

ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ, ГИДРОСФЕРЫ
И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 551.521.3

Ю.С. Балин, А.Д. Ершов, И.Э. Пеннер

**Лидарные корабельные исследования аэрозольных полей
в атмосфере оз. Байкал. Часть 2. Поперечные разрезы**

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Поступила в редакцию 24.03.2003 г.

Приводятся результаты лидарных исследований высотной структуры аэрозольных полей на основе массива данных, полученных в период корабельной экспедиции на оз. Байкал в июле – августе 2002 г.

Анализ поперечных аэрозольных разрезов позволил выявить существенное влияние на формирование структуры поля орографических особенностей местности. Результаты анализа позволили выявить локальные особенности пространственного распределения аэрозоля, оценить частотные характеристики подветренных волн. Показано, что влияние горного хребта на формирование аэрозольного поля ярче проявляется в более высокогорной средней части озера. Здесь наблюдаются волновые движения двух масштабов на протяжении всего маршрута следования судна. В южной части озера мелкомасштабные возмущения, образующиеся за хребтом, распространяются только до середины озера. Характерной особенностью для низкочастотных атмосферных колебательных процессов является наличие линейного частотного тренда (увеличение частоты колебаний при движении с запада на восток).

Введение

В первой части статьи [1] рассматривались результаты лазерного зондирования атмосферы одночастотным лидаром «ЛОЗА-М» [2], полученные при выполнении продольных маршрутов НИС «Г. Титов» вдоль береговой линии. Было отмечено, что на формирование пространственной структуры аэрозольного поля существенное влияние оказывает орография местности, где проводились измерения. Качественные и количественные оценки влияния берегового ландшафта проводились в предположении геострофического переноса воздушных масс.

Целью настоящей статьи является исследование поперечных (от берега к берегу) разрезов, чтобы более полно представить картину формирования двумерного пространственного распределения атмосферного аэрозоля в акватории оз. Байкал. Воздушная циркуляция зависит от ветрового режима, теплового и водного баланса. Существенное влияние на ветровой режим оказывают местные ветры, дующие как в продольном («баргузин», «верховик» и др.), так и в поперечном направлениях («сарма», «харахаиха» и др.). Также на Байкале наблюдаются бризы, причем более выражен береговой бриз [3]. Сравнительно недавно обнаружено явление внутренней котловинной циркуляции [4], заключающееся в направленном движении воздуха по периметру озера (с севера на юг на западном побережье и с юга на север на восточном).

В работе [5] авторами показано, что данный тип воздушной циркуляции возможен только при наличии устойчивого западного переноса. Параметры теплового и водного баланса, а также ветрового

режима имеют ярко выраженную зависимость от особенностей ландшафтной структуры. Так, в южной части Байкала циклоническая циркуляция воздушных масс обусловлена низкогорным рельефом Олхинского плато и характеризуется режимом влажного лета и снежной зимы. К северу от Ангары (наиболее выражено в Приольхонье) господствует режим дождевой тени, связанный с вдольбереговым положением Приморского хребта и преобладающим северо-западным воздушным переносом. Здесь наблюдаются сухое лето и малоснежная зима, что составляет резкий контраст с расположенными на западных склонах этого же хребта верховьями рек бассейнов Лены и Ангары.

**1. Пространственная структура
аэрозольных полей по данным
лазерного зондирования
в поперечных направлениях**

Для анализа отобраны данные пространственного распределения аэрозольного поля, соответствующие поперечным маршрутам судна в средней и южной частях озера. Время, дата и схема движения НИС при проведении измерений показаны на рис. 1.

Синоптическая ситуация для данного периода наблюдений складывалась следующим образом: 29–30 июля произошло смещение господствовавшего ранее в этом районе антициклона на восток, а ему на смену пришло малоградиентное поле повышенного давления, которое и определяло погодные условия до 30 июля, когда произошла перестройка

барического поля и оно сменилось малоградиентным полем пониженного давления. Температурно-влажностный режим определяла континентальная умеренная воздушная масса. Погоду в районе 1 августа определял антициклон, в связи с чем установился устойчивый северо-западный ветер со скоростью 2–3 м/с. В дальнейшем антициклон постепенно разрушался, и на его месте сформировалось малоградиентное поле повышенного давления, которое обусловило погоду региона приблизительно до 11 ч 3 августа.



Рис. 1. Схема маршрутов НИС «Г. Титов». Направление движения судна показано стрелкой. Дата и время проведения эксперимента показаны на рисунке

Результаты зондирования представлены на рис. 2, где величина коэффициента рассеяния выражена через распределение по шкале яркости почернений, здесь же приведен график значения оптической толщи $\tau(0,2–2,5 \text{ км})$. Первый (рис. 2,а) соответствует маршруту м. Крестовский – м. Облом, второй и третий (рис. 2,б,в) маршруты – поперечным разрезам Танхой–Листвянка и Танхой–Большие Коты.

Для пространственного распределения оптических характеристик атмосферы в средней части оз. Байкал (рис. 2,а) характерно уменьшение оптической толщи от западного берега к восточному. Рассмотрим, какими процессами в атмосфере может быть обусловлено пространственное распределение аэрозоля в период проведения эксперимента. Возмущение основного воздушного потока горным хребтом способствует образованию зон нисходящих и восходящих движений воздуха и, как следствие, областей с различными оптическими характеристиками. На вид стратификации аэрозольного коэффициента рассеяния оказывают влияние вертикальные распределения направления и скорости ветра. Во время проведения измерений на западном побережье наблюдались ветры восточного направления со скоростью 4 м/с в приповерхностном слое атмосферы, затем в процессе продвижения судна на восток ветер приобретал северное направление, и скорость уменьшалась до 3 м/с. При этом основной воздушный поток над горами распространялся преимущественно в западном направлении со скоростью 5 м/с.

По данным [6], акватория северной части Байкала отличается очень чистыми атмосферными условиями. При слабом северном ветре были зафиксиро-

ваны особенно низкие концентрации атмосферного аэрозоля в приповерхностном слое атмосферы в районе Среднего Байкала. Предположительно пространственную картину аэрозольного поля 30 июля определяют несколько факторов: поступление в приземный слой атмосферы воздушных масс с пониженным содержанием аэрозольных частиц из северной части оз. Байкал; процесс переноса основным потоком континентальной умеренной воздушной массы; деформация воздушного течения горным препятствием с образованием подветренных волн, которые постепенно затухают вниз по потоку от препятствия.

Пространственный разрез аэрозольного поля в южной части Байкала был получен 3 августа в условиях малоградиентного поля повышенного давления (рис. 2,б). Как следует из анализа синоптической обстановки, в это время в атмосфере наблюдалась значительная неустойчивость. Метеоизмерения на судне показали наличие северо-восточного ветра (вдоль береговой линии) со скоростью 4 м/с в восточной части маршрута, а уже на середине разреза и в дальнейшем наблюдался штиль. Основным воздушный поток сохранил западное направление. Таким образом, в восточной части озера наблюдаются процессы, сходные с рассмотренными выше, а в средней и западной частях пространственного разреза картину аэрозольного поля определяют процессы конвективных движений воздуха с развитым вертикальным перемешиванием, характерные для безразличной стратификации атмосферы.

Данные, полученные 1 августа по маршруту Танхой–Листвянка, интересны тем, что, во-первых, получены в условиях пониженного западного берегового рельефа, а во-вторых, и это наиболее существенно, должны отражать влияние источников индустриального аэрозоля от промышленных центров вдоль р. Ангары при северо-западном переносе воздушных масс. Условия пониженного рельефа должны обеспечивать относительно равномерное высотное распределение аэрозоля в горизонтальной плоскости большей части маршрута. Именно такая картина наблюдается на рис. 2,б. Она показывает существенное увеличение $\tau(0,2–2,5 \text{ км})$ в истоке, по отношению к аналогичным значениям в начале маршрута у противоположного берега. Наибольший вклад в эти изменения, как видно из разреза на участке 27–31 км, дает нижний 700-метровый слой. Оттуда же следует, что влияние примесей на структуру аэрозольного поля распространяется на глубину порядка 5 км от берега, а в дальнейшем фиксируется относительно равномерное горизонтальное распределение $\sigma(H,L)$.

Сходная картина увеличения концентрации аэрозоля в районе истока Ангары обнаружена авторами [6] по результатам многолетних измерений в приповерхностном слое атмосферы в ходе судовых экспедиций. Там же, по данным фотоэлектрического лазерного анализатора, показано, что концентрация взвешенных частиц сильно зависит от направления ветра. Так, при преобладании северо-западного направления ветра концентрация аэрозоля увеличивается в среднем в 2 раза.

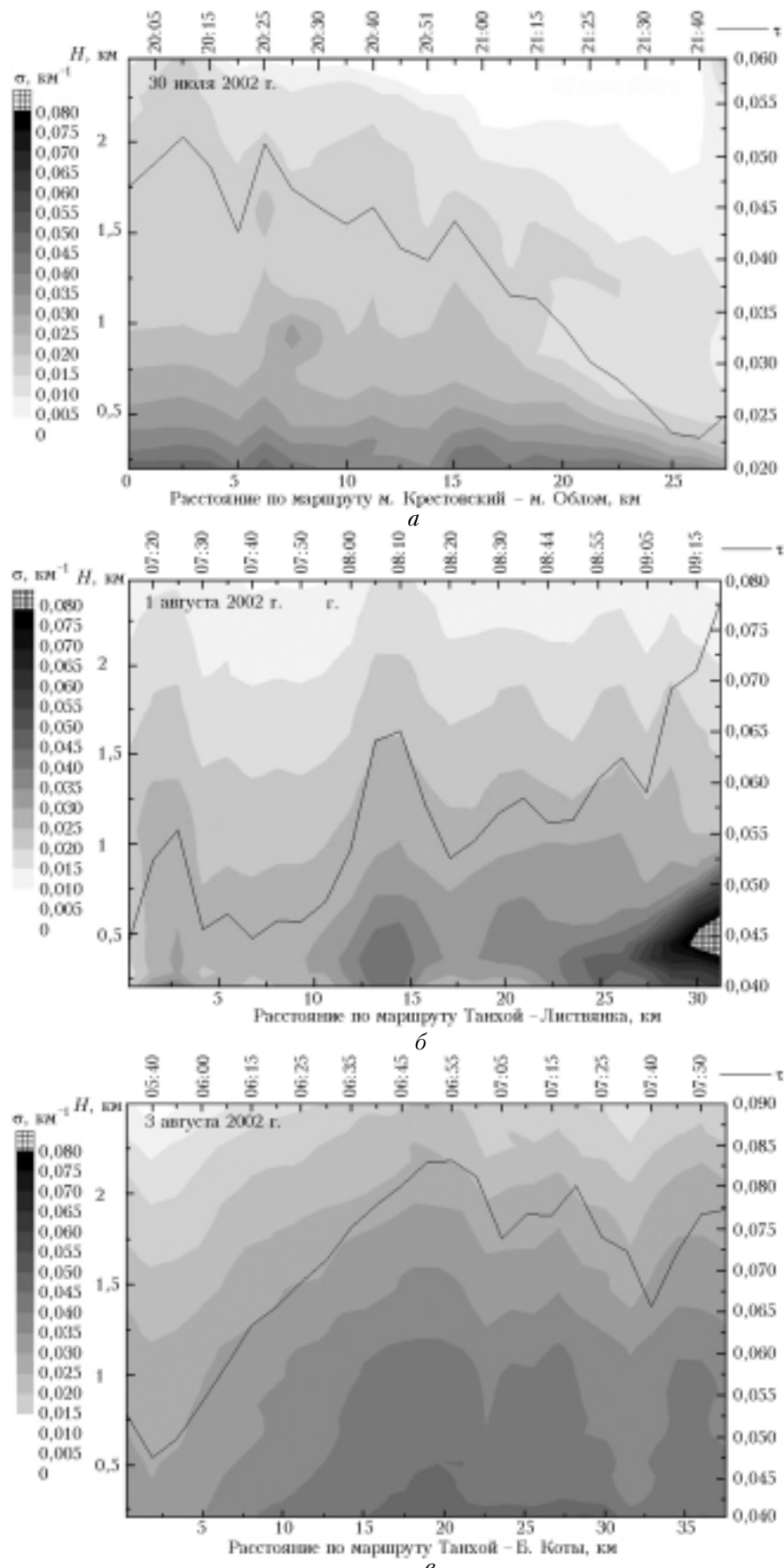


Рис. 2. Поперечные пространственные разрезы аэрозольного коэффициента рассеяния

Лидарные корабельные исследования аэрозольных полей в атмосфере оз. Байкал. Часть 2.

Еще одной особенностью последних двух разрезов является заметное возрастание значений аэрозольного коэффициента рассеяния в центральной части озера, особенно в нижнем слое атмосферы (до 400–500 м). Одно из возможных объяснений этого заключается в следующем. В работе [7] проведено исследование прибрежных течений вод оз. Байкал и показано, что имеют место две системы течений. Первая – циклоническая – в центральной части озера (между максимумами прибрежных течений), вторая – антициклоническая – в прибрежных частях озера. В районе максимальных прибрежных течений создаются области даунвеллинга, а в центральной части озера – области апвеллинга. Это влияет на температуру поверхности озера, т.е. центральная часть оз. Байкал должна быть более холодной.

Авторы [8] исследовали реакцию пограничного слоя атмосферы на изменение температуры подстилающей поверхности в зоне гидрологического фронта. При выносе относительно теплого атмосферного воздуха на холодную подстилающую поверхность происходит возникновение локального минимума потоков тепла на границе «водная поверхность–атмосфера». Процесс выноса более нагретого воздуха сопровождался появлением адвективных туманов сразу за фронтальным разделом. В наших измерениях в указанные сроки адвективных туманов зафиксировано не было, но они наблюдались ранее в экспедиции 2001 г. при работе в стационарных условиях на берегу.

Подобные процессы, протекающие в центральной части озера, вероятно, приводят к «обводненности» аэрозоля, и, как следствие, к возрастанию величины коэффициента рассеяния. В пользу этого предположения указывает и график относительной влажности (рис. 3), измерения которой проводились непосредственно на борту судна.

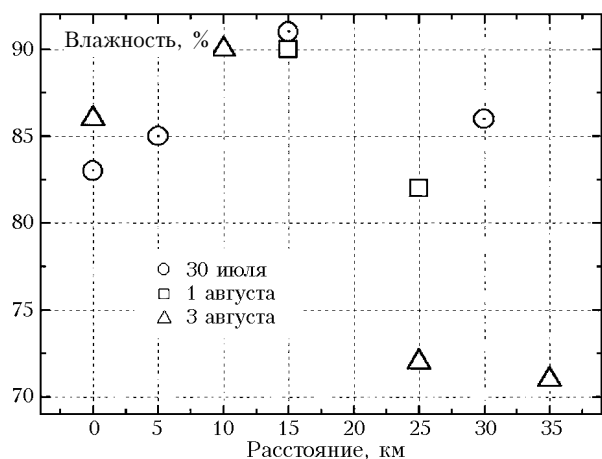


Рис. 3. Величины относительной влажности в приповерхностном слое атмосферы во время проведения эксперимента

Отмечается увеличение значений относительной влажности в центральной части озера для экспериментов, проведенных 30 июля, 1 и 3 августа. В течение всего эксперимента значения относительной влажности превышали 70% (рис. 3). Для диапазона влажностей более 60% проявляется эффект увеличения

размеров аэрозольных частиц из-за гетерогенной конденсации на гигроскопических ядрах, при этом «в реальной атмосфере изменение размеров частиц при их конденсационном росте происходит значительно быстрее, чем за счет других процессов» [9].

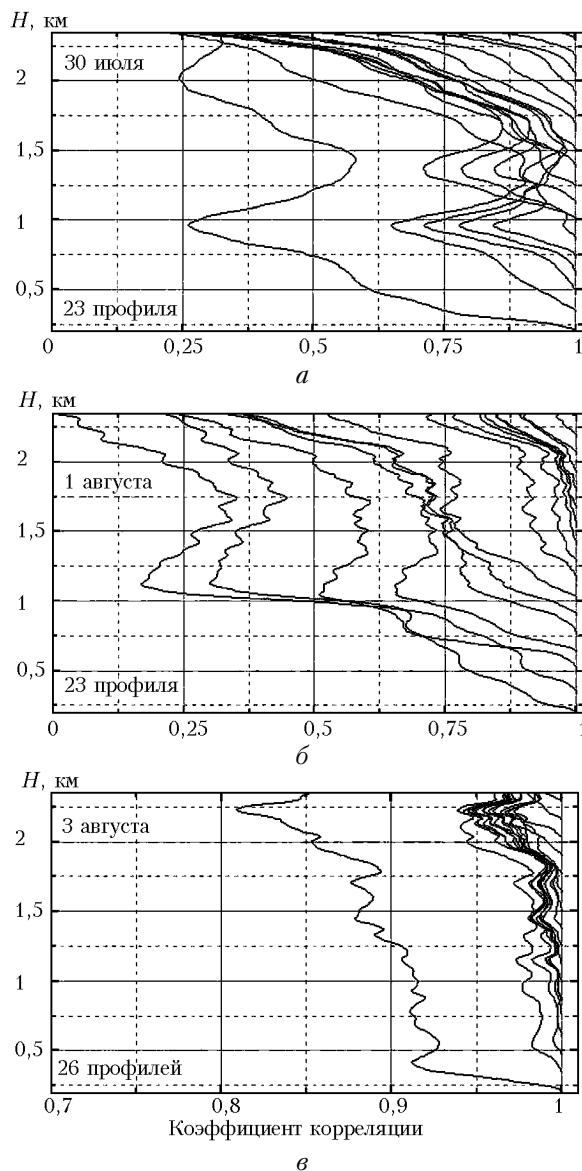


Рис. 4. Автокорреляционные матрицы высотного хода коэффициента рассеяния на поперечных участках маршрута движения

Для количественной оценки взаимосвязей оптических параметров атмосферы на разных высотах в пределах пространственного разреза рассмотрим, как это было сделано ранее [1], высотные автокорреляционные матрицы $R(H)$ для профилей $\sigma(H)$. Корреляционные функции рассчитывались для диапазона высот 0,2–2,5 км с пространственным разрешением 130 м.

На рис. 4 представлены графики автокорреляционных функций, здесь же приводится количество профилей коэффициента рассеяния, используемых при расчетах.

Как видно из рис. 4, в целом высотная корреляция для представленных данных носит различный характер. Для данных за 30 июля и 1 августа картина поведения автокорреляционных матриц имеет более сходный вид. Коэффициент корреляции уменьшается примерно до высоты 1 км, затем наблюдается его увеличение до высот 1500–1700 м, более выраженное 30 июля, и затем дальнейшее уменьшение вплоть до высоты 2500 м. Высота слоя коррелированности параметров составляет 750 м (рис. 4,а) и 1 км (рис. 4,б). Данные значения отличаются от наблюдаемых ранее в стационарных условиях [10].

Для пространственного разреза 1 августа это, вероятно, объясняется тем, что именно в период проведения измерений над исследуемым районом прошел холодный фронт и произошла смена умеренной воздушной массы на арктическую. Наличие в данных за 30 июля резкой границы в районе высот 1000 м, где наблюдается повышение значений автокорреляционных матриц до высоты 1500 м, скорее всего вызвано влиянием орографии, так как высота скачка совпадает с высотой горного хребта.

Существенное отличие от приведенных ранее (рис. 4,а,б) показывает автокорреляционная матрица на рис. 4,в, где наблюдаются очень высокие значения коэффициента корреляции по всем высотам. С учетом того, что маршрут в этот день (3 августа) близок к реализованному 1 августа, как уже было указано выше, эти высокие значения коэффициента корреляции можно объяснить тем, что в это время в атмосфере наблюдалась значительная неустойчивость (сильные вертикальные движения и перемешивание).

В поведении аэрозольного поля по всей дистанции прохождения судна, как было отмечено в предыдущей статье [1], проявляется явная пространственно-временная нестационарность. Поэтому для более детального анализа пространственных разрезов аэрозольного поля применим аппарат непрерывного вейвлет-преобразования (НВП). Основные положения НВП кратко описаны в Приложении.

2. Применение НВП к разрезам аэрозольного поля

Наиболее протяженный по дистанции (около 250 км) вертикальный разрез аэрозольного поля над акваторией оз. Байкал был получен во время проведения эксперимента 31 июля–1 августа 2002 г. вдоль береговой линии и проанализирован в предыдущей статье [1]. Там же была выявлена существенная нестационарность процесса флуктуаций оптических характеристик атмосферы в двумерном поле разреза. Представляет интерес рассмотреть, какие особенности во флуктуациях аэрозольного поля проявляются с течением времени и какие спектральные характеристики при этом присутствуют. На рис. 5 представлена вейвлет-спектрограмма указанного продольного разреза аэрозольного поля.

На рис. 5 можно выделить три временных интервала с различными спектральными характеристиками (отмечены стрелками). При этом данные интервалы имеют ярко выраженную границу во времени (пространстве). Обнаруженные пространственные границы совпадают с изменением параметра $\xi = \omega H_{\text{cp}} / U$ [11, 12], характеризующего степень возмущения воздушного потока орографическим препятствием. Здесь H_{cp} – средняя высота гор

хребта; $\omega = \frac{1}{2\pi} \sqrt{(\gamma_a - \gamma)g}$ – частота Брента–Вайсала; U – горизонтальная составляющая средней скорости ветра; γ и γ_a – вертикальный и сухадиабатический градиенты температуры; T – температура окружающего воздуха.

В районе с высотой прибрежного горного хребта более 1500 м флуктуации аэрозольного коэффициента рассеяния имеют наибольшую амплитуду, при этом можно выделить три характерных масштаба (частоты) вейвлет-разложения. Для отрезка маршрута судна вдоль хребта с высотами от 1000 до 1200 м амплитуда флуктуаций коэффициента рассеяния уменьшается, колебания на самом мелком

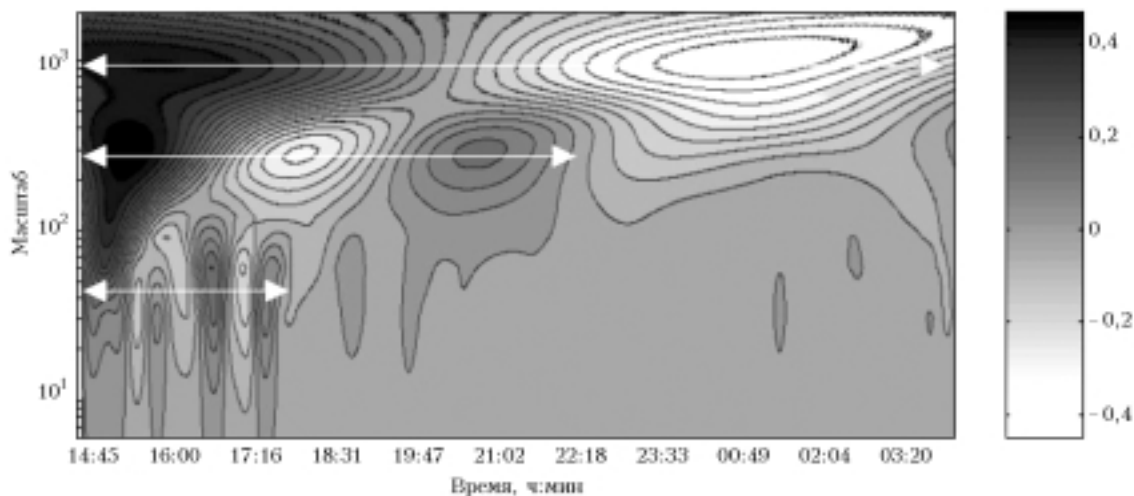


Рис. 5. Вейвлет-спектрограмма пространственного разреза аэрозольного поля за 31 июля –1 августа 2002 г. для высотного уровня 500 м

масштабе (высокой частоте) исчезают, и на отрезке, где средняя высота гор не превышает 1000 м, проявляется только низкочастотная составляющая вейвлет-спектра. Увеличение количества спектральных составляющих в вейвлет-разложении аэрозольного поля с ростом величины ξ указывает на обусловленность формирования аэрозольного поля над озером орографией местности. Рассмотренная вейвлет-спектрограмма показательна в плане высокой эффективности использования вейвлет-преобразований при исследовании частотно-временных характеристик аэрозольных полей.

Результаты применения НВП к лидарным данным для поперечных разрезов показаны на рис. 6, где для удобства по оси масштабов отложена частота. Расчет коэффициентов НВП $C(a,b)$ проводился для высотных уровней в диапазоне от 250 до 3000 м. На рис. 6 приводятся значения $C(a,b)$ для высотных диапазонов, отражающих наиболее характерные особенности анализируемых данных. Для сечения пространственного разреза аэрозольного поля за 30 июля на уровне 250 м максимальные значения коэффициентов вейвлет-разложения, величины которых изображены на рис. 6,б, достигаются на масштабе,

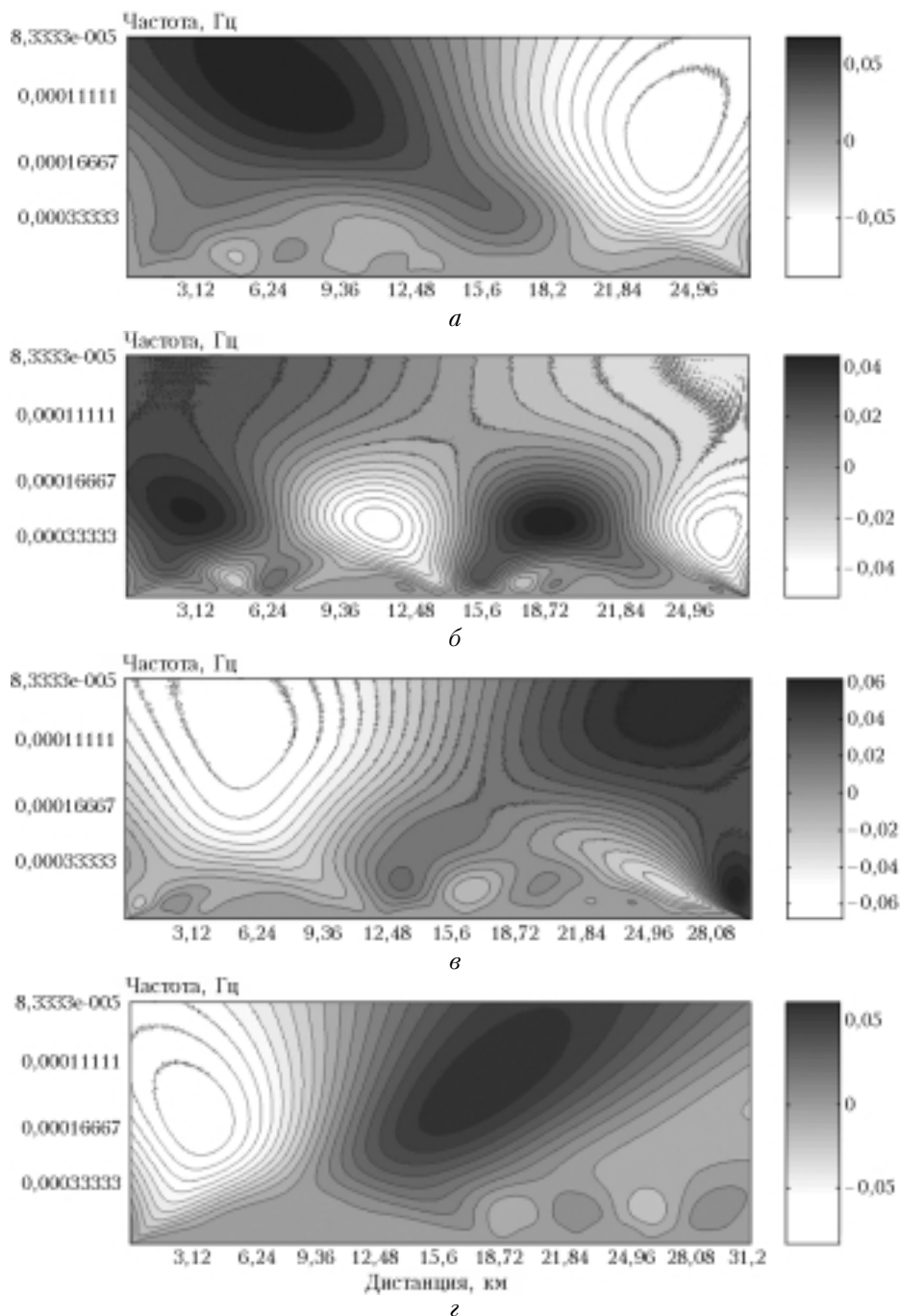


Рис. 6. Вейвлет-спектрограмма сечений пространственного разреза аэрозольного поля: на высотном уровне *a* – 750 м; *б* – 250 м, 30 июля 2002 г.; *в* – 750 м, 1 августа 2002 г.; *г* – 750 м, 3 августа 2002 г.

соответствующем частоте $2,8 \cdot 10^{-4}$ Гц, т.е. на выделенном масштабе волна осуществляет два полных колебания с периодом около 14,5 км. С ростом высоты период волны растет, и уже на высоте выше 700 м образуется волна, имеющая период около 30 км (рис. 6,а), причем частота данного колебания имеет возрастающий линейный тренд и изменяется с $1 \cdot 10^{-4}$ до $1,7 \cdot 10^{-4}$ Гц. С дальнейшим ростом высоты происходит постепенное выравнивание тренда, и на уровне выше 2000 м наиболее выражена частота $1,15 \cdot 10^{-4}$ Гц.

Наиболее характерный вид вейвлет-разложения для разреза аэрозольного поля 1 августа 2002 г. представлен на рис. 6,в. Здесь основная частота, присутствующая на всех высотных уровнях, имеет еще более низкую величину $9,8 \cdot 10^{-5}$ Гц. Ниже уровня 700 м более значимыми становятся вейвлет-коэффициенты, отражающие локальные особенности флуктуаций оптических свойств атмосферы над центральной частью озера и у западного побережья. Выше уровня 700 м повышается вклад неоднородностей в пространственную картину аэрозольного поля на восточной части маршрута и в центральной части озера. При этом локальное возрастание коэффициента рассеяния в центре разреза проявляется в увеличении значений $S(a,b)$ на всех высотных сечениях до 3 км.

Колебания аэрозольного поля, измеренного 3 августа, мало изменяются с высотой, поэтому на рис. 6,г приводится вейвлет-спектрограмма только для одного высотного уровня. Здесь на высотах до 2,5 км проявляется особенность, выраженная в присутствии более высокой частоты $6,6 \cdot 10^{-4}$ Гц на половине участка длиной 15 км от западного побережья примерно до середины оз. Байкал. Заметна схожесть картины поведения коэффициентов вейвлет-разложения на рис. 6,а,г в низкочастотной области, но тренд имеет обратный ход. Это связано с тем, что сечение для данного пространственного разреза было выполнено в обратном направлении.

Известно, что на пространственно-временное распределение аэрозоля в атмосфере существенную роль оказывает поведение поля ветра. Наличие протяженных горных массивов по берегам оз. Байкал, в свою очередь, оказывает влияние на поведение воздушного потока и, как следствие, на пространственное распределение аэрозоля над озером. Например, параллельно озерной котловине в районе м. Крестовский простираются две гряды гор Приморского хребта с высотами 1000 и 1100 м и расстоянием между вершинами около 8,5 км. В районе пос. Большие Коты высоты хребта достигают 1000 м, в связи с чем, по мнению авторов, на формирование аэрозольного поля для поперечных разрезов должна оказывать воздействие орография местности, выраженная в образовании подветренных волн.

3. Влияние орографии на формирование аэрозольного поля

В воздушном потоке над горами возникают движения с горизонтальными масштабами 1–100 км [12], в зависимости от скорости ветра, параметра устойчивости и формы препятствия. Условием возникнове-

ния волн, которые наблюдаются вниз по течению от препятствия, является выполнение неравенства

$$l_1^2 - l_2^2 > \left(\frac{\pi}{2H_1} \right)^2,$$

где l_1^2 , l_2^2 — значения параметра Скорера [13] (фактор устойчивости). Параметр l^2 в соответствии с [13] равен $4\pi^2 \omega^2 / U^2$ и рассчитывается для различных высот H_1 и H_2 (здесь U — горизонтальная составляющая скорости ветра в слое, ограниченном этими высотами).

Для значений температуры $T=290$ К и $\gamma = 0,0065$ К/м частота $\omega = 0,01$ с⁻¹. По синоптическим данным в районе Больших Котов, так же как и в районе м. Крестовский, значения скорости ветра на высотах 1500 и 3000 м составляли 3 и 5 м/с. Отсюда следует, что для экспериментов, проведенных 30 июля по маршруту м. Крестовский — м. Облом и 3 августа по маршруту Танхой — Большие Коты, выполняется пороговое условие образования подветренных волн. В работе [12] показано, что амплитуда подветренной волны зависит от параметра устойчивости, высоты и ширины хребта.

Для атмосферных условий 30 июля и 3 августа величина параметра $\xi \approx 1$. В этом случае возникают волны с чередующимися по вертикали и горизонтали областями восходящих и нисходящих движений. Амплитуда колебаний волны близка высоте горного хребта, а длина волны может изменяться в пределах 5–30 км с наиболее вероятным значением 10 км. Кроме того, влияние скорости ветра на появление подветренных волн препятствий связано с температурной стратификацией атмосферы. Как показано в [12, 13], при обтекании горного хребта воздушным потоком с неустойчивой стратификацией волновые явления образуются при небольших скоростях потока, а для устойчивой стратификации скорость ветра должна составлять не менее 8 м/с. Верхним пределом здесь является величина 25–30 м/с, когда независимо от стратификации волновые явления не наблюдаются.

Исходя из результатов применения НВП к разрезам аэрозольного поля, можно предположить, что в период проведения эксперимента наблюдались слабые и плоские подветренные волны. Это объясняется невысокими значениями скорости ветра в данный период. Флуктуации коэффициента рассеяния, предположительно вызванные воздействием подветренных волн, с характерными для них частотами проявляются при анализе данных за 30 июля и 3 августа. При этом подветренные волны наблюдаются на протяжении всего периода измерений 30 июля до высот 500 м и на западной части пространственного сечения 3 августа. Увеличение частоты максимумов коэффициентов вейвлет-разложения при возрастании пространственного сдвига согласуется с теоретическими расчетами, которые показывают, что для линий тока расстояние между гребнями волн уменьшается вниз по потоку [11].

Воздушный поток, распространяющийся над горами, имеет свою собственную (естественную) длину

волны, которая зависит от пространственного распределения горизонтального градиента метеохарактеристик [14]. Рассмотренные в п. 2 настоящей статьи основные частоты, изменяющиеся в пределах от $9,8 \cdot 10^{-5}$ до $2,8 \cdot 10^{-4}$ Гц, скорее всего, соответствуют естественным частотам воздушного потока. Здесь орографическое воздействие проявляется лишь в появлении небольшого тренда в диапазоне высот от 750 до 2000 м. Неустойчивая стратификация атмосферы, наблюдавшаяся 3 августа, также не способствует образованию подветренных волн. Известно, что для подветренных волн благоприятна устойчивая атмосфера, когда существуют волны малой длительности и большой амплитуды, так как большая устойчивость увеличивает возвращающее действие силы тяжести на движущийся воздух.

На поперечных пространственных разрезах аэрозольного поля 30 июля и 3 августа есть локальный минимум оптической толщи в западной части на расстоянии около 5 км от границы сечения. Это результат распространения вниз по течению начального возмущения, вызванного искривлением начального потока препятствием, и, скорее всего, соответствует области с отсутствием вертикальных движений воздушных масс [15].

В целом результаты проведенного вейвлет-анализа для пространственных разрезов аэрозольного поля, полученных 30 июля и 3 августа, хорошо согласуются с данными теоретических расчетов подветренных волн, изложенных в [12, 13].

4. Оценка воздействия источников антропогенного аэрозоля

Регион оз. Байкал традиционно относят к «фоновым» районам, т.е. значительная масса аэрозолей образуется с небольшой примесью загрязняющих веществ в результате естественных процессов. Над

озером прозрачность атмосферы в среднем на 13% выше, чем над Иркутском [3]. Визуально байкальский воздух позволяет видеть горные вершины, удаленные до 200 км и более от наблюдателя. В то же время наличие в непосредственной близости от озера Иркутской промышленной зоны, предприятий Байкальска, Слюдянки способствует накоплению примесей вблизи локальных источников [16], а при ветрах с сильной муссонной составляющей или развитии внутренней котловинной циркуляции возможен перенос индустриального аэрозоля в глубь озера. С целью исследования такой возможности антропогенного воздействия на озеро был проведен специальный эксперимент. Зондирование проводилось в южной оконечности озера по маршруту Байкальск–Култук, где основным загрязнителем является Байкальский ЦБК. По материалам Территориальной комплексной схемы охраны природы (ТЕРКСОП) оз. Байкал [25] и «Национального доклада СССР к Конференции ООН 1992 г. по окружающей среде и развитию» данный район входит в число четырех основных ареалов пагубного антропогенного воздействия на экосистемы региона.

По данным работы [6], вероятность попадания аэропромвыбросов БЦБК в озеро составляет от 10 до 100%. Верхняя оценка среднегодового выброса, оседающего на акватории озера, достигает 50%, при этом площадь зоны распространения загрязнений в среднем равна 400 км² (для сравнения: при площади распространения загрязнений Иркутско-Ангарского промышленного узла около 2800 км² вероятность оседания индустриального аэрозоля на оз. Байкал не превышает 4%).

На рис. 7 показан результат эксперимента. Измерения проводились в условиях устойчивого антициклона, ветер в приповерхностном слое был преимущественно южного направления, и скорость — не более 1 м/с на протяжении всего маршрута.

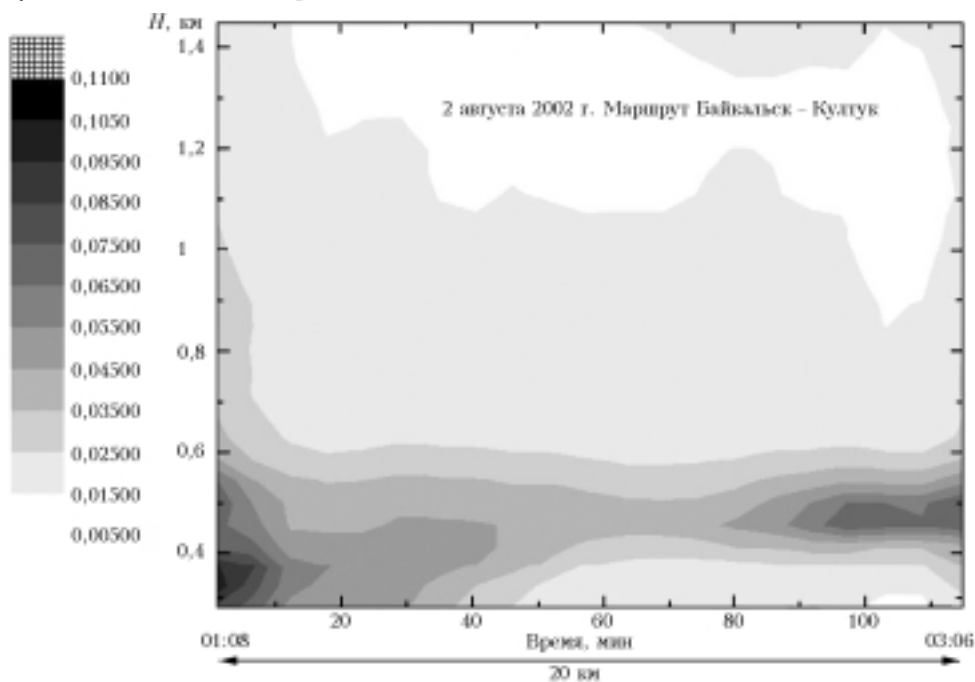


Рис. 7. Пространственная структура поля аэрозольного коэффициента рассеяния вдоль береговой линии

Основные положения вейвлет-анализа

Несмотря на удаленность от береговой линии более 5 км, на высоте от 350 до 500 м наблюдалось повышенное по отношению к фоновому содержание аэрозоля. Данный аэрозоль имеет явно промышленное происхождение и является продуктом атмосферных выбросов Байкальского ЦБК. Антициклональные условия и слабый южный ветер способствовали распространению шлейфа выбросов вдоль береговой линии, ограниченной с южной и юго-западной сторон горами хр. Хамар-Дабан. Минимум в средней части шлейфа соответствует области наибольшего удаления шлейфа от лидара. Тот факт, что шлейф выбросов прослеживается на расстоянии более 20 км от локального антропогенного источника, позволяет сделать вывод о значительном воздействии Байкальского ЦБК на южную часть озера.

Выводы

Как отмечается в [17], моделирование процессов атмосферного загрязнения в районе со сложной орографией сопряжено с необходимостью расчета (или восстановления по данным измерений) неоднородных полей метеоэлементов и турбулентных характеристик в пограничном слое атмосферы над неоднородной подстилающей поверхностью. Особенно сложной эта задача является для локального и мезомасштабов, когда отсутствует достаточная сеть метеостанций. В этом случае основным путем расчета полей распределения оптических и метеорологических характеристик атмосферы является построение модели динамики атмосферы совместно с решением задачи переноса примесей. При этом для атмосферных течений в условиях сложной орографии, когда вертикальные и горизонтальные масштабы сопоставимы, важную роль могут играть отрывные подветренные и волновые движения за горными хребтами или в горных долинах. Лидарный эксперимент, позволяющий исследовать структуру аэрозольных полей с хорошим пространственным и временным разрешением, дает возможность осуществить процесс верификации моделей динамики атмосферы. Исследование поперечных пространственных разрезов аэрозольного поля с применением НВП и корреляционного анализа позволило проследить ряд особенностей. Так, высотный уровень, выше и ниже которого поведение вейвлет-коэффициентов различается, близок к значению высоты коррелированности, которую можно принять равной высоте слоя перемешивания [24].

Влияние горного хребта на формирование аэрозольного поля, выраженное в образовании подветренных волн, ярко проявляется в более высокогорной средней части озера. Здесь наблюдаются волновые движения двух масштабов на протяжении всего маршрута следования судна. В южной части озера мелкомасштабные возмущения, образующиеся за хребтом, распространяются только до середины озера. Характерной особенностью для низкочастотных атмосферных колебательных процессов является наличие линейного частотного тренда (увеличение частоты колебаний при движении судна с запада на восток).

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 02-05-64486, INTAS-01-0239, CRDF RG2-2357-TO-02.

Вейвлет-анализ получил развитие при решении задач анализа разномасштабных особенностей сложных сигналов. Метод НВП основан на разложении сигнала в гильбертовом пространстве по базису функций, отвечающих определенным требованиям, посредством масштабных изменений и сдвигов. Такое преобразование позволяет осуществить непрерывный вейвлет-анализ сигнала в поле значений масштаб—сдвиг (частота—время).

Вычисление коэффициентов прямого НВП осуществляется по формуле [18, 19]:

$$C(a,b) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{\infty} s(t) \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) dt,$$

где $s(t)$ — анализируемый сигнал; $\psi(t)$ — вейвлет-функция; a и b — параметры масштаба и сдвига; $a \in R^+$, $b \in R$, $\psi \in L^2(R)$. Параметр b задает положение вейвлета, определяя временную или пространственную локализацию. Величина параметра a определяет масштаб и обеспечивает частотную локализацию путем сжатия и растяжения, являясь, по сути, аналогом частоты при выполнении Фурье-преобразования. Таким образом, для каждой пары a и b функция $C(a,b)$ определяет амплитуду соответствующего вейвлета.

Если вейвлет-функция ψ удовлетворяет условию допустимости:

$$K_\psi = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{|\overline{\psi(\omega)}|^2}{\omega} d\omega < \infty,$$

где $\overline{\psi(\omega)}$ — Фурье-образ вейвлета, то реконструкция сигнала определяется следующим соотношением:

$$s(t) = \frac{1}{K_\psi} \iint_{R^+ \times R} C(a,b) a^{-\frac{1}{2}} \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \frac{dadb}{a^2}.$$

Особенность вейвлет-функции, выраженная в частотно-временной локализации, позволяет проследить изменение во времени (пространстве) спектральных свойств анализируемого сигнала. В этом состоит основное преимущество НВП перед Фурье-анализом при выявлении особенностей рядов данных. К таким особенностям можно отнести, например, эволюцию частотных параметров сигнала, моменты локальных изменений амплитудных характеристик, вычисление различных фрактальных характеристик сигнала и др.

Вследствие соотношения неопределенностей Гейзенберга при масштабировании вейвлета в результате растяжений площадь ячеек на фазовой плоскости «время—частота» остается постоянной. Это означает, что вейвлеты хорошо локализуют низкочастотные составляющие анализируемого сигнала в частотной области, а высокочастотные — во временной (что очень удобно при обработке реальных сигналов, где низкочастотные компоненты имеют значительную протяженность, а высокочастотные, как правило, — небольшую).

Преимущества вейвлет-преобразования перед оконным преобразованием Фурье выражаются в автоматическом приведении к эффективному окну по времени (или пространству), подстроенному под исследуемый сигнал, т.е. под его основные частоты (масштабы) [20, 23]. Именно свойство «подвижности» частотно-временного окна НВП позволяет одинаково хорошо выявить как низкочастотные, так и высокочастотные характеристики сигналов [18], в то время как оконное преобразование Фурье более пригодно для анализа сигналов с четко различимыми частотными компонентами и не дает ясной картины при близких частотах.

Вейвлет-функция должна удовлетворять следующим условиям: ограниченность в пространстве; локализация, т.е. наличие компактного носителя как во временной, так и частотной областях определения функции; нулевое среднее значение. В непрерывном вейвлет-анализе наибольшее распространение получили вейвлеты на основе функций Гаусса, вейвлет «мексиканская шляпа», DOG-вейвлеты (разность двух функций Гаусса), вейвлеты Морле и Добеши. Выбор анализирующего вейвлета определяется информацией, которую необходимо извлечь из анализируемого ряда [18]. На практике общим правилом является то, что вид вейвлета должен быть похож на вид анали-

зируемых данных [23]. В настоящей работе для анализа лидарных данных был выбран один из наиболее популярных и широко применяемых – вейвлет «мексиканская шляпа», определяемый как вторая производная от гауссовой плотности распределения случайного процесса:

$$\psi(t) = \frac{2}{\sqrt{3}} \pi^{\frac{1}{4}} (1 - t^2) e^{-t^2/2}.$$

Достоинствами этого типа материнского вейвлета можно считать наличие наиболее компактного носителя (центральная частота равна 0,25 Гц) [21], гладкость и симметричность, простоту вычисления, что ускоряет работу НВП. Более узкий спектр Фурье для «мексиканской шляпы» определяет лучшее частотное разрешение по сравнению с другими вейвлет-функциями.

Чтобы убедиться в этом, рассмотрим следующий пример. Пусть сигнал $s(t)$ (рис. 8, *в*) задан в виде суммы сигналов $s_1(t)$ (рис. 8, *а*) и $s_2(t)$ (рис. 8, *б*), где $s_1(t) = \sin(2\pi f_0 t^2)$, $s_2(t) = \sin(2\pi f_1 t)$ на первой половине длительности сигнала и $s_2(t) = \sin(2\pi f_2 t)$ на второй половине интервала. Частоты f_0, f_1, f_2 зададим равными 0,005, 1 и 0,05 Гц. На рис. 8, *г* представлены значения коэффициентов разложения $C(a, b)$ в шкале

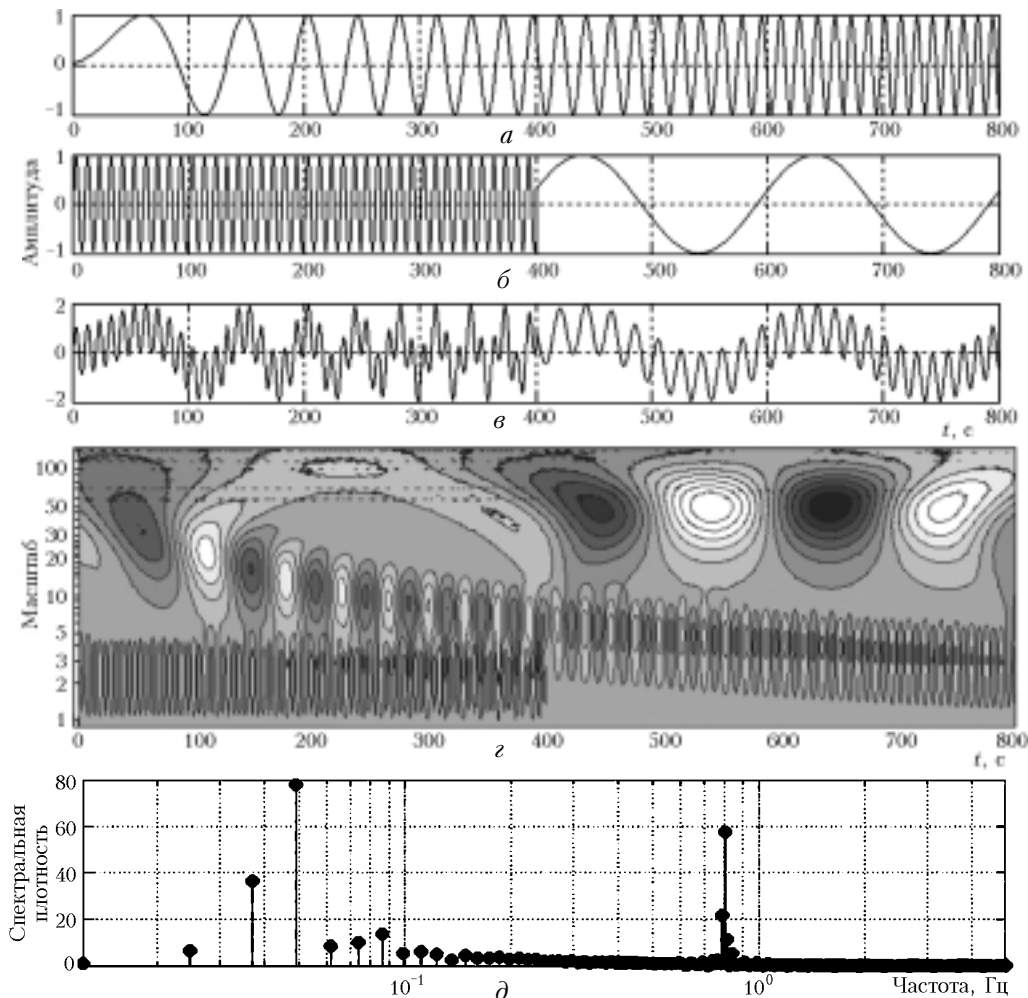


Рис. 8. Составляющие анализируемого сигнала (*а, б*); *в* – суммарный сигнал; *г* – вейвлет-спектр исследуемого сигнала; *д* – график спектральной плотности, построенный на основе быстрого преобразования Фурье

градаций серого цвета. На рис. 8 хорошо видно, что НВП дает исчерпывающую картину динамики изменения частотных характеристик во времени. Четко различимы три спектральных составляющих сигнала. При вейвлет-преобразовании низкочастотные колебания имеют более крупный масштаб, а высокочастотные — более мелкий. Так, на логарифмической шкале масштабов можно выделить три характерные величины максимумов энергии вейвлет-спектра сигнала: 2,5 в первой части интервала длительности сигнала; 50 во второй и масштаб, присутствующий на всем протяжении и меняющийся от 40 до 3. Определение частот гармонических составляющих после определения характерных масштабов сводится к простому пересчету этих значений в частоту по формуле [22]:

$$f = f_{\psi} / (a\Delta t),$$

где f_{ψ} — частота центрального всплеска вейвлета (Гц); Δt — шаг дискретизации; a — пересчитываемое значение масштабирующей переменной. При подстановке с учетом $f_{\psi} = 0,25$ (в разложении использовался вейвлет «мексиканская шляпа»), $\Delta t = 0,1$ получим исходные частоты сигналов 1 и 0,05 Гц, а также частоту, изменяющуюся от 0,06 до 0,8 Гц. Приведенный пример указывает на то, что вейвлет-преобразование существенно более информативно по сравнению с преобразованием Фурье, где проявляются только частоты сигнала $s_2(t)$, равные 1 и 0,05 Гц (рис. 8, д), причем из вида Фурье-спектра можно сделать ошибочное представление о существовании данных частот на всем временном интервале. Информация о компоненте исходного сигнала $s_1(t)$ теряется вовсе.

1. *Балин Ю.С., Еришов А.Д., Пеннер И.Э.* Лидарные корабельные исследования аэрозольных полей в атмосфере оз. Байкал. Часть 1. Продольные разрезы // *Оптика атмосф. и океана.* 2003. Т. 16 № 5–6. С. 438–446.
2. *Байрашин Г.С., Балин Ю.С., Еришов А.Д., Пеннер А.Э.* Сканирующий лидар «ЛОЗА-М» для контроля аэрозольных полей в атмосфере // *Наука производству.* 2003. № 6 (в печати).
3. *Галазий Г.И.* Байкал в вопросах и ответах (<http://www.icc.ru/gal/index.html>).
4. *Зуев В.Е., Антонович В.В., Белан Б.Д., Жбанов Э.Ф., Микушев М.К., Панченко М.В., Поданев А.В., Толмачев Г.Н., Щербатова А.В.* Феномен круговой циркуляции в котловине озера Байкал // *Докл. РАН.* 1992. Т. 325. № 6. С. 1146–1150.
5. *Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Ивлев Г.А., Рассказчикова Т.М.* Пространственно-временные характеристики

- циркуляции воздуха в котловине оз. Байкал // *Оптика атмосф. и океана.* 2001. Т. 14. № 4. С. 290–293.
6. *Мониторинг состояния оз. Байкал* / Под ред. Ю.А. Израэля и Ю.А. Анохина. Л.: Гидрометеониздат, 1991. 238 с.
 7. *Шерстянкин П.П., Куимова Л.Н., Миненко Р.Е.* Динамические условия фронто- и вихрегенеза на Байкале // *Докл. РАН.* 1995. Т. 345. № 2. С. 251–255.
 8. *Гулеев С.К., Тонкачев Е.Б.* Локальная реакция атмосферного пограничного слоя на среднеширотный гидрологический фронт // *Докл. РАН.* 1992. Т. 326. № 2. С. 371–375.
 9. *Зуев В.Е., Белан Б.Д., Задде Г.О.* Оптическая погода. Новосибирск: Наука, 1990. 192 с.
 10. *Балин Ю.С., Еришов А.Д.* Лидарные исследования вертикальной структуры аэрозольных полей атмосферы в котловине оз. Байкал // *Оптика атмосф. и океана.* 2000. Т. 13. № 6–7. С. 633–638.
 11. *Хрзуан А.Х.* Физика атмосферы. Т. 2. Л.: Гидрометеониздат, 1978. 319 с.
 12. *Роджер Г. Барри.* Погода и климат в горах. Л.: Гидрометеониздат, 1984. 310 с.
 13. *Скорер Р.* Аэродинамика окружающей среды. М.: Мир, 1980. 549 с.
 14. *Мусаелян Ш.А.* Волны препятствий в атмосфере. Л.: Гидрометеониздат, 1962. 125 с.
 15. *Гилл А.* Динамика атмосферы и океана. М.: Мир, 1986. Т. 1. 396 с.
 16. *Аргучинцев В.К., Аргучинцева А.В., Крейсик М.А.* Оценка влияния на озеро Байкал аэропромвыбросов региональных источников // *Оптика атмосф. и океана.* 2001. Т. 14. № 3. С. 236–239.
 17. *Бакланов А.А.* Моделирование динамики и загрязнения атмосферы в районах севера со сложной орографией (<http://alphais.iner.ksc.ru/tezis7.html>).
 18. *Астафьева Н.М.* Вейвлет-анализ: основы теории и примеры применения // *Успехи физ. наук.* 1996. Т. 166. № 11. С. 1145–1170.
 19. *Воробьев В.И., Грибунин В.Г.* Теория и практика вейвлет-преобразования. СПб.: ВУС, 1999. 203 с.
 20. *Дремин И.М., Иванов О.В., Нечитайло В.А.* Вейвлеты и их использование // *Успехи физ. наук.* 2001. Т. 171. № 5. С. 465–501.
 21. *Дьяконов В.П.* Вейвлеты. От теории к практике. М.: Солон-Р, 2002. 440 с.
 22. <http://www.matlab.ru/wavelet/bf18|k1/3/scal2frq.asp>
 23. *Lewall J.* Tutorial on Continuous Wavelet Analysis of Experimental Data // <http://www.mame.syr.edu/faculty/lewall/tutor/tutor.html> (имеется перевод В. Грибунина на сайте <http://www.autex.spb.ru>).
 24. *Белан Б.Д.* Динамика слоя перемешивания по аэрозольным данным // *Оптика атмосф. и океана.* 2001. Т. 14. № 8. С. 1045–1055.
 25. *Территориальная комплексная схема охраны природы бассейна оз. Байкал: основные положения.* М.: Гипрогор, 1990. Ч. 1. 303 с.; Ч. 2. 403 с.

Yu.S. Balin, A.D. Ershov, I.E. Penner. Shipborne lidar investigations of aerosol fields in the atmosphere of Lake Baikal. Part 2. Cross sections.

This paper presents the results of lidar investigations of the vertical structure of aerosol fields based on the array of data obtained during the shipborne research mission on Lake Baikal in July–August of 2002.

Analysis of aerosol cross sections revealed the significant effect of local orography on formation of the field structure. Besides, local features in the spatial aerosol distribution were determined and frequency characteristics of lee waves were estimated. It was shown that the effect of a mountain ridge on formation of the aerosol field is most pronounced in the higher-level central part of the lake. Here we observed wave motions of two scales all over the ship route. In the southern part of the lake, small-scale perturbations formed behind the ridge spread only up to the center of the lake. A characteristic feature of low-frequency atmospheric oscillation processes is the presence of a linear frequency trend (increase of the oscillation frequency in the direction from the west to the east).

Лидарные корабельные исследования аэрозольных полей в атмосфере оз. Байкал. Часть 2.