем передаточной характеристики фильтра, определенного в пространственно-временной области. В [9] экспериментальным путем было показано, что поле яркости, преобразованное с помощью такого фильтра, обладает коэффициентом корреляции 0,7–0,8 с реальным полем высот, и этого достаточно для большого числа применений.

Физическая интерпретация применения преобразования (2), (3) такова: считая яркость поверхности линейно связанной с ее наклоном и учитывая, что наклон является градиентом по отношению к полю высот, необходимо для получения высоты СПМ яркости умножить на величину, пропорциональную  $k^{-2}$ . Таким образом, при  $\gamma \ll 1$  и  $k_{\min}/k \ll 1$  функция (2) будет обладать характерной зависимостью  $\Phi \sim k^{-1}$ , необходимой для преобразования градиента в его прообраз. Параметры  $\gamma$  и  $k_{\min}$  вводятся для снижения погрешности на краях динамического диапазона по  $k$ . Коэффициент  $A$  позволяет откалибровать весь тракт по каналу яркости.

Оценка СПМ волнения (3) удовлетворяет тому же нормировочному условию (1), что и реальный спектр. Как уже говорилось, способы измерения одномерных спектров волнения получили более широкое распространение, чем измерение трехмерных. Поэтому предлагаемая измерительная система, состоящая из видеокамеры, дополняется

<sup>1</sup> Если линия горизонта попадает в кадр, то этот угол может быть определен непосредственно по полученному изображению.

бум или волнографом, позволяющими измерить одномерную СПМ волнения  $S_{\text{ref}}(\omega)$  как опорную величину. Подбором  $A$ ,  $\gamma$ ,  $k_{\min}$  оптимизируется соотношение, аналогичное (1):

$$\left| S_{\text{ref}}(\omega) - \iint S'(\omega, k_x, k_y) dk_x dk_y \right| \rightarrow \min. \quad (4)$$

В этом заключается подход с калибровкой спектра яркости. В отсутствие опорного спектра  $S_{\text{ref}}$  сохраняется возможность анализа СПМ яркости  $J$  без нормировки, и это, например, позволяет определить частоту основной энергонесущей волны, что уже является важной характеристикой среды. В целом, описанный метод оценки спектров волнения по видео может встречать критику в связи с тем, что не учтены более сложные, нелнейные эффекты формирования изображения, однако этот метод позволяет сделать определенные практические шаги в сторону создания научного прибора.

Применяемые технические средства являются доступными. Камера может быть развернута на возвышении, например, на верхней палубе судна или на крыше плавучего сооружения. Подготовка к съемке занимает незначительное время. Поэтому отличительным положительным качеством описываемого метода является его оперативность.

#### УТОЧНЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ГЕОМЕТРИЧЕСКОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

До настоящего момента в изложении метода не было использовано дисперсионное соотношение

для поверхностных волн. В таком диапазоне длин волн, где, с одной стороны, можно пренебрегать конечной глубиной водоема, а, с другой стороны, — капиллярными эффектами, частота и волновой вектор связаны так:

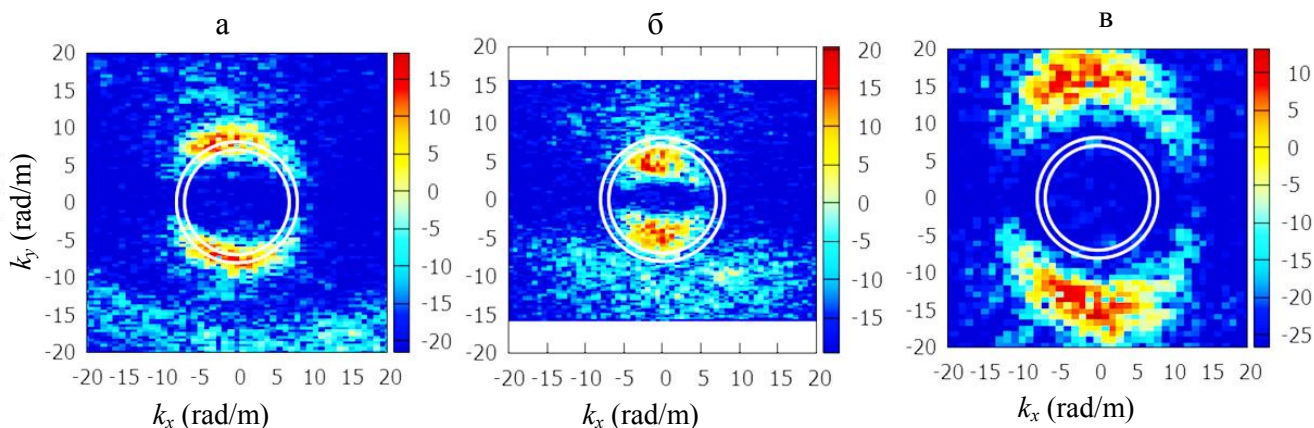
$$\omega^2 = gk. \quad (5)$$

Иногда говорят о том, что всю информацию о спектре волнения можно восстановить только по его пространственной части  $S(k_x, k_y)$ :

$$S(\omega, k_x, k_y) \propto S(k_x, k_y) \delta(\omega - \sqrt{gk}). \quad (6)$$

В действительности соотношение (6) является приближением, т.к. ряд эффектов может приводить к отклонению от дисперсионного соотношения, и (6) не использовалось при выводе процедуры калибровки выше. Значит (6) можно использовать для контроля качества получаемых спектров.

Сечение трехмерного спектра  $S(\omega^*, k_x, k_y)$  на фиксированной частоте  $\omega^*$  должно вписываться в кольцо, ограниченное окружностями радиуса (5) при подстановке  $\omega = \omega^*$  и  $\omega = \omega^* + \Delta\omega$ , где  $\Delta\omega$  — разрешение спектрального анализа (см. рис. 2, а). По такого рода распределениям можно определять диаграмму направленности волнения. Здесь исследования проводились вблизи берега, и из-за отражений диаграмма получилась нетипично широкой. Провал интенсивности на горизонтальной оси в данном случае следует трактовать как следствие ограничения метода, и, как будет сказано ниже, полную диаграмму рекомендуется синтезировать из двух ракурсов.



**Рис. 2.** Пример правильно (а) и неправильно (б, в) полученных сечений трехмерных спектров  $S(\omega^*, k_x, k_y)$ . Сечения являются распределениями энергии по проекциям волнового числа  $k_x$  и  $k_y$  при фиксированном значении частоты  $\omega^*/2\pi = 1.4$  Гц: (а) при корректном геометрическом преобразовании кадра, (б) при ошибке масштабирования, (в) при ошибке угла наклона. Цветовая шкала — дБ относительно условного уровня. Белые круги — теоретические границы, в которых должна содержаться основная часть энергии на данной частоте

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ СПЕКТРА ПОВЕРХНОСТНОГО ВОЛНЕНИЯ

Если спектральная интенсивность сконцентрирована вне теоретического кольца, то можно говорить о наличии ошибки на этапе геометрического преобразования изображения. Несоответствие радиуса круга его теоретическому значению (рис. 2, б) говорит о неправильном масштабировании кадра (погрешность в указании высоты камеры или погрешность в указании угла обзора) Эллиптичность вида рис. 2, в, говорит о неправильном задании угла съемки, вследствие чего масштаб по вертикали и горизонтали оказался разным. Перечисленные параметры корректируются пропорционально отношению радиусов теоретического и экспериментального кругов или отношению полуосей эллипса соответственно.

Опираясь на дисперсионное соотношение для поверхностных волн, мы можем снизить требования к точности установки геометрии съемки и калибровки камеры. Существует возможность запустить предварительную обработку изображений, задав приближенные значения геометрических параметров, и далее уточнить, приводя результат обработки в соответствие с дисперсионным соотношением. Однако необходимо иметь в виду существование объективных физических процессов, в первую очередь течений, изменяющих дисперсионное соотношение волн. Поэтому требовать полного соответствия результатов анализа дисперсионному соотношению следует только в тех случаях, где это обосновано.

## РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ПРОВЕДЕНИЮ ВИДЕОСЪЕМКИ ПОВЕРХНОСТИ

Основное требование при проведении видеосъемки заключается в том, чтобы отдельные волны разрешались на изображении. Невозможно предложить универсальный рецепт, какое увеличение в оптической системе камеры (зум) следует устанавливать. Для качественного измерения трехмерного спектра волнения необходимо достичь компромисса в выполнении двух условий:

- несколько длин волн наибольшего масштаба должны проецироваться на матрицу камеры;
- волна наименьшего масштаба, который требуется разрешить на спектре, должна проецироваться на несколько (~10) пикселей в матрице камеры.

Эти условия ограничивают от установки чрезмерно сильного и, наоборот, слишком слабого увеличения.

Часто единственным способом произвести съемку взволнованной поверхности широким планом является съемка под малым углом к горизонту. Авторы получали удовлетворительные резуль-

таты вплоть до угла в  $10^\circ$  к горизонту, при этом эффект перспективы в значительной степени искажал пропорции, и фактическое пространственное разрешение на порядок отличалось вблизи и вдали. Существует такая особенность, что невозможно эффективно использовать всю область, занятую водой в кадре. Если выбрать слишком большую область, то вследствие перспективы на дальней границе короткие волны будут "замылены", а на ближней границе будет одновременно видна только часть от периода длинной волны, что не подходит для Фурье-анализа. Иногда следует комбинировать обработку длинных волн по одному (более удаленному) участку кадра и коротких волн — по второму (ближнему) участку.

Условия освещенности должны быть такими, чтобы в объектив не попадали солнечные блики (для обработки изображения солнечной дорожки существуют отдельные алгоритмы [7, 11, 12]). Оптическую ось камеры желательно ориентировать близко к основному направлению волнения (поперек гребней волн), т.к. погрешность в определении характеристик оказывается существенно выше для волн, приходящих с ортогонального направления [9]. Эти условия легко выполнить, когда видеосъемка проводится под непосредственным контролем оператора и он имеет возможность поворачивать камеру на штативе вручную (поворачивать вдоль волн и отворачивать от солнца). Если стоит задача организовать стационарную систему наблюдения за волнением, то таковую следует оснащать несколькими камерами, смотрящими в разные стороны, или камерой с поворотным механизмом. Кроме этого, автоматическая регулировка экспозиции необходима для съемки при различном освещении, однако этой функцией обладают большинство доступных на сегодняшний день видеокамер.

Поскольку метод ориентирован на применение доступных на массовом рынке камер, то важно учитывать фактор сжатия — искомое растровое изображение будет неизбежно искажено сжатием видеофайла на этапе регистрации данных. Опытным путем установлено, что полупрофессиональные камеры таких марок, как JVC, Sony, GoPro, в режиме съемки спортивных событий применяют минимальное сжатие, которое оказывает незначительное влияние на результат. В то же время неприятным открытием оказалось то, что камеры наружного видеонаблюдения производят слишком сильную компрессию движущихся частей изображения. Зарегистрированные камерами наблюдения видеофайлы по крайней мере при стандартных настройках их внутренней программы оказались непригодны для оценки характеристик ветровых волн.

Причина сжатия уже на этапе регистрации данных заключается в том, что "сырое" видео представляет собой слишком большой поток данных. Отсутствует техническая возможность сохранить такой объем без сжатия на носителе или вводить в компьютер без специализированных скоростных интерфейсов. В свою очередь, этими интерфейсами обладают так называемые "Gig-E" камеры для технического зрения. При необходимости в этой, более дорогостоящей линейке, следует искать устройство с функцией съемки видео без потери качества.

#### ПРИМЕРЫ ПРИМЕНЕНИЯ РАЗРАБОТАННОГО МЕТОДА

Описанный метод измерения спектров волнения реализован в программном обеспечении "Wind waves optic lab" (WWOL), которое находится на стадии альфа-тестирования, и текущая версия доступна по ссылке [20]. Приводимые в статье иллюстрации получены с помощью этого ПО.

Видеосъемка проводилась в заливе Найсмери Ладожского озера с крыши катамарана, поставленного на швартовые бочки. Исследования проводились в вытянутом, закрытом водоеме при слабом волнении, где неприменимы стандартные для моря закономерности формирования волн в зависимости от ветра. Поэтому только прямая экспериментальная оценка спектра волнения позволила контролировать условия акустического эксперимента, во многом аналогичного [21], но проводимого в данной акватории. Для этого, согласно разработанному методу, велась съемка на полупрофессиональную камеру "JVC Everio GZ-NM200" с разрешением 1920 на 1080 частотой 25 кадров в секунду.

На рисунках в Приложении рис. П1, П2, П3 изображены яркость поверхности после преобразования перспективы, усредненные спектры волнения в нескольких сечениях и область обработки на кадрах из видео, снятых 16, 17 и 21 августа 2024 г. с разных ракурсов: в направлении на выход из залива в сторону открытой воды, поперек залива и вглубь залива. Съемка велась в ветреную погоду, скорость ветра, измеренная метеостанцией на высоте 7 м, была соответственно 0.9, 4 и 6.3 м/с, длительность записей 5, 4 и 3 минуты. Ветер и волны на всех видео направлены преимущественно в залив. Длина окна Фурье-анализа по времени 512 отсчетов, перекрытие окон  $\frac{1}{2}$ , усреднение СПМ при различных временных окнах проводилось на всей длине записи.

Съемка велась в подходящих, но сложных условиях: высота камеры над водой 5.5 м, угол камеры с вертикалью  $80^\circ$ , пасмурное небо и обзор вдоль распространения волн для 16 и 21 августа,

17 августа частичная облачность и обзор поперек распространения волн, что является нежелательными условиями. Медленный разворот катамарана мог немного сдвигать область обработки, что приводит к появлению пика ниже 0.1 Гц. Идеальными условиями были бы стационарное расположение на большой высоте, более вертикальный угол зрения на воду, обзор вдоль направления распространения волн и полностью пасмурное или абсолютно ясное небо.

Регистрация высоты волнения в одной точке не производилась, опорный энергетический спектр, необходимый для процедуры (4) отсутствовал. Поэтому энергетический спектр волнения  $S(f)$  (Приложение, рис. П1, а,–П3, а) нормирован на максимум так, чтобы уровень пика составлял 0 дБ. Для этого используется калибровочная функция (2) с одинаковыми параметрами  $k_{\min} = 1.5$  рад/с,  $\gamma = 0.25$ ,  $f_{\min} = 0.2$  Гц и разными амплитудами  $A = 1, -7, -16$  дБ. Значимая высота волнения  $H_s$  напрямую не измерялась и по экспертной оценке составляла от 5 до 10 см, от 10 до 20 см и от 20 до 40 см для рисунков П1, П2 и П3 соответственно.

Наблюдаемая картина согласуется с общеизвестными фактами о поверхностном волнении. Мелкие волны имеют более высокие пиковые частоты на энергетическом спектре  $S(f)$ : 1–2 Гц на рис. П1, а, пик на 1.2 Гц на рис. П2, а, и пик на 0.8 Гц на рис. П3, а. И наоборот, более интенсивное ветровое волнение имеет пониженную частоту пика. Отклонение сечений  $S(f, k_x, k_y)$  при постоянной частоте от круга может быть связано как с тем, что волнение формируется на течениях, так и с погрешностью при определении угла обзора с вертикалью.

При оценке спектра волнения дистанционными методами часто наблюдается нехарактерный для линейной теории максимум спектральной плотности при близких к нулю  $k$  и  $f$ , ниже дисперсионного соотношения (рис. П1, б,–П3, б). Граница этой нелинейной области обсуждается в [9, приложение 1]. Ранее авторы были склонны определять спектральные, недисперсионные компоненты с малыми  $k$  и  $f$ , как артефакт оптической системы и обработки, однако заметим, что результаты численного моделирования нелинейной задачи эволюции волн показывают такой же характер спектров [22].

То же можно сказать и про наблюдаемую вторую гармонику выше дисперсионного соотношения для энергонесущих волн на рис. П3, б, (на некалиброванном спектре она будет еще заметнее). С одной стороны, амплитуда второй гармоники соответствует по порядку величины поправке второго порядка, которая возникает для поверхностных волн конечной амплитуды [23, с. 230–234], но, с другой стороны, таким же образом может

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ СПЕКТРА ПОВЕРХНОСТНОГО ВОЛНЕНИЯ

проявляться искажение спектра из-за нелинейной зависимости яркости от наклона поверхности воды или искажения яркости в измерительном канале при записи (гамма-коррекция).

Таким образом, последующие работы авторов будут направлены в технической части — на дальнейшую автоматизацию процесса измерения, и в теоретической части — на исследование природы нелинейных компонент спектра. Примеры видеозаписей, сделанных ранее в аналогичных спокойных условиях, размещены для скачивания по ссылке [24].

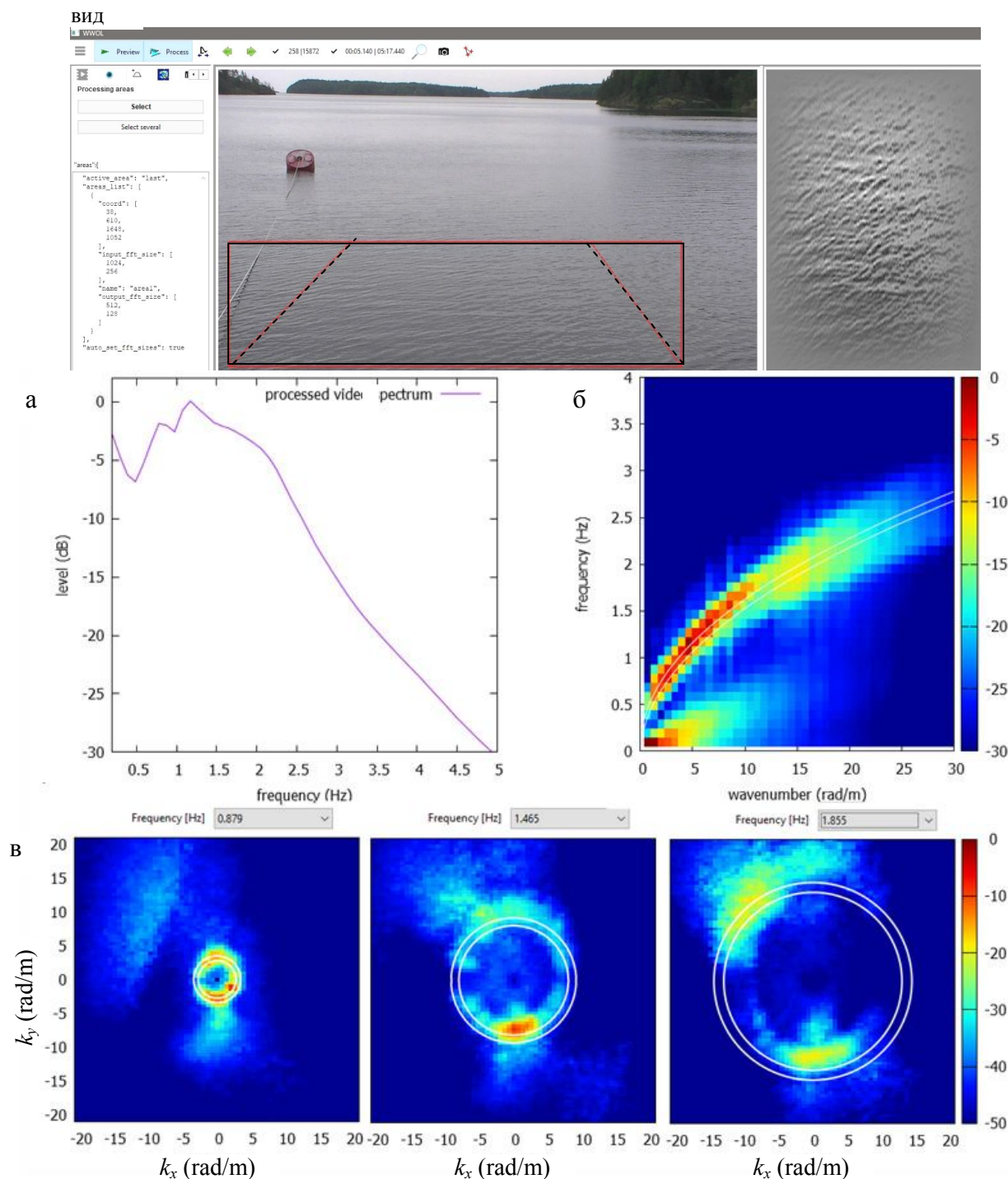
## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей статье была показана возможность выполнения экспериментальной оценки ха-

рактеристик волнения с использованием доступных на потребительском рынке видеокамер и оригинального программного обеспечения. Опционально в систему может быть включена вежа или волнограф, которые по измерениям в контрольной точке позволяют калибровать поле яркости практически во всем поле видимости.

В настоящей статье приведен пример использования предложенного метода оценки характеристик волнения в заливе Ладожского озера. Полностью неконтактным образом (без использования волнографа или вежи) была определена частота пика и направление волнения, которые являются важными величинами для оценки условий проведения гидрофизических экспериментов.

## ПРИЛОЖЕНИЕ



**Рис. П1.** Обзор из залива в сторону открытой воды 16 августа 16:03.

ВИД — изображен интерфейс программы WWOL [20]: область обработки на кадре из видео и изображение поверхности воды с исправленными перспективными искажениями; а — энергетический спектр волнения  $S(f)$ , нормированный на максимум 0 дБ;

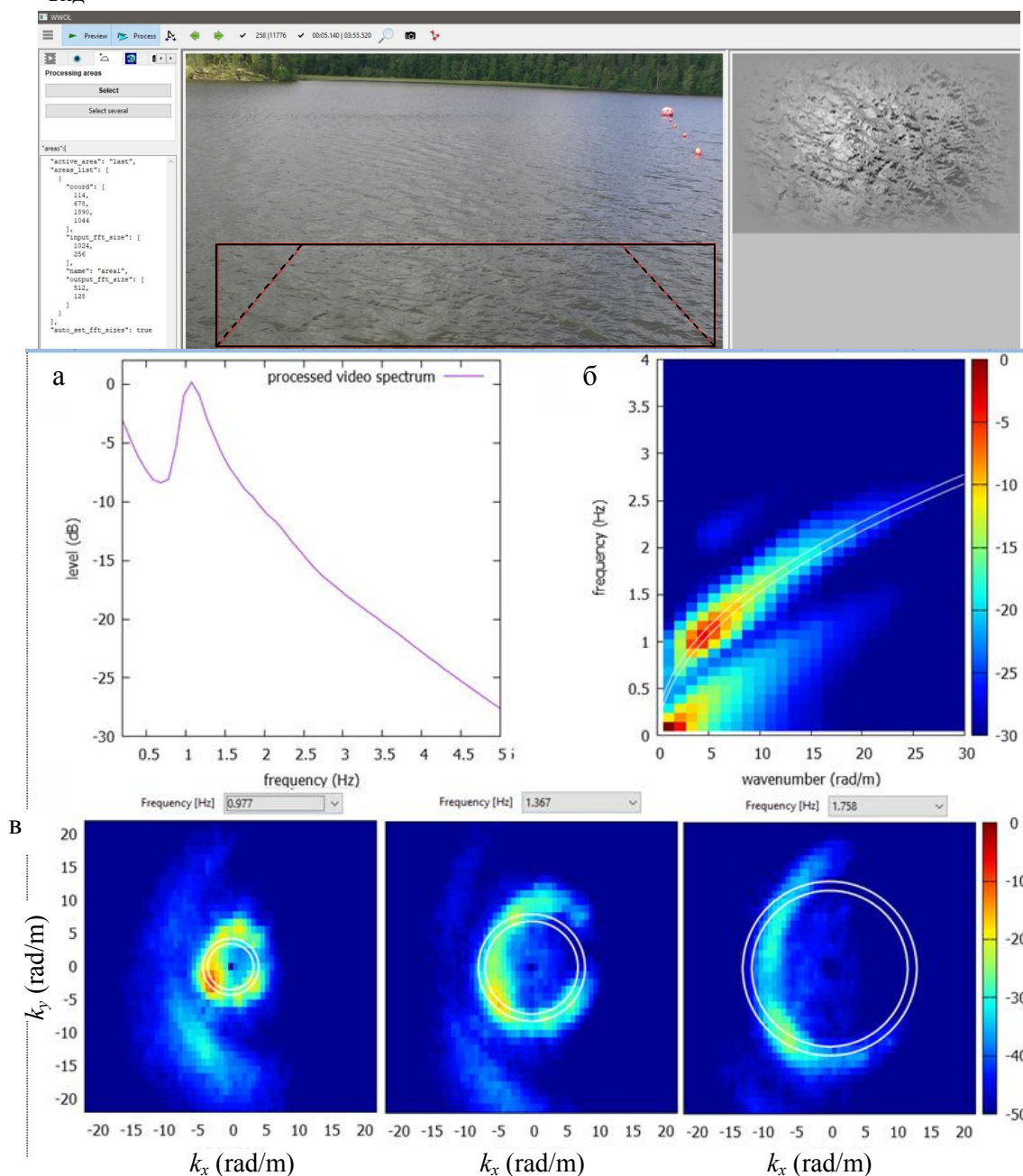
б — плоскость "частота–модуль волнового вектора  $S(f, k)$ ";

в — сечение трехмерного спектра  $S(f, k_x, k_y)$  при заданной частоте, слева направо  $f = 0.879, 1.465, 1.855$  Гц, белые линии — дисперсионное соотношение (5).

Длительность записи 5 мин. Скорость ветра 0.9 м/с. Параметры калибровочной функции:  $k_{\min} = 1.5$  рад/с,  $\gamma = 0.25$ ,  $A = 1$  дБ

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ СПЕКТРА ПОВЕРХНОСТНОГО ВОЛНЕНИЯ

ВИД

**Рис. П2.** Обзор поперек залива 17 августа 9:32.

ВИД — изображен интерфейс программы WWOL [20]: область обработки на кадре из видео и изображение поверхности воды с исправленными перспективными искажениями;

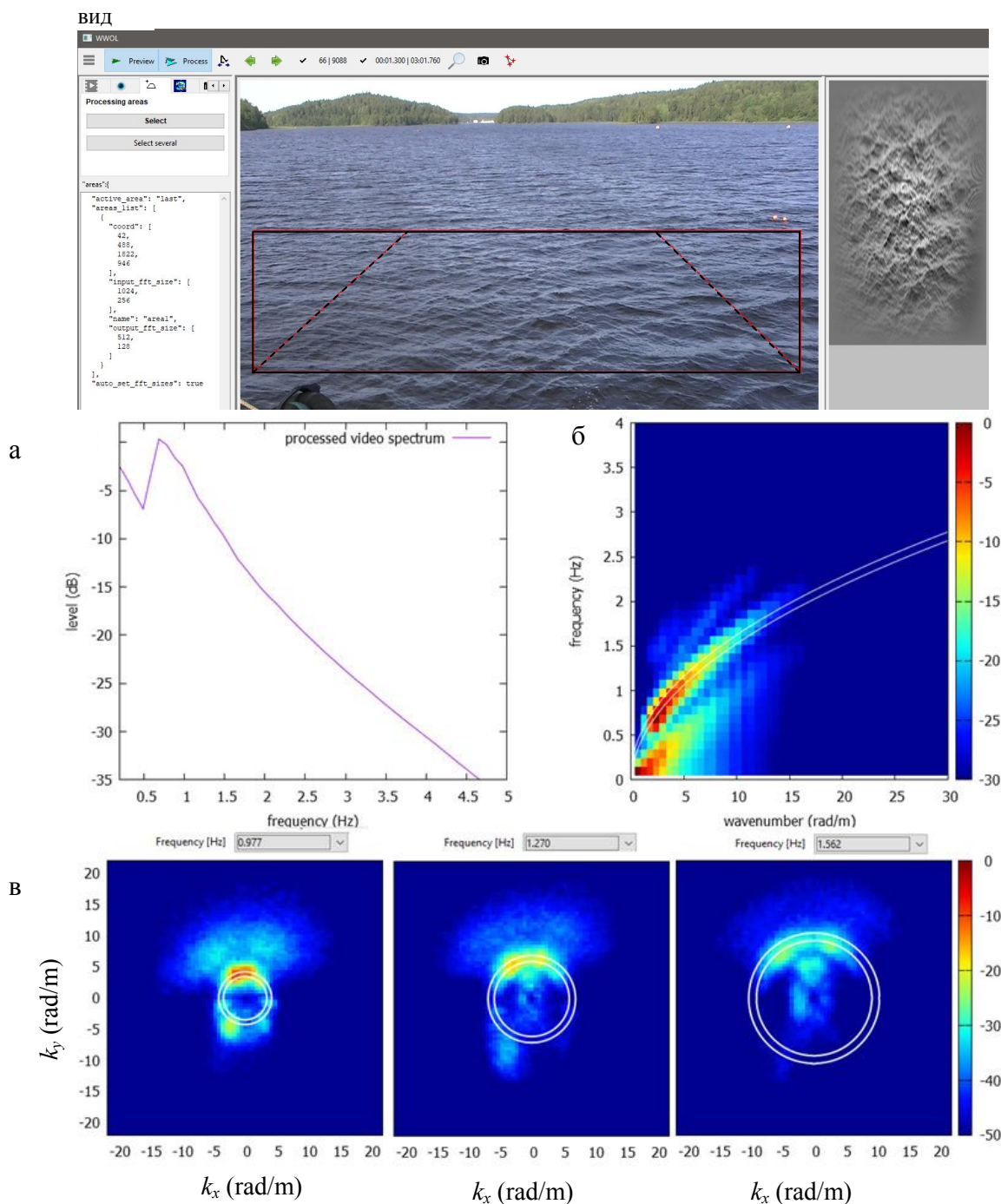
а — энергетический спектр волнения  $S(f)$ , нормированный на максимум 0 дБ;

б — плоскость "частота–модуль волнового вектора  $S(f, k)$ ";

в — сечение трехмерного спектра  $S(f, k_x, k_y)$  при заданной частоте, слева направо  $f = 0.977, 1.367, 1.758$  Гц, белые линии — дисперсионное соотношение (5).

Длительность записи 4 мин. Скорость ветра 4 м/с. Параметры калибровочной функции:

$k_{\min} = 1.5$  рад/с,  $\gamma = 0.25$ ,  $A = -7$  дБ



**Рис. ПЗ.** Обзор вглубь залива 21 августа 12:05.

ВИД — изображен интерфейс программы WWOL [20]: область обработки на кадре из видео и изображение поверхности воды с исправленными перспективными искажениями;

а — энергетический спектр волнения  $S(f)$ , нормированный на максимум 0 дБ;

б — плоскость "частота–модуль волнового вектора  $S(f, k)$ ";

в — сечение трехмерного спектра  $S(f, k_x, k_y)$  при заданной частоте, слева направо  $f = 0.977, 1.270, 1.562$  Гц, белые линии — дисперсионное соотношение (5).

Длительность записи 3 мин. Скорость ветра 6.3 м/с. Параметры калибровочной функции:

$k_{\min} = 1.5$  рад/с,  $\gamma = 0.25$ ,  $A = -16$  дБ

Исследование поддержано грантом Российского 27-00363/  
научного фонда № 24-27-00363, <https://rscf.ru/project/24->

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ СПЕКТРА ПОВЕРХНОСТНОГО ВОЛНЕНИЯ

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. AXYS: WatchKeeper, MetOcean Buoy. Вебсайт, дата обращения 09.10.2024.  
URL: <https://axys.com/watchkeeper-metoocean-buoy>
2. Yuan C., Li L., Duan X. Q., Luo H. A method for retrieving ocean wave parameters from ZY-3 imagery // *Remote Sensing Letters*. 2016. Vol. 7, no. 10. P. 994–1003. DOI: 10.1080/2150704X.2016.1207256
3. Ermoshkin A.V., Kapustin I.A. Estimation of the wind-driven wave spectrum using a high spatial resolution coherent radar // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2019. Vol. 19, no. 3. Id. ES3005. DOI: 10.2205/2019ES000662
4. Tilinina N., Ivonin D., Gavrikov A., Sharman V., Gulev S., Suslov A., Fadeev V., Trofimov B., Bargman S., Salavatska L., Koshkina V. Wind waves in the North Atlantic from ship navigational radar: SeaVision development and its validation with Spotter wave buoy and WaveWatch III // *Earth System Science Data*. 2022. Vol. 14, iss. 8. P. 3615–3633. DOI: 10.5194/essd-14-3615-2022
5. Волощенко Е.В. Перспективы применения для измерения характеристик морского волнения гидроакустических систем с использованием режима параметрического излучения // *Научное приборостроение*. 2024. Т. 34, № 3. С. 37–53.  
URL: <http://iairas.ru/mag/2024/abst3.php#abst3>
6. Gotwols B., Irani G. Optical determination of the phase velocity of short gravity waves // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1980. Vol. 85, iss. C7. P. 3964–3970. DOI: 10.1029/JC085iC07p03964
7. Munk W. An inconvenient sea truth: Spread, steepness, and skewness of surface slopes // *Annual review of marine science*. 2009. Vol. 1. P. 377–415. DOI: 10.1146/annurev.marine.010908.163940
8. Титов В.И., Баханов В.В., Зуикова Э.М. Оптическая диагностика приповерхностного слоя океана // *Труды XI Всероссийской конференции с международным участием "Современные проблемы оптики"*. 2021. С. 246.
9. Салин Б.М., Салин М.Б. Комбинированный метод измерения трехмерных спектров волнения. II. Примеры использования основных схем измерений и анализ полученных результатов // *Изв. ВУЗов. Радиофизика*, 2015. Т. 58, № 3. С. 200–213.  
URL: <https://radiophysics.unn.ru/issues/2015/3/200>
10. Богатов Н.А., Капустин И.А., Мольков А.А., Ермошкин А.В. Измерение скорости ветровой ряби на профиле длинной волны с применением метода стереосъемки // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2023. Т. 20, № 2. С. 216–226. DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-2-216-225
11. Yurovskaya M., Rasche N., Kudryavtsev V., Chapron B., Marie L., Molemaker J. Wave spectrum retrieval from airborne sunglitter images // *Remote sensing of Environment*. 2018. Vol. 217. P. 61–71. DOI: 10.1016/j.rse.2018.07.026
12. Юровская М.В., Кудрявцев В.Н., Широков А.С., Надоля И.Ю. Натурные измерения спектра поверхностных волн по фотографиям с беспилотного мультикоптера // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2018. Т. 15, № 1. С. 245–257. DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-1-245-257
13. Bondur V., Murynin A. The Approach for Studying Variability of Sea Wave Spectra in a Wide Range of Wavelength from High-Resolution Satellite Optical Imagery // *J. Mar. Sci. Eng.* 2021. Vol. 9, no. 8. Id. 823. DOI: 10.3390/jmse9080823
14. Benetazzo A., Fedele F., Gallego G., Shih P.C., Yezzi A. Offshore stereo measurements of gravity waves // *Coastal Engineering*. 2012. Vol. 64. P. 127–138. DOI: 10.1016/j.coastaleng.2012.01.007
15. Mitnik L., Dubina V., Konstantinov O., Fischenko V., Darkin D. Remote sensing of surface films as a tool for the study of oceanic dynamic processes // *Ocean and Polar Research*. 2009. Vol. 31, no. 1. P. 111–119. DOI: 10.4217/OPR.2009.31.1.111
16. Ginio N., Liberzon D., Lindenbaum M., Fishbain B. Efficient machine learning method for spatio-temporal water surface waves reconstruction from polarimetric images // *Measurement Science and Technology*. 2023. Vol. 34, no. 5. Id. 055801. DOI: 10.1088/1361-6501/acb3eb
17. Gabor B. Camera calibration With OpenCV. (Дата обращения 16.10.2024).  
URL: [https://docs.opencv.org/4.x/d4/d94/tutorial\\_camera\\_calibration.html](https://docs.opencv.org/4.x/d4/d94/tutorial_camera_calibration.html)
18. Абросимов Д., Зеленогорский В., Крюков М. Численное моделирование изображения водной поверхности // *Труды 9-й Международной конференции по компьютерной графике и машинному зрению (GRAPHICON-99)*. М.: МГУ, 1999. С. 255–260.
19. Ma C., Xu S., Wang H., Tian F., Chen G. A real-time photo-realistic rendering algorithm of ocean color based on bio-optical model // *Journal of Ocean University of China*. 2016. Vol. 15. P. 996–1006. DOI: 10.1007/s11802-016-3037-2
20. mikesalin/wwol. (дата обращения 19.11.2024). URL: <https://github.com/mikesalin/wwol>
21. Бахтин В.К., Вировлянский А.Л., Дерябин М.С., Казакова А.Ю. Оценка амплитудно-частотной характеристики источника звука по измерениям в бассейне с отражающими границами // *Акустический журнал*, 2024. Т. 70. № 6 (в печати).
22. Slunyaev A.V.. Effects of coherent dynamics of stochastic deep-water waves // *Physical Review E*. 2020. Vol. 101. Id. 062214. DOI: 10.1103/PhysRevE.101.062214
23. Ньюмен Дж. Морская гидродинамика. Л.: Судостроение, 1985. 367 с.
24. Zenodo. Salin M. Dataset for surface waves height prediction through the video and image processing. 2023. (Дата обращения 19.11.2024). DOI: 10.5281/zenodo.7942013

**Федеральный исследовательский центр "Институт прикладной физики им. А.В. Гапонова-Грехова РАН", Нижний Новгород, Россия**

Контакты: Салин Михаил Борисович,  
mikesalin@ipfran.ru

Материал поступил в редакцию 25.11.2024

## DETERMINATION OF SURFACE WAVE SPECTRUM PARAMETERS USING VIDEO RECORDING IN NATURAL LIGHT

**V. V. Bakhanov, D. D. Razumov, M. B. Salin**

*Federal Research Center A.V. Gaponov-Grekhov Institute of Applied Physics of the RAS,  
Nizhny Novgorod, Russia*

In many areas of applied physics, such as underwater acoustics, radar, climatology, and shipbuilding, when studying sea waves, it is necessary to know not only the frequency spectrum but also the lengths and directions of wave propagation. The dependence of the spectral density of the surface wind wave elevation power on the frequency and wave vector can be estimated by the method described in the paper. The method is distinguished by the simplicity of the equipment; it is enough to shoot the waves with one video camera and process the recording using a PC (a link to the author's open-source program is given). The possibilities are further expanded by combining a camera and a calibration device — a wave recorder or a spar buoy for measuring water surface oscillations at a point — into a scientific installation. The paper provides recommendations on the conditions for using the video recording method and provides examples of processing.

**Keywords:** surface waves, wind waves, three-dimensional spectral power density of waves, optical method of measurement, perspective correction

### REFERENCES

1. AXYS: WatchKeeper, MetOcean Buoy.  
URL: <https://axys.com/watchkeeper-metocan-buoy> (accessed 09.10.2024)
2. Yuan C., Li L., Duan X.-Q., Luo H. A method for retrieving ocean wave parameters from ZY-3 imagery. *Remote Sensing Letters*, 2016, vol. 7, no. 10, pp. 994–1003. DOI: 10.1080/2150704X.2016.1207256
3. Ermoshkin A.V., Kapustin I.A. Estimation of the wind-driven wave spectrum using a high spatial resolution coherent radar. *Russian Journal of Earth Sciences*, 2019, vol. 19, no. 3, Id. ES3005. DOI: 10.2205/2019ES000662
4. Tilinina N., Ivonin D., Gavrikov A., Sharman V., Gulev S., Suslov A., Fadeev V., Trofimov B., Bargman S., Salavatova L., Koshkina V. Wind waves in the North Atlantic from ship navigational radar: SeaVision development and its validation with Spotter wave buoy and WaveWatch III. *Earth System Science Data*, 2022, vol. 14, no. 8, pp. 3615–3633. DOI: 10.5194/essd-14-3615-2022
5. Voloshchenko E.V. [Prospects for the application of hydroacoustic systems using parametric radiation mode to measure sea wave characteristics]. *Nauchnoe Priborostroenie* [Scientific Instrumentation], 2024, vol. 34, no. 3, pp. 37–53. (In Russ.).  
URL: <http://iairas.ru/mag/2024/abst3.php#abst3>
6. Gotwols B.L., Irani G.B. Optical determination of the phase velocity of short gravity waves. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1980, vol. 85, no. C7, pp. 3964–3970. DOI: 10.1029/JC085iC07p03964
7. Munk W. An inconvenient sea truth: Spread, steepness, and skewness of surface slopes. *Annual review of marine science*, 2009, vol. 1, pp. 377–415.  
DOI: 10.1146/annurev.marine.010908.163940
8. Titov V.I., Bakhanov V.V., Zuikova E.M. [Optical diagnostics of the ocean surface layer]. *Trudy XI Vserossiiskoi konfe-*

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ СПЕКТРА ПОВЕРХНОСТНОГО ВОЛНЕНИЯ

- rentsii s mezhdunarodnym uchastiem "Sovremennye problemy optiki" [Proc. of the XI All-Russ. conf. with int. particip. "Modern problems of optics"], 2021, pp. 246. (In Russ.).
9. Salin B.M., Salin M.B. Combined method for measuring 3d wave spectra. II. examples of using the basic measurement procedures and analysis of the obtained results. *Radiophysics and Quantum Electronics*, 2015, vol. 58, no. 3, pp. 185–196. DOI: 10.1007/s11141-015-9592-3
  10. Bogatov N.A., Kapustin I.A., Molkov A.A., Ermoshkin A.V. [Retrieval of wind ripple speed from stereo imagery of sea surface]. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa* [Cosmic Research], 2023, vol. 20, no. 2, pp. 216–226. DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-2-216-225 (In Russ.).
  11. Yurovskaya M., Rasle N., Kudryavtsev V., Chapron B., Marie L., Molemaker J. Wave spectrum retrieval from airborne sunglitter images. *Remote sensing of Environment*, 2018, vol. 217, pp. 61–71. DOI: 10.1016/j.rse.2018.07.026
  12. Yurovskaya M.V., Kudryavtsev V.N., Shirokov A.S., Nadolya I.Yu. [Field measurements of the sea surface wave spectrum from photos of sunglitter taken from drone]. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa* [CURRENT PROBLEMS IN REMOTE SENSING OF THE EARTH FROM SPACE], 2018, vol. 15, no. 1, pp. 245–257. DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-1-245-257 (In Russ.).
  13. Bondur V., Murynin A. The Approach for Studying Variability of Sea Wave Spectra in a Wide Range of Wavelength from High-Resolution Satellite Optical Imagery. *J. Mar. Sci. Eng.*, 2021, vol. 9, no. 8, Id. 823. DOI: 10.3390/jmse9080823
  14. Benetazzo A., Fedele F., Gallego G., Shih P.C., Yezzi A. Offshore stereo measurements of gravity waves. *Coastal Engineering*, 2012, vol. 64, pp. 127–138. DOI: 10.1016/j.coastaleng.2012.01.007
  15. Mitnik L., Dubina V., Konstantinov O., Fischenko V., Darkin D. Remote sensing of surface films as a tool for the study of oceanic dynamic processes. *Ocean and Polar Research*, 2009, vol. 31, no. 1, pp. 111–119. DOI: 10.4217/OPR.2009.31.1.111
  16. Ginio N., Liberzon D., Lindenbaum M., Fishbain B. Efficient machine learning method for spatio-temporal water surface waves reconstruction from polarimetric images. *Measurement Science and Technology*, 2023, vol. 34, no. 5, Id. 055801. DOI: 10.1088/1361-6501/acb3eb
  17. Gabor B. *Camera calibration With OpenCV*. (accessed 16.10.2024). URL: [https://docs.opencv.org/4.x/d4/d94/tutorial\\_camera\\_calibration.html](https://docs.opencv.org/4.x/d4/d94/tutorial_camera_calibration.html)
  18. Abrosimov D., Zelenogorsky V., Kryukov M. [Numerical modeling of water surface image]. *Trudy IX Mezhdunarodnoi konferentsii po komp'yuternoi grafike i mashinnomu zreniyu (GRAPHICON-99)* [Proc. IX int. conf. on computer graphics and machine vision (GRAPHICON-99)], Moscow, MSU Publ., 1999, pp. 255–260. (In Russ.).
  19. Ma C., Xu S., Wang H., Tian F., Chen G. A real-time photo-realistic rendering algorithm of ocean color based on bio-optical model. *Journal of Ocean University of China*, 2016, vol. 15, pp. 996–1006. DOI: 10.1007/s11802-016-3037-2
  20. mikesalin/wwol. (accessed 19.11.2024). URL: <https://github.com/mikesalin/wwol>
  21. Bakhtin V.K., Virovlyansky A.L., Deryabin M.S., Kazanova A.Yu. [Estimation of the amplitude-frequency characteristic of a sound source by measurements in a basin with reflecting boundaries]. *Akusticheskiy zhurnal* [Acoustical Physics], 2024, vol. 70, no. 6 (In Press.). (In Russ.).
  22. Slunyaev A.V. Effects of coherent dynamics of stochastic deep-water waves. *Physical Review E*, 2020, vol. 101, Id. 062214. DOI: 10.1103/PhysRevE.101.062214
  23. Newman J.N. *Marine Hydrodynamics*. Mit Pr, 1977. 418 p. (Russ. ed.: N'yumen Dzh. *Morskaya gidrodinamika*. Leningrad: Sudostroenie Publ., 1985. 367 p.).
  24. Zenodo. Salin M. *Dataset for surface waves height prediction through the video and image processing*. 2023. DOI: 10.5281/zenodo.7942013 (accessed 19.11.2024).

Contacts: Salin Mikhail Borisovich,  
mikesalin@ipfran.ru

Article received by the editorial office on 25.11.2024

## INTRODUCTION

The task of studying the characteristics of surface waves is one of the applied tasks in marine research. At present, monitoring on the scale of the entire World Ocean is carried out using a system of buoys [1] and satellite observations [2]. Carrying out measurements of the wave spectrum in a specific area is an important task, for example, when calibrating satellite data or when it is necessary to control the conditions of an experiment carried out in a small water area, where the wave spectrum differs significantly from the dependencies typical for marine acceleration lengths. To carry out measurements on the scale of a single area, they use smaller buoys, spar buoys, including rod-shaped buoys without electronic equipment for external visual observation. When working on stationary platforms, various models of string wave recorders are used. Due to the need for wide coverage of the World Ocean by measuring systems, radar methods of measuring the characteristics of waves on the sea surface have found wide application [3, 4], since they are performed in a contactless manner, including from a moving vessel. An additional advantage of radar coverage is the formation of a spatial panorama. Acoustic methods of measuring the state of waves are also applied [5]. All of the listed methods have their limitations in terms of application conditions or the range of measured values.

Sea waves are clearly visible to the naked eye during the daytime, so methods for measuring their parameters using photographs and video recordings have been proposed in scientific publications for quite a long time, and such methods became widespread with the advent of the first suitable means of obtaining digital images [6–8], as well as computing devices for them. At present, even widely available video cameras have a large matrix size and a high frame rate. Therefore, the main efforts in the development of optical instruments and methods for measuring waves are associated with algorithmic support [9–10].

Optical means allow measuring wave characteristics both directly and indirectly. In the first case, the wave height is measured by the water level against the background of some object, such as a spar buoy, in order to transform the resulting series into a so-called one-dimensional wave spectrum. In the second case, the wave characteristics are reconstructed based on the brightness distribution over the surface, photographed in a wide shot. It is possible to obtain a spectrum using both wave numbers and time frequencies. The difficulty is that measuring the wave height by its brightness is, in general, an indirect measurement — images of waves with the same amplitude and frequency, obtained under different conditions, will differ significantly depending on the illumination, shooting angle, weather, and camera settings.

An absolute method, i.e., one that does not require additional calibrations, is the measurement of the surface tilt distribution by filming the sunglitter path [7, 11, 12], when the resulting image is actually reduced to a binary mask. Indeed, the position of the sun and the size of its disk in the sky are determined by a well-tabulated dependence; the camera orientation by the cardinal directions can be set, and then, based on sufficiently transparent relationships following from the laws of geometric optics, it is possible to associate the fact of a glare at a specific point with the range of tilt angles that the surface may have at this point. However, due to the need to carry out measurements in various lighting conditions, methods based on image processing in brightness gradations continue to develop. Thus, the brightness optical method for reconstructing the wave spectrum described below is not completely remote; it requires the use of a spar buoy or a string wave recorder for calibration.

There are also known works [13] on the remote recording of sea wave spectra, based on so-called restoring operators. They are constructed by computer modeling taking into account the nonlinearity of the dependence of sea brightness on wave slopes. In some cases, reliable measurement of wave height is obtained using stereo imaging [14], i.e., computer vision methods similar to human binocular vision. Sometimes the measurement is made by determining the ratio of light intensities in two polarizations [15, 16]. However, monocular video shooting in natural light with a non-specialized video camera remains the most accessible solution.

The authors use the described method to monitor the state of the sea surface during hydrophysical experiments. In this paper, we will show ways of obtaining estimates of wave characteristics by an optical method, given the lack of special conditions for shooting.

## THEORETICAL BASIS OF THE MEASUREMENT METHOD

The wave spectrum is taken as the spectrum of vertical displacements (heights) of the water surface relative to the average level. In general, the wave characteristics are described by the power spectral density (PSD), which depends on the frequency and two projections of the wave vector:  $S(\omega, k_x, k_y)$ , or, briefly, a three-dimensional spectrum. The development of devices for measuring local oscillations of the water boundary — wave recorders — led to the assessment of such a quantity as a one-dimensional spectrum of excitement  $S(\omega)$ . The following relationship is valid:

$$S(\omega) = \iint S(\omega, k_x, k_y) dk_x dk_y. \quad (1)$$

When shooting the water surface with a wide plan, a series of raster images is obtained and compiled into

a video file. It is necessary to apply two transformations successively to obtain an estimate of the heightmap.

The first is a geometric transformation of the image, which translates it onto a uniform coordinate grid in the horizontal plane. Namely, the area of the original image shown in Fig. 1, a, is transformed into the image of Fig. 1, б. Due to the perspective effect, the prototype of a rectangle on the horizontal plane is the trapezoid shown in Fig. 1, a.

**Fig. 1.** An example of geometric transformation of an image.  
a — the original frame with the designated processing area, б — this area after transformation.

Taking the camera obscura model for projecting points from the water surface onto the matrix of a video camera, it is easy to construct the necessary geometric transformation using the initial data according to one of two schemes:

- the camera is pre-calibrated [17] using a marked sheet of paper taken from a known distance; then, during location shooting, the angle of the optical axis to the horizon<sup>1</sup> and the height of the camera installation relative to the water level are recorded in the protocol
- a sufficient number of objects with known dimensions can be placed in the field of view, and calibration can be carried out using them.

To shoot waves in wide shots, an approximation must secure a negligibly small change of any water surface point position on the screen while this point moves up and down on the real surface.

The second operation — transforming the brightness pattern into a heightmap — is a non-trivial transformation and requires detailed discussion. The image of a rough sea surface is formed by many factors. Waves are clearly visible to the naked eye, mainly due to the fact that they change the slope of the surface. It is the slope of the surface that determines which of the points of the sky, being reflected, is projected into the camera lens (or into the human eye). In addition, the slope of the surface determines the angle of incidence of the beam, which is included in the coefficients of reflection and transmission of light at the boundary of the media.

The formation of the image is affected by the state of the sky (clear or cloudy), the position of the sun relative to the direction of shooting, and the intensity of the ascending flow of light from the depths — and this is far from a complete list of parameters that would need to be taken into account with a strict for-

mal approach. For example, one can get acquainted with the works of those who solve the opposite problem — generation of realistic images of the sea for video games [18, 19], based on the physics of the process. The nonlinear dependence of the output signal of the matrix sensor on the intensity of the incident light also affects the result. Instead of explicitly taking into account all the factors, it is proposed to calibrate the brightness-slope dependence in place.

Let  $J(\omega, k_x, k_y)$  be the PSD of the brightness field, expressed in units of the ADC of the video camera matrix and calculated from a sequence of raster images immediately after they have been geometrically transformed. Namely, the spectrum for  $k_x$  and  $k_y$  is calculated by means of a two-dimensional Fourier transform of a rectangular image of the type in Fig. 1, б; the spectrum for  $\omega$  is calculated from a set of frames. In Fig. 1, б, it can be seen that the input array for the Fourier transform is already multiplied by a window function that smoothly falls toward the edges. The estimate of the wave PSD  $S'$  can be obtained from  $J$  multiplying by the following function [9]:

$$\Phi(\omega, k_x, k_y) = \frac{Ak}{k^2 + (\gamma\omega^2/g)^2 + k_{\min}^2}, \quad (2)$$

$$S'(\omega, k_x, k_y) = \Phi^2(\omega, k_x, k_y)J(\omega, k_x, k_y), \quad (3)$$

where  $k = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$ ;  $g \approx 9.8 \text{ m/s}^2$  is the acceleration of gravity;  $A, \gamma, k_{\min}$  are parameters. In fact, (2) is the modulus of the transfer characteristic of the filter defined in the spatio-temporal domain. In [9], it was shown experimentally that the brightness field transformed using such a filter has a correlation coefficient of 0.7–0.8 relative to the real heightmap, and this is sufficient for a large number of applications.

The physical interpretation of the application of the transformation (2)–(3) is as follows: considering the surface brightness to be linearly related to its slope and taking into account that the slope is a gradient with respect to the heightmap, it is necessary to multiply the brightness PSD by a value proportional to  $k^{-2}$  to obtain the value of height. Thus, for  $\gamma \ll 1$  and  $k_{\min} / k \ll 1$ , function (2) has a dependence  $\Phi \sim k^{-1}$ , necessary for transforming the gradient into its prototype. The parameters  $\gamma$  and  $k_{\min}$  are introduced to reduce the error at the edges of the dynamic range by  $k$ . The coefficient  $A$  allows calibrating the entire path by the brightness channel.

The wave PSD estimate (3) satisfies the same normalization condition (1) as the real spectrum. As has already been said, methods for measuring one-dimensional wave spectra have become more widespread than measuring three-dimensional ones. Therefore, the proposed measuring system, consisting of

<sup>1</sup> If the horizon line is in the frame, then this angle can be determined directly from the image.

a video camera, is supplemented by a buoy or a wave recorder, allowing one to measure the one-dimensional wave PSD  $S_{\text{ref}}(\omega)$  as a reference value. By selecting  $A$ ,  $\gamma$ ,  $k_{\text{min}}$ , a relationship similar to (1) is optimized:

$$\left| S_{\text{ref}}(\omega) - \iint S'(\omega, k_x, k_y) dk_x dk_y \right| \rightarrow \min. \quad (4)$$

This is the approach with calibration of the brightness spectrum. In the absence of the reference spectrum  $S_{\text{ref}}$ , the possibility of analyzing the brightness PSD  $J$  without normalization remains, and this, for example, allows us to determine the frequency of the main energy-carrying wave, which is already an important characteristic of the medium. In general, the described method of assessing the video-recorded wave spectra can be criticized due to the fact that more complex, nonlinear effects of image formation are not taken into account, but this method allows us to take certain practical steps towards creating a scientific instrument.

The technical means used are accessible. The camera can be deployed on an elevation, for example, on the upper deck of a ship or on the roof of a floating structure. Preparation for filming takes little time. Therefore, a distinctive positive quality of the described method is its time efficiency.

### REFINEMENT OF THE PARAMETERS OF THE GEOMETRIC TRANSFORMATION

Until now, the dispersion relation for surface waves has not been used in the presentation of the method. In such a range of wavelengths, which allows to neglect the finite depth of the reservoir and capillary effects and where the frequency and the wave vector are related as follows:

$$\omega^2 = gk. \quad (5)$$

Sometimes they say that all information on the wave spectrum can be restored only by its spatial part  $S(k_x, k_y)$ :

$$S(\omega, k_x, k_y) \propto S(k_x, k_y) \delta(\omega - \sqrt{gk}). \quad (6)$$

In fact, relation (6) is an approximation, since a number of effects can lead to a deviation from the dispersion relation, and (6) was not used in performing the calibration procedure above. Therefore, (6) can be used to control the quality of the obtained spectra.

The cross-section of the three-dimensional spectrum  $S(\omega^*, k_x, k_y)$  at a fixed frequency  $\omega^*$  should fit into a ring limited by circles of radius (5) substituting  $\omega = \omega^*$  and  $\omega = \omega^* + \Delta\omega$ , where  $\Delta\omega$  is the resolution of the spectral analysis (see Fig. 2, a). The wave directivity pattern can be determined from such distribu-

tions. As the studies were conducted near the coast, and due to reflections, the pattern turned out to be atypically wide. The dip in intensity on the horizontal axis in this case should be interpreted as a consequence of the limitation of the method, and, as will be discussed below, it is recommended to synthesize the full pattern from two angles.

**Fig. 2.** An example of correctly (a) and incorrectly (b, B) obtained cross-sections of three-dimensional spectra  $S(\omega^*, k_x, k_y)$ .

The cross-sections are energy distributions over the projections of the wave numbers  $k_x$  and  $k_y$  at a fixed frequency value  $\omega^*/2\pi = 1.4$  Hz: a) with a correct geometric transformation of the frame, b) with a scaling error, B) with a slope angle error. The color scale is dB relative to the conventional level. White circles are the theoretical boundaries that should contain the bulk of the energy at a given frequency

If the spectral intensity is concentrated outside the theoretical ring, then we can talk about the presence of an error at the stage of geometric transformation of the image. The discrepancy between the radius of the circle and its theoretical value (Fig. 2, b) indicates incorrect scaling of the frame (an error in specifying the camera height or an error in specifying the viewing angle). The ellipticity similar to Fig. 2, B, indicates an incorrect setting of the shooting angle, as a result of which the vertical and horizontal scales turned out to be different. The listed parameters are to be corrected proportionally to the ratio of the radii of the theoretical and experimental circles or the ratio of the semi-axes of the ellipse, respectively. Based on the dispersion relation for surface waves, we can reduce the requirements for the accuracy of setting the shooting geometry and camera calibration. It is possible to launch preliminary image processing by setting approximate values of the geometric parameters and then refining them, bringing the processing result into line with the dispersion relation. However, it is necessary to keep in mind the existence of objective physical processes, primarily currents, that change the dispersion relation of waves. Therefore, it is necessary to require full compliance of the analysis results with the dispersion relation only in those cases where it is justified.

### RECOMMENDATIONS FOR CONDUCTING SURFACE VIDEO RECORDING

The main requirement for video recording is that individual waves are resolved in the image. It is impossible to offer a universal recipe for what magnification in the optical system of the camera (zoom) should be set. For high-quality measurement of the

three-dimensional wave spectrum, it is necessary to achieve a compromise in fulfilling two conditions:

- several wavelengths of the largest scale should be projected onto the camera matrix;
- the wave of the smallest scale, which must be resolved in the spectrum, should be projected onto a several ( $\sim 10$ ) pixel matrix.

These conditions limit the use of excessively high and, conversely, too low magnification.

Often the only way to take a wide-angle picture of a rough surface is to shoot at a small angle to the horizon. The authors obtained satisfactory results up to an angle of  $10^\circ$  to the horizon, but the perspective effect significantly distorted the proportions, and the actual spatial resolution differed by an order of magnitude near and far. There is such a feature that it is impossible to effectively use the entire area occupied by water in the frame. If you select too large an area, then due to perspective, the short waves on the far boundary will be "blurred", and at the same time, on the near boundary, only a part of the period of the long wave will be visible, which is not suitable for Fourier analysis. Sometimes it is necessary to combine the processing of long waves in one (more distant) section of the frame and short waves in the second (near) section.

The lighting conditions should be such that the lens is not glared by the sun (there are certain algorithms for processing the image of the sun's path [7, 11, 12]). It is desirable to orient the optical axis of the camera close to the main direction of the waves (across the wave crests), since the error in determining the characteristics is significantly higher for waves coming from the orthogonal direction [9]. These conditions are easy to meet when video filming is carried out under the direct control of the operator, and he has the ability to rotate the camera on the tripod manually (rotate along the waves and turn away from the sun). If the task is to organize a stationary wave monitoring system, then it should be equipped with several cameras facing in different directions, or a camera with a rotating mechanism. In addition, automatic exposure control is necessary for filming in different lighting conditions, but most video cameras available today have this function.

Since the method is oriented towards the use of cameras available on the mass market, it is important to take into account the compression factor — the desired raster image will inevitably be distorted by the compression of the video file at the data recording stage. It has been experimentally established that semi-professional cameras of such brands as JVC, Sony, GoPro, in the mode of shooting sports events, use minimal compression with an insignificant effect on the result. However, an unpleasant discovery was that outdoor video surveillance cameras produce too strong compression of moving parts of the image.

Video files recorded by surveillance cameras, at least with the internal standard settings, turned out to be unsuitable for assessing the characteristics of wind waves.

The reason for compression already at the data recording stage is that the "raw" video is too large a data stream. There is no technical possibility to save such a volume without compression on a storage medium or input it into a computer without specialized high-speed interfaces. In turn, the so-called Gig-E cameras for machine vision have these interfaces. If necessary, in this more expensive line, you should look for a device with the function of shooting video without quality loss.

## EXAMPLES OF APPLICATION OF THE DEVELOPED METHOD

The described method for measuring wave spectra is embodied in the software "Wind waves optic lab" (WWOL), which is at the alpha testing stage, and the current version is available at the link [20]. The illustrations given in the article were obtained using this software.

Video filming was carried out in the Naismeri Bay of Lake Ladoga from the roof of a catamaran fixed to mooring buoys. The studies were conducted in an elongated, confined water body with weak waves, where the standard rules of sea wave formation depending on the wind are not applicable. Therefore, only a direct experimental assessment of the wave spectrum made it possible to control the conditions of the acoustic experiment, which was largely similar to [21], but conducted in this water area. For this purpose, according to the developed method, filming was carried out on a semi-professional camera JVC Everio GZ-HM200 with a resolution of  $1920 \times 1080$  at a frequency of 25 frames per second.

In the Appendix, Figs. II1, II2, II3 show the surface brightness after perspective transformation, averaged wave spectra in several sections, and the processed area in video frames shot on August 16, 17 and 21, 2024 from different angles: in the direction of the exit from the bay towards open water, across the bay, and into the bay. The shooting was carried out in windy weather; the wind speed measured by the weather station at a height of 7 m was 0.9, 4 and 6.3 m/s, respectively; the duration of the recordings was 5, 4 and 3 minutes. The wind and waves in all videos are directed mainly into the bay. The length of the Fourier analysis window over time is 512 samples; the overlap of the windows is  $\frac{1}{2}$ , averaging of the PSD for various time windows was carried out over the entire length of the record.

The shooting was carried out in suitable but difficult conditions: camera height above water is 5.5 m, camera angle relative to vertical is  $80^\circ$ , overcast sky

and view along wave propagation for August 16 and 21, partly cloudy and view across wave propagation on August 17, which are undesirable conditions. Slow turn of the catamaran could slightly shift the processing area, which leads to the appearance of a peak below 0.1 Hz. Ideal conditions would be a stationary location at a high altitude, a more vertical angle of view on the water, a view along the direction of wave propagation, and completely overcast or absolutely clear sky.

Wave height recording at one point was not performed; the reference energy spectrum required for procedure (4) was missing. Therefore, the wave energy spectrum  $S(f)$  (Appendix, Figs. II1, a, – II3, a) is normalized to the maximum so that the peak level is 0 dB. For this purpose, the calibration function (2) is used with the same parameters  $k_{\min} = 1.5$  rad/s,  $\gamma = 0.25$ ,  $f_{\min} = 0.2$  Hz and various amplitudes  $A = 1, -7, -16$  dB. The significant wave height  $H_s$  was not measured and, according to expert assessment, was from 5 to 10 cm, from 10 to 20 cm, and from 20 to 40 cm for the figures (Appendix, Figs. II1, II2 and II3), respectively.

The observed picture is consistent with the well-known facts about surface waves. Small waves have higher peak frequencies on the energy spectrum  $S(f)$ : 1–2 Hz in Fig. II1, a, a peak at 1.2 Hz in Fig. II2, a, and a peak at 0.8 Hz in Fig. II3, a. Conversely, a more intense wind wave has a lower peak frequency. The deviation of the cross-sections  $S(f, k_x, k_y)$  at a constant frequency from a circle can be associated both with the fact that the waves are formed on the current and with an error in determining the viewing angle relative to the vertical.

When estimating the wave spectrum using remote tools, we often observe a maximum of the spectral density, which is not typical for the linear theory, at  $k$  and  $f$  close to zero, below the dispersion relation (Figs. II1, 6–II3, 6). The boundary of this nonlinear region is discussed in [9, Appendix 1]. Previously, the authors assumed to define the spectral, non-dispersive components with small  $k$  and  $f$  as an artifact of the optical system and processing but we note that the results of numerical modeling of the nonlinear problem of wave evolution show the same character of the spectra [22].

The same can be said about the observed second harmonic above the dispersion relation for energy-carrying waves in Fig. II3, 6 (on the uncalibrated spectrum it will be even more noticeable). On the one hand, the amplitude of the second harmonic corresponds in order of magnitude to the second-order correction that occurs for surface waves of finite amplitude [23, p. 230–234], but, on the other hand, spectrum distortion can also manifest itself in the same way due to the nonlinear dependence of brightness on the slope of the water surface or brightness distortion

in the measuring channel during recording (gamma correction).

Thus, the subsequent works of the authors will be aimed in the technical aspect at further automation of the measurement process and in the theoretical aspect at studying the nature of nonlinear components of the spectrum. Examples of video recordings made earlier in similar calm conditions are available for downloading at the link [24].

## CONCLUSION

This article demonstrates the possibility of performing an experimental assessment of wave characteristics using video cameras available on the consumer market and original software. Optionally, a spar buoy or a wave recorder can be included in the system, which, based on measurements at a reference point, allows calibrating the brightness field in almost the entire field of view.

This article provides an example of using the proposed method for assessing wave characteristics in a bay of Lake Ladoga. The peak frequency and direction of the wave, which are important quantities for assessing the conditions for conducting hydrophysical experiments, were determined in a completely non-contact manner (without using a wave recorder or a spar buoy).

## APPENDIX

**Fig. II1.** View from the bay towards open water on August 16, 16:03. ВИД — the WWOL program interface is shown [20]: the processing area on the frame from the video and the image of the water surface with corrected perspective distortions;  
a — the energy spectrum of the wave  $S(f)$ , normalized to a maximum of 0 dB;  
б — the plane "frequency–the modulus of the wave vector  $S(f, k)$ ";  
в — a cross section of the three-dimensional spectrum  $S(f, k_x, k_y)$  at a given frequency, from left to right  $f = 0.879, 1.465, 1.855$  Hz, white lines — the dispersion relation (5).  
Recording duration is 5 min. Wind speed is 0.9 m/s. Calibration function parameters:  $k_{\min} = 1.5$  rad/s,  $\gamma = 0.25$ ,  $A = 1$  dB

**Fig. П2.** View across the bay on August 17, 9:32. ВИД — the WWOL program interface [20] is shown: the processing area on a frame from the video and the image of the water surface with corrected perspective distortions;  
 а — the energy spectrum of the wave  $S(f)$ , normalized to a maximum of 0 dB;  
 б — the plane "frequency-the modulus of the wave vector  $S(f, k)$ ";  
 в — a cross section of the three-dimensional spectrum  $S(f, k_x, k_y)$  at a given frequency, from left to right  $f=0.977, 1.367, 1.758$  Hz, white lines — the dispersion relation (5).  
 Recording duration is 4 min. Wind speed is 4 m/s. Calibration function parameters:  $k_{\min} = 1.5$  rad/s,  $\gamma = 0.25$ ,  $A = -7$  dB

**Fig. П3.** View into the bay on August 21, 12:05. ВИД — the WWOL program interface [20] is shown: the processing area on a frame from the video and the image of the water surface with corrected perspective distortions;  
 а — the energy spectrum of the wave  $S(f)$ , normalized to a maximum of 0 dB;  
 б — the plane "frequency-the modulus of the wave vector  $S(f, k)$ ";  
 в — a cross section of the three-dimensional spectrum  $S(f, k_x, k_y)$  at a given frequency, from left to right  $f = 0.977, 1.270, 1.562$  Hz, white lines — the dispersion relation (5).  
 Recording duration is 3 min. Wind speed is 6.3 m/s. Calibration function parameters:  $k_{\min} = 1.5$  rad/s,  $\gamma = 0.25$ ,  $A = -16$  dB