

ИССЛЕДОВАНИЯ В БАССЕЙНЕ БАЙКАЛА

УДК 551.465.153 (282.256.341)

А. А. ЖДАНОВ, Н. Г. ГРАНИН, Р. Ю. ГНАТОВСКИЙ, В. В. БЛИНОВ

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЙ МАКРОТУРБУЛЕНТНЫЙ ОБМЕН И СКОРОСТЬ ДИССИПАЦИИ ТУРБУЛЕНТНОЙ ЭНЕРГИИ В ПЕЛАГИАЛИ ОЗЕРА БАЙКАЛ

На основе данных о скоростях течений в оз. Байкал проведен расчет горизонтальной составляющей коэффициента турбулентного обмена и скорости диссипации турбулентной энергии. Получены эмпирические зависимости коэффициентов турбулентного обмена от масштаба явления и средней скорости течения. Исследована пространственно-временная изменчивость коэффициентов горизонтального турбулентного обмена и скорости диссипации турбулентной энергии в озере. Впервые получены данные о сезонной изменчивости скорости диссипации турбулентной энергии.

Ключевые слова: скорость течения, коэффициент турбулентного обмена, скорость диссипации.

Data on the velocities of currents in Lake Baikal were used to calculate the zonal component of the coefficient of turbulent exchange and the dissipation rate of turbulent energy. We determined the empirical dependencies of the coefficients of turbulent exchange on the magnitude of the phenomenon, and on the mean flow velocity. We investigate the spatio-temporal variability of the coefficients of horizontal turbulent exchange and the dissipation rate of turbulent energy in the lake. Data on seasonal variability of the dissipation rate of turbulent energy were obtained for the first time.

Keywords: flow velocity, coefficient of turbulent exchange, dissipation rate.

ВВЕДЕНИЕ

Исследование условий распространения примесей в оз. Байкал важно для прогнозирования качества его вод, осуществляемого, как правило, на основе результатов математического моделирования. Многие модели основаны на решении системы уравнений гидродинамики. Его результаты зависят от правильного задания компонент тензоров кинематического коэффициента турбулентного обмена K_L и скорости диссипации турбулентной энергии ε . При этом особое значение приобретает изучение крупномасштабной турбулентности, ее статистических характеристик и их пространственно-временной изменчивости.

Исследования горизонтальной крупномасштабной турбулентности в оз. Байкал начаты В. И. Верболовым в 1970 г. [1]. В дальнейшем опубликовано несколько статей [2–8] и монография Л. П. Алексеева [9], которые посвящены исследованиям крупномасштабной турбулентности в озере. В этих трудах затрагиваются некоторые аспекты проблемы на примере отдельных участков Байкала и делаются важные, но порой противоречивые выводы о соблюдении тех или иных теоретических законов турбулентности. Однако указанные выводы применимы только к верхнему 50-метровому слою сравнительно узкой прибрежной зоны и мелководных заливов. Величины K_L , приводимые в этих работах, находятся в пределах $0,1–100 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$, скорость диссипации изменяется от 10^{-8} до $10^{-12} \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-3}$.

Процессы же горизонтального турбулентного обмена в пелагической части озера, а также горизонтальный турбулентный обмен подо льдом до настоящего времени оставались неизученными.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Исходным материалом для исследований послужили многолетние (1965–1994 гг.) наблюдения за течениями в Байкале, проводимые лабораторией гидрологии и гидрофизики Лимнологического

института СО РАН в разных районах озера, для чего применялись автономные цифровые измерители температуры и течений и буквопечатающие вертушки. Кроме того использовались данные, полученные при совместных работах с учеными Великобритании и Швейцарии с применением электромагнитных и доплеровских измерителей течений в 1996–1997 и 2001–2003 гг.

Для расчета горизонтальных составляющих (K_X , K_Y) коэффициента турбулентного обмена K_L , где K_X характеризует вдольбереговой турбулентный обмен, а K_Y — обмен в поперечном направлении к берегу, использована формула Эртеля [1, 9–11].

Во временных рядах турбулентных пульсаций скорости обнаружены значительные изменения амплитуды и частоты пульсаций, что обусловлено нестационарностью процессов. Для получения корректных данных пульсационных скоростей необходима предварительная фильтрация. Было проанализировано действие нескольких фильтров и наиболее оптимальным признан косинус-фильтр Тьюки [12].

С целью выбора периода сглаживания рассчитаны спектры скоростей течений после фильтрации косинус-фильтром Тьюки с периодами осреднения от 3 до 36 ч. Для характеристики крупномасштабной турбулентности оз. Байкал выбрана фильтрация с периодом 12 ч.

Для уменьшения ошибок вычисления K_X , K_Y за счет случайных погрешностей пульсаций проводилось суточное осреднение полученных коэффициентов.

Скорость диссипации турбулентной энергии ε оценивалась двумя методами. Один из методов основан на анализе зависимости коэффициента турбулентного обмена K_L от масштаба явления l [12]. В теории локально-изотропной турбулентности

$$K_L = c_1 \varepsilon_1^{1/3} l^n, \quad (1)$$

где c_1 , по [12], равен 0,1 для трехмерной турбулентности и 0,04 — для двухмерной, при которых показатель степени n в зависимости (1) меняется от 4/3 до 2 соответственно.

Другой метод расчета ε основан на анализе спектров течений [13, 14]. В инерционном интервале спектральная плотность мощности скорости $S(k)$ зависит только от волнового числа k (рад·м⁻¹) и скорости диссипации турбулентной кинетической энергии:

$$S(k) = \alpha_1 \varepsilon^{2/3} k^{-5/3}, \quad (2)$$

где $\alpha_1 = 1,56$ — трехмерная константа Колмогорова [14]. Однако для этого необходимо иметь спектр по волновым числам $S(k)$. С помощью гипотезы Тейлора о «замороженной турбулентности» [13] ε рассчитывают по частотному спектру

$$S(\omega) = \alpha_2 \varepsilon_2^{2/3} u^{-5/3} \omega^{-5/3}. \quad (3)$$

Н. Н. Филатов показал применимость гипотезы Тейлора для озер [15]. По спектру рассчитывают $S(\omega)$ на участке спада турбулентной энергии с $\omega^{-5/3}$ для временных масштабов, на которых выполняется условие $S(\omega) \approx \omega^{-5/3}$. По [15], коэффициент α_2 равен 0,48. Можно определить ε лишь на участках спада энергии в инерционно-конвективном интервале.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Расчеты по формуле Эртеля показали, что средние суточные значения коэффициентов турбулентного обмена изменяются в навигационный период в широких пределах: от 0,1 до 50 м²·с⁻¹ для прибрежной зоны и от 0,1 до 200 м²·с⁻¹ для пелагической части озера. Зимой значения K_L меньше: от 0,01 до 1,0 м²·с⁻¹ и для прибрежной зоны, и для пелагиали. Масштабы горизонтальных турбулентных вихрей в навигационный период достигают в прибрежной зоне 1 км, в пелагиали — до 5 км; в зимний период они на порядок меньше — до 0,1 км.

Для наглядного представления о процессах горизонтального турбулентного обмена можно воспользоваться уравнением эллипса обмена [1, 9, 11]. Эллипсы обмена позволяют оценить интенсивность турбулентного обмена в зависимости от направления, а также экстремальные значения компонента коэффициента турбулентного обмена.

Эллипсы обмена, построенные для различных районов Байкала, свидетельствуют о резкой анизотропии процессов обмена в прибрежных частях озера, что подтверждает исследования других авторов [1, 9]. Наибольшая анизотропия горизонтального турбулентного обмена наблюдается в зоне интенсификации вдольбереговых течений, которая находится в 3–7 км от берега. При суточном осреднении обмен вдоль озера в прибрежной части может быть в 3–5 раз интенсивнее обмена в поперечном к берегу направлении, а в зоне интенсификации вдольбереговых течений — в 10 раз.

Таблица 1

Среднемесячные значения скорости течений U_M и коэффициентов турбулентного обмена K_X, K_Y в южном и среднем Байкале, их стандартные отклонения $\sigma_{K_X}, \sigma_{K_Y}$ и линейные масштабы L_X, L_Y

Станция, период наблюдений	Горизонт, м	$U_M, \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$	K_X	K_Y	σ_{K_X}	σ_{K_Y}	L_X	L_Y
			$\text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$				м	
В 3 км от пос. Маритуй, 8.08–14.09 1970 г.	50	0,112	2,14	1,63	1,64	1,04	193	133
	250	0,076	0,69	0,69	0,75	0,83	87	89
	675	0,024	0,07	0,10	0,08	0,05	24	30
	1276	0,020	0,02	0,06	0,01	0,02	9	15
В 7 км от мыса Кадильный, 10.08–10.09 1990 г.	10	0,058	1,20	3,30	1,72	3,90	105	254
	30	0,023	0,50	0,64	0,89	1,05	57	66
В 7 км от мыса Ухан, 17.09–13.10 1973 г.	15	0,266	6,94	9,16	3,32	7,54	549	695
	50	0,205	4,55	6,28	3,08	4,94	355	480
	200	0,046	0,58	1,22	1,06	1,44	78	101
	400	0,043	0,43	0,38	0,57	0,48	50	42
	800	0,023	0,06	0,04	0,05	0,03	17	12
	1200	0,026	0,13	0,08	0,08	0,06	22	20
В 21 км от мыса Ухан, 7.09–13.10 1973 г.	15	0,175	12,54	11,68	8,25	7,62	728	705
	50	0,154	10,22	9,56	5,24	5,07	655	605
	200	0,032	0,32	0,30	0,22	0,24	38	37
	400	0,030	0,12	0,11	0,09	0,06	15	17
	800	0,028	0,10	0,09	0,07	0,05	13	9
	1200	0,033	0,22	0,17	0,15	0,14	29	22

При недельном осреднении отношение максимальной компоненты K_L к минимальной обычно не превышает 2. С удалением от берега степень анизотропии убывает, и в пелагиали озера процесс обмена можно считать практически изотропным. Граница, где экстремальные значения компонент коэффициента турбулентного обмена различаются не более чем в 1,5 раза, соответствует внешней границе зоны интенсификации вдольбереговых течений (8–12 км). Анизотропия проявляется только в верхнем и придонном слоях водной толщи.

Осредненные за месячный период значения K_L составляют в верхнем слое пелагиали 1–13 $\text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$, глубже — в основном не более 0,1 $\text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$, при этом стандартные отклонения могут составлять более 100 % (табл. 1). В результате обработки всех имеющихся (около 500) суточных значений K_L и модуля скорости U_M для верхнего 300-метрового слоя центральных частей озера методом степенной регрессии получены следующие эмпирические зависимости коэффициентов турбулентного обмена от средней скорости течения:

$$K_X = 40 \cdot \bar{u}_x^{1,5} \pm 0,6; \quad K_Y = 46 \cdot \bar{u}_y^{1,6} \pm 0,7. \quad (4)$$

Полученные зависимости (4) показывают, что в верхней зоне пелагиали горизонтальная турбулентность практически изотропна. Коэффициенты корреляции составили 0,58 и 0,62 соответственно.

В зоне интенсификации течений горизонтальная турбулентность анизотропна, что подтверждают полученные для этой зоны зависимости:

$$K_X = 23 \cdot \bar{u}_x^{1,5} \pm 1,0; \quad K_Y = 112 \cdot \bar{u}_y^{1,7} \pm 1,2, \quad (5)$$

при этом коэффициенты корреляции значительно ниже, чем в пелагиали — 0,36 и 0,32 соответственно.

Анализ осредненных за месяц значений коэффициентов турбулентного обмена показал, что в верхнем слое к осени они увеличиваются, особенно в ноябре–декабре. Изменения K_L во времени обусловлено в первую очередь флуктуациями средней скорости течения, которые зависят от общей синоптической обстановки, главным образом от скорости ветра. При увеличении ветровой активности коэффициенты турбулентного обмена, как правило, тоже увеличиваются. Но эта связь оказалась значительно слабее (коэффициенты корреляции не превышают 0,3), чем связь со средней скоростью течений. С удалением от берега к центру озера коэффициенты турбулентного обмена обычно увеличиваются.

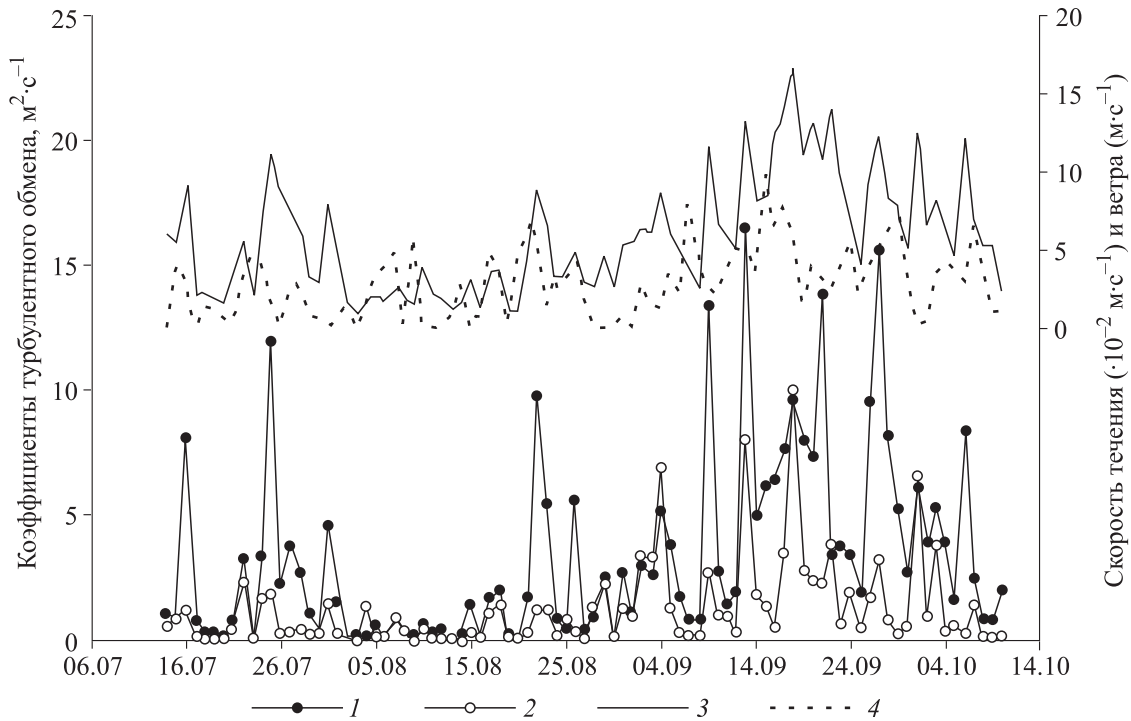


Рис. 1. Изменение среднесуточных значений коэффициентов турбулентного обмена K_x (1) и K_y (2), модулей скорости течения (3) на горизонте 10 м в 7 км от мыса Кадильный (южный Байкал) и скорости ветра в пос. Листвянка (4).

На рис. 1 приведен пример временной изменчивости составляющих коэффициента горизонтального обмена на одной из станций в зоне интенсификации течений, где в течение трех месяцев хорошо проявляется анизотропия процессов обмена, вдольбереговой обмен (K_x) значительно превосходит турбулентный обмен в поперечном берегу направлении (K_y). Распределение коэффициентов горизонтального турбулентного обмена по вертикали в целом соответствует распределению скорости течений, при этом в верхнем слое K_L может быть больше на два порядка, чем в глубинной зоне.

Коэффициент турбулентного обмена в деятельном слое быстро уменьшается с глубиной. В придонной области K_L увеличивается, хотя и не всегда значительно. Типичное распределение K_L по вертикали получено у мыса Кадильный (южный Байкал) в сентябре 1971 г. (рис. 2). В вертикальном

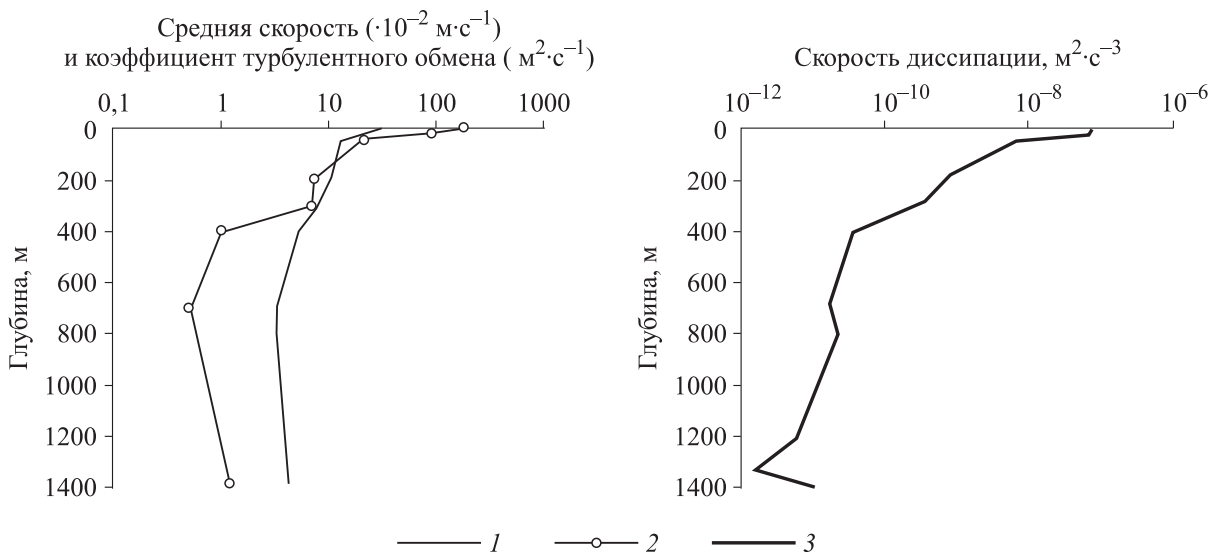


Рис. 2. Вертикальное распределение среднего модуля скорости течения (1), коэффициента горизонтального турбулентного обмена (2) и скорости диссипации турбулентной энергии (3) в 7 км от мыса Кадильный в сентябре 1971 г.

Скорость диссипации турбулентной энергии в южном и среднем Байкале

Станция	Период наблюдения	Глубина, м	Горизонт, м	$U_M, \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$	$\varepsilon_1 \cdot 10^{-8}$	$\varepsilon_2 \cdot 10^{-8}$
					$\text{м}^2 \cdot \text{с}^{-3}$	
В 0,3 км от БЦБК	Август–октябрь 1965 г.	25	13	0,047	1,27	1,38
В 3 км от БЦБК	Декабрь 1965 г.	420	13	0,072	0,40	1,53
В 7 км от БЦБК	Тот же	1000	13	0,031	0,26	0,11
В 3 км от пос. Маритуй	Август–сентябрь 1970 г.	1300	50	0,114	2,08	1,99
В 15 км от мыса Толстый	Сентябрь 1973 г.	1300	15	0,277	0,42	0,29
В 7 км от мыса Кадильный	Сентябрь 1971 г.	1415	10	0,314	5,82	7,62
			20	0,190	8,46	6,66
			50	0,131	1,14	0,66
В 5,5 км от истока Ангары	Март 1989 г.	1380	10	0,005	0,05	0,01
			30	0,025	0,16	0,06
			50	0,018	0,55	0,18
В 7 км от мыса Ухан	Сентябрь–октябрь 1973 г.	1600	15	0,266	6,62	7,88
В 21 км от мыса Ухан	Тот же	1600	15	0,175	0,55	0,13

Примечание. ε_1 — скорость диссипации по зависимости (1), ε_2 — по зависимости (3); БЦБК — Байкальский целлюлозно-бумажный комбинат.

распределении ε имеются максимумы в верхнем 50-метровом слое и у дна, а минимум приходится на верхнюю границу придонного слоя, что согласуется с другими данными оценок скорости диссипации [16].

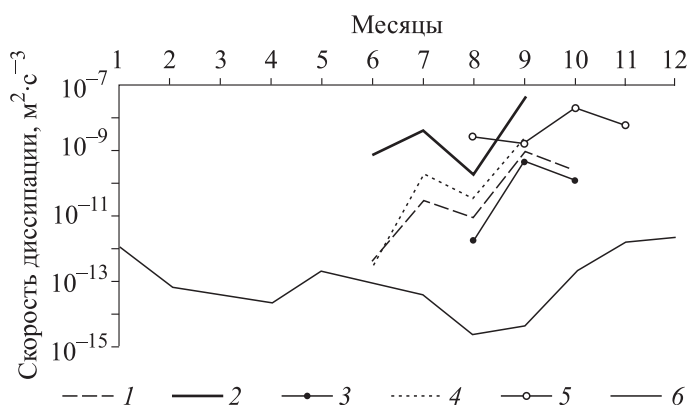
В табл. 2 приведены оценки скорости диссипации для верхнего слоя, проведенные двумя методами по зависимостям (1) и (3). Скорость диссипации турбулентной энергии, рассчитанная по зависимости (1), изменяется от $5 \cdot 10^{-10}$ до $2 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-3}$, а по спектрам течений (3) ε для верхнего слоя находится в пределах от $1 \cdot 10^{-12}$ до $8 \cdot 10^{-8} \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-3}$, что соответствует оценкам других авторов [6, 14, 16].

Сопоставление скорости диссипации турбулентной энергии, рассчитанной двумя способами, показало хорошее соответствие результатов, полученных этими методами расчета ε для верхнего слоя, что было отмечено нами ранее [17]. Для более глубоких слоев разница в оценке ε возрастает. Анализ пространственного распределения скорости диссипации показал, что вблизи берега она возрастает, достигая максимума в зонах с устойчивыми течениями, к центру озера скорость диссипации уменьшается.

Скорость диссипации турбулентной энергии в верхнем слое в навигационный период возрастает осенью (рис. 3), при этом минимум почти на всех рассматриваемых режимных станциях отмечен в августе. Это, видимо, связано с тем, что в августе по сравнению с июлем интенсивность течений снижается. В зимний период (февраль–март) скорость диссипации в верхнем слое составляет 10^{-14} – $10^{-9} \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-3}$. В придонном слое отмечается два минимума (в августе и апреле) и два максимума ε (в мае и декабре), скорость диссипации находится в пределах 10^{-15} – $10^{-12} \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-3}$. Время увеличения ε совпадает со временем обновления глубинных вод Байкала за счет термобарической неустойчивости [16].

Рис. 3. Изменение скорости диссипации по месяцам.

Станции (для слоя 10–50 м): 1 — в 7 км от мыса Кадильный, 1990 г.; 2 — в 7 км от пос. Усть-Харауз, 1970 г.; 3 — в 6 км от мыса Половинный, 1986 г.; 4 — в 5 км от мыса Кабаний, 1972 г.; 5 — в 3 км от пос. Маритуй, 1970 г. 6 — придонная (1380 м) в южной котловине, 2002 г.



ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ натуральных данных с применением принятых в настоящей работе методов позволил существенно расширить представления о крупномасштабной турбулентности и циркуляции вод Байкала. Полученные характеристики течений, коэффициентов турбулентного обмена и скорости диссипации турбулентной энергии могут использоваться при разработке математических моделей динамики водных масс и процессов формирования качества воды озера.

Связь коэффициентов турбулентного обмена со средней скоростью течения отражает анизотропность турбулентности в прибрежной зоне. Для пелагиали озера получены зависимости, характерные для изотропных процессов турбулентного обмена. Это приводит к тому, что распространение примесей и антропогенных загрязнений вдоль берега будет более интенсивным, чем в пелагиали. Такие особенности горизонтального турбулентного обмена, а также и адвективный перенос вод циклонической циркуляцией способствуют формированию различий пелагических и прибрежных биологических сообществ.

Основной фактор, сдерживающий изучение течений и турбулентности оз. Байкал, — по-прежнему недостаток натуральных данных. Поэтому одной из актуальных задач является внедрение надежных и достаточно простых в эксплуатации серийных автономных приборов. Наряду с совершенствованием натуральных исследований существенное значение для углубления представлений о характере и природе течений и турбулентности в озере имеет дальнейшее развитие расчетных методов на основе математического моделирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Верболов В. И.** О коэффициентах горизонтального макротурбулентного обмена в прибрежной зоне Южного Байкала // Течения и диффузия вод Байкала. — Л.: Наука, 1970. — С. 122–131.
2. **Знаменский В. А.** К вопросу о процессах внутреннего теплообмена и турбулентности на озере Байкал // Труды Гос. гидрол. ин-та. — 1973. — Вып. 203. — С. 71–79.
3. **Галкин Л. М., Rogozin A. A.** Об одной возможности измерения компонент тензора коэффициентов турбулентной диффузии методом аэрофотосъемки пятен индикатора // Труды Гос. гидрол. ин-та. — 1977. — Вып. 232. — С. 49–54.
4. **Галкин Л. М., Корнейчук А. И.** Прямой метод вычисления компонент тензора коэффициентов турбулентной диффузии // Динамика эколого-экономических систем. — Новосибирск, 1981. — С. 18–31.
5. **Шерстянкин П. П.** Исследование горизонтальной диффузии в Южном Байкале с помощью пятен флуоресцина // Течения и диффузия вод Байкала. — Л., 1970. — С. 132–136.
6. **Течения в Байкале** / Ред. А. Н. Афанасьев, В. И. Верболов. — Новосибирск: Наука, 1977. — 160 с.
7. **Коротенко К. А., Сухов А. Л.** Экспериментальные исследования процессов турбулентной диффузии вещества в Южном и Среднем Байкале // Гидрофизика и гидрология водоемов. — Новосибирск: Наука, 1991. — С. 30–36.
8. **Тушинский С. Г.** Экспериментальное исследование горизонтальной турбулентной диффузии в Южном Байкале // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр. — 1973. — № 5. — С. 68–73.
9. **Алексеев Л. П.** Изучение и методы расчета крупномасштабной турбулентности глубоководного водоема — Л.: Гидрометеоздат, 1989. — 128 с.
10. **Штокман В. Б.** О турбулентном обмене в средней и южной частях Каспийского моря // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. — 1940. — № 4. — С. 45–54.
11. **Гезеншвей А. Н.** О горизонтальном макротурбулентном обмене в Черном море // Труды Ин-та океанологии АН СССР. — 1961. — Т. 52. — С. 115–132.
12. **Озмидов Р. В.** Горизонтальная турбулентность и турбулентный обмен в океане. — М.: Наука, 1968. — 200 с.
13. **Филатов Н. Н.** Динамика озер. — Л.: Гидрометеоздат, 1983. — 165 с.
14. **Ravens T. M., Kocsis O., Wuest A., Granin N. G.** Small-scale turbulence and vertical mixing in Lake Baikal // Limnol. and Oceanogr. — 2000. — Vol. 45 (1). — P. 159–173.
15. **Филатов Н. Н.** Некоторые особенности турбулентного обмена в озерах // Изменчивость гидрофизических полей в озерах. — Л., 1978. — С. 88–116.
16. **Wuest A., Ravens T., Granin N. et al.** Deep water renewal in lake Baikal-matching turbulent kinetic energy and internal cycling // Terra Nostra. — 2000. — № 9. — P. 60–74.
17. **Верболов В. И., Гранин Н. Г., Жданов А. А. и др.** Оценка гидрофизического состояния деятельного слоя по материалам полигонных наблюдений на Байкале // Водн. ресурсы. — 1992. — № 5. — С. 74–86.