

УДК 911.2

С.Р. Чалов<sup>1</sup>, А.С. Цыпленков<sup>2</sup>

## РОЛЬ КРУПНОМАСШТАБНОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ В ИЗМЕНЕНИИ МУТНОСТИ РЕЧНЫХ ВОД

На основе обобщения рядов, полученных автоматическими регистраторами оптической мутности воды, рассмотрены изменения содержания взвешенных частиц с периодом 20 минут в реках разного типа и размера. Обосновывается их турбулентный характер, соответствующий низкочастотной области спектра пульсаций скорости речного потока, называемой в литературе крупномасштабной турбулентностью или макротурбулентными изменениями. Анализируется вклад этих отклонений, называемых далее в статье макротурбулентными, в синоптическую изменчивость мутности воды на основе параметра  $TI$ , представляющего собой отношение разницы между максимальной и минимальной мутностью за короткий период времени ( $\Delta T_p$ ) (1 час с дискретностью измерений 20 минут) к суммарной разнице мутности за гидрологическое событие ( $\Delta T_{ГС}$ ). Большим значениям  $TI$  соответствует больший вклад изменений мутности, связанных с крупномасштабной турбулентностью, в синоптическую изменчивость стока наносов, обусловленную выпадением осадков, снего- и ледотаянием. С увеличением площадей бассейнов амплитуды пульсаций уменьшаются. Их роль в общей изменчивости мутности максимальна на реках малого размера. На реках, где частота пульсаций наибольшая, т.е. поток стремится к квазиоднородному состоянию, усиливается неоднородность структуры мутности, проявляющаяся в увеличении вклада 20-минутных изменений мутности в ее синоптические колебания.

*Ключевые слова:* мутность воды, крупномасштабная турбулентность, вихри, сток наносов

**Введение.** Мутность воды ( $S$ ) – физическая характеристика стока взвешенных наносов, которая отражает содержание взвешенных частиц в объеме воды и измеряется в единицах концентрации вещества ( $г/м^3$ ,  $мг/л$ ) [Лопатин, 1952]. Изменчивость мутности воды подробно изучена для периодов времени, соответствующих годам, сезонам и отдельным гидрологическим событиям (паводки), и подтверждена данными о годовых [Алексеевский и др., 2013; Гусаров, 2004; Syvitski, 2005; Walling, Fang, 2003], сезонных [Grunsson et al., 2013; Stott, Mount, 2007a, 2007b; Sutula et al., 2004] и синоптических [Chalov et al., 2014; Stott, Mount, 2007a] колебаниях соответственно, называемых временными масштабами колебаний мутности [Vercruysse et al., 2017]. Они обусловлены внешними по отношению к речному потоку факторами формирования стока наносов – вкладом бассейновой составляющей стока наносов – снего- и ледотаянием, дождевыми осадками, особенностями взаимодействия водосбора и русла. Наряду с этими колебаниями, в реках наблюдаются быстрые (краткосрочные) изменения мутности воды, которые проявляются в различных временных масштабах (от первых секунд до часов). Предположительно, эти колебания мутности могут соответствовать выделяемым характерным «энергетическим» интервалам спектра пульсаций турбулентного движения воды [Гришанин, 1992]: от низких до средних и высоких частот. Теоретически они соответствуют изменению пульсационной составляющей скоро-

сти потока  $V'$  [Алексеевский, 2006], определяющей устойчивое формирование, развитие и разрушение турбулентных вихрей:

$$V = \bar{V} + V', \quad (1)$$

где  $\bar{V}$  – средняя скорость потока,  $V'$  – колебания скорости потока в результате турбулентности. В результате мгновенная мутность воды  $S_d$  фракции крупности  $d$  в точке потока определяется как:

$$S_d = \bar{S}_d + S'_d, \quad (2)$$

где  $\bar{S}_d$  – мутность воды данной фракции  $d$ , осредненная за более долгий период по сравнению с турбулентными колебаниями мутности;  $S'_d$  – составляющая мутности, изменяющаяся в результате турбулентности потока [Rasmussen et al., 2009]. Существование разных масштабов турбулентности (от глобальных [Buffin-Bélanger et al., 2000; Kirkbride, Ferguson, 1995; Matthes, 1947], соответствующих размеру речных потоков, до локальных), неоднородность процессов поступления материала от разных источников определяют возникновение длительных и коротких интервалов увеличения или уменьшения величины  $S'_d$ .

Эмпирическое изучение этих явлений стало возможно с внедрением автоматических регистраторов мутности, основанных на оптических принципах, что позволяет получить ряды измерений с высокой дискретностью. Используется оптический (фотометрический, нефелометрический) метод [Gray,

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра гидрологии суши, доцент, канд. геогр. н.; e-mail: hydroserg@mail.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, НИЛ эрозии почв и русловых процессов, мл. науч. с., канд. геогр. н.; e-mail: atsyplenkov@gmail.com

Gartner, 2009; Lewis, 1996; Walling, 1977] определения оптической мутности ( $T$ , *turbidity*), суть которого заключается в измерении оптической плотности образца и способности взвешенных частиц рассеивать свет [Белозерова, Чалов, 2013]. Рассеяние и поглощение света происходит на минеральных и органических взвешенных частицах, пузырьках воздуха и других неравномерностях в образце воды [Gippel, 1995]. На основе измерений мутности с интервалом в 1 и 5 минут (р. Скелдал (Гренландия), [Stott, Grove, 2001]), 10-минутным интервалом (реки Канадского Арктического архипелага [Dugan et al., 2009; Lewis et al., 2005]), и 15-минутным интервалом (реки бассейнов р. Эйвон (Великобритания) [Lloyd et al., 2016] и р. Мэд (Вермонт, США) [Hamshaw et al., 2018]) отмечались флуктуации мутности в масштабе от нескольких до десятков секунд [Clifford et al., 1995] и более продолжительные колебания с интервалом 20–30 минут [Hogowitz et al., 1990], сходные по амплитуде с квазипериодическими колебаниями скорости потока [Clifford et al., 1995]. Период последних соответствует времени между прохождением через фиксированный створ двух последовательных больших вихрей [Гришанин, 1992; Clifford et al., 1995; Kirkbride, Ferguson, 1995], называемых «крупномасштабной турбулентностью» [Великанов, 1954; Гришанин, 1979] или в англоязычной литературе «macroturbulence of river flow» [Kirkbride, Ferguson, 1995]. В последнее время, по мере получения новых данных о наличии разных масштабов вихрей с повторяющейся структурой, для описания вихрей порядка ширины русла стал широко применяться термин «макротурбулентность» [Кондратьев и др., 1982]. В этой связи низкочастотные возмущения переноса взвешенных наносов (интервал десятки минут) могут быть названы изменениями мутности, соответствующими крупномасштабной турбулентности (или макротурбулентными изменениями).

Сопоставление макротурбулентных изменений мутности воды с ее колебаниями в других временных масштабах (сезонных и синоптических) ранее не проводилось; нет работ, связывающих крупномасштабную турбулентность речного потока с колебаниями мутности. Цель исследования – изучение 20-минутных изменений мутности, выбранных как характерный масштаб такой турбулентности [Гришанин, 1992; Clifford et al., 1995; Kirkbride, Ferguson, 1995], и сравнение их амплитуды с синоптическими и сезонными изменениями. Для этого выполнено обобщение данных измерений цифровых регистрирующих приборов мутности воды, разработан алгоритм оценки и проведен статистический анализ краткосрочных колебаний макротурбулентных изменений, выявлены пространственные отличия полученных рядов данных и проведена оценка их факторов. Последовательно рассматривается роль типа рек, морфометрических показателей водосбора, крупномасштабной турбулентности, а также синоптических колебаний водности в формировании соотношения между макротурбулентными изменениями мутности и ее общей изменчивостью.

**Материалы и методы.** Использованы данные измерений уровня и мутности воды, выполненные в 2012–2017 гг. на 9 реках России, Швеции и Монголии (рис. 1). К объектам исследования относятся горные ледниковые водотоки – руч. Джанкуат (Северный Кавказ) и руч. Тарфала (Скандинавские горы, Швеция); горные реки – р. Цанык (Кавказ), р. Лангери (о. Сахалин); реки вулканических территорий – р. Сухая Елизаветская и Сухой Ильичинец (Камчатка); реки равнинных территорий – р. Велеса (приток Западной Двины), р. Селенга и ее приток р. Хаара.

Суммарно были проанализированы высокочастотные данные с 12 самописцев (логгеров) уровня ( $H$ ) и оптической мутности воды ( $T$ , NTU). Во всех экспериментах самописцы устанавливались в приповерхностном слое речного потока на стрежне. При установке и снятии логгеров измерялся расход воды методом «скорость–площадь». Ряды данных имеют различную продолжительность (от 2 до 149 дней) и частоту записи (от 2 до 15 мин, табл. 1). Значения  $T$  принимались равными весовой мутности, хотя численно эти величины не обязательно равны [Белозерова, Чалов, 2013].

Все ряды были приведены к единому 20-минутному интервалу наблюдений. Для удаления шумов и выбросов или экстремумов в соответствии с рекомендациями [Rodda, Little, 2015] была использована нелинейная фильтрация – 11-точечная скользящая медиана. Дальнейшее осреднение происходило при помощи функции *openair::timeAverage()* из пакета *openair* языка программирования *R*, которая позволяет привести временной ряд к заданному интервалу. В случае интервала записи срочных данных 1, 5, 10 минут происходило осреднение каждые 20 минут, для ряда данных с частотой измерений 15 минут – экстраполяция.

Для коррекции рядов уровней воды использовались те же методы, что и для рядов мутности. Гидрографы рек расчленялись на отдельные гидрологические события, к которым относились периоды изменения водного стока за промежутком времени между соседними локальными минимумами (рис. 2), определяемые методом выделения базисного стока [Sloto, Crouse, 1996] – интерпретацией графического метода Б.В. Полякова [Поляков, 1946]. Рассматривалась разница между соседними уровнями каждый час. Смена убывающей на возрастающую тенденцию определялась как локальный минимум. Соседние минимальные значения (локальные минимумы) принимались как границы гидрологического события.

Для каждого гидрологического события оценивался вклад макротурбулентных изменений оптической мутности, в качестве меры которых использовалось максимальное отклонение значений мутности в пределах 1 часа. За каждый час ( $\Delta T_i$ ) рассчитывалась разница между максимальной и минимальной мутностью

$$\Delta T_i = T_{\max,i} - T_{\min,i}, \quad (3)$$



Рис. 1. Расположение исследуемых водных объектов (А); местоположение временных гидрометрических постов на руч. Тарфала (Б) и р. Сухая Елизовская (В)

Fig. 1. Location of case studies (A); location of temporary gauging stations on the Tarfala (B) and Sukhaya Elizovskaya (B) rivers

Таблица 1

Характеристики высокочастотных рядов уровня ( $H$ , м) и оптической мутности воды ( $T$ , NTU)

| Модель логгера записи $T$ , NTU | Река             | Пост         | Начало   | Конец    | Период, сут | Частота измерений, мин |
|---------------------------------|------------------|--------------|----------|----------|-------------|------------------------|
| YSI 6820 V2                     | Хаара            | Бурен Толгой | 06.05.12 | 03.09.12 | 121         | 15                     |
| SEBA MPS-D8/Qualilog8           | Селенга          | Улан-Удэ     | 15.06.12 | 30.06.12 | 6           | 2                      |
| SEBA MPS-D8/Qualilog8           | Сухая Елизовская | гст №5       | 30.07.12 | 01.08.12 | 2           | 2                      |
| SEBA MPS-D8/Qualilog8           | Сухая Елизовская | ВГ1          | 19.06.14 | 21.06.14 | 2           | 2                      |
| SEBA MPS-D8/Qualilog8           | Цанык            | Ц1           | 09.04.15 | 12.04.15 | 3           | 2                      |
| SEBA MPS-D8/Qualilog8           | Лангери          | «Себа»       | 01.06.15 | 20.08.15 | 80          | 2                      |
| ANALITE NEP495                  | Джанкуат         | гст Джанкуат | 15.06.16 | 20.07.16 | 35          | 15                     |
| ANALITE NEP495                  | Сухой Ильчинец   | «Мост»       | 14.08.16 | 23.08.16 | 9           | 1                      |
| RBR SOLO Tu                     | Велеса           | Сосвятское   | 27.05.17 | 23.10.17 | 149         | 5                      |
| ANALITE NEP495                  | Тарфала          | гст №1       | 11.08.17 | 25.08.17 | 14          | 10                     |
| LISST                           | Тарфала          | гст №2       | 22.07.14 | 25.07.14 | 3           | 2                      |
| SEBA MPS-D8/Qualilog8           | Тарфала          | гст №3       | 15.08.17 | 27.08.17 | 12          | 10                     |
| ANALITE NEP495                  | Сетунь           | Аминьево     | 16.11.19 | 30.01.20 | 76          | 10                     |

где  $T_{\max,i}$ ,  $T_{\min,i}$  – максимальное и минимальное значение мутности за  $i$ -й промежуток времени, NTU. Аналогично определялась разница мутности за каждое гидрологическое событие ( $\Delta T_{\text{ГС}}$ ):

$$\Delta T_{\text{ГС}} = T_{\max,\text{ГС}} - T_{\min,\text{ГС}}, \quad (4)$$

где  $T_{\max,\text{ГС}}$ ,  $T_{\min,\text{ГС}}$  – максимальное и минимальное значение мутности за гидрологическое событие, NTU. Отношение величин  $\Delta T_i$  к  $\Delta T_{\text{ГС}}$  представляет собой отношение разницы между максимальной и минимальной мутностью за короткий период времени ( $\Delta T_i$ ) (1 час с частотой измерений 20 минут) к суммарной разнице мутности за исследуемую фазу водного режима ( $\Delta T_{\text{ГС}}$ ):

$$TI_{\text{ГС}} = \frac{\Delta T_i}{\Delta T_{\text{ГС}}}. \quad (5)$$

Большим значениям  $TI$  соответствует больший вклад макротурбулентных колебаний мутности в изменчивость стока взвешенных наносов. Учитывая, что величина ( $\Delta T_i$ ) рассчитывалась для «скользящего» интервала времени протяженностью 1 час, проводился расчет коэффициента, характеризующего средний вклад макротурбулентных изменений мутности для всего ряда наблюдений  $TI_{\text{ср}}$  для данного створа

$$TI_{\text{ср}} = \frac{\sum_{i=1}^n TI_{\text{ГС}}}{n}, \quad (6)$$

где  $TI_{\text{ГС}}$  – индекс колебаний оптической мутности для гидрологического события, б/р;  $n$  – количество гидрологических событий.

Для рядов мутности рассчитывались стандартные статистические параметры – математическое ожидание  $M(t)$ , дисперсия  $D(t)$  значений  $T_i$  и автокорреляционная функция  $r(t, \tau)$ , которая задает коэффициент корреляции между значениями процесса

$T_i$  и  $T_{i-\tau}$  [Христофоров, 1994], где  $T_i$  – значение мутности  $T$  в момент времени  $t$ , NTU;  $\tau$  – лаг (сдвиг) автокорреляции, т. е. количество периодов временного ряда, между которыми определялся коэффициент автокорреляции. В качестве единичного лага автокорреляции использовался период, равный 20 мин или 1 ч, для 20-минутных средних и 60-минутных средних, соответственно. Расчет автокорреляционной функции производился при помощи функции `stats::acf()` пакета `stats` языка программирования `R` с максимальным лагом 48. Таким образом, при максимальном лаге для 20-минутных средних период будет соответствовать 16 часам, а для 60-минутных средних – двум суткам (48 часам). Автокорреляционная функция (АКФ) также рассчитывалась и для срочных данных до их линейной фильтрации и осреднения. Для всех трех типов рядов данных расчет АКФ производился с начала ряда. Для оценки связи между характеристиками водосбора и гидрологических событий и параметрами макротурбулентных изменений использовались коэффициенты линейной корреляции  $r$  (Пирсона).

**Результаты и их обсуждение.** Всего было выделено 197 гидрологических событий со средней продолжительностью 39 часов (табл. 2). В основном анализируемые гидрологические события относятся к коротким паводочным событиям, связанным с выпадением осадков и прохождением паводочных волн продолжительностью от одного до нескольких дней. Самое длительное гидрологическое событие (426 часов), вошедшее в базу данных, наблюдалось на р. Велеса с 26.07.2017 по 13.08.2017.

На всех реках в разные фазы водного режима наблюдается разная выраженность изменений мутности. Наибольшие изменения в течение часа  $\Delta T_{\text{ГС}}$  были зафиксированы на р. Сухой Ильинец (22.08.2016) и руч. Джанкуат (07.07.2016), где они достигали 2900 и 3200 NTU, соответственно.  $TI_{\text{ср}}$  максимально также

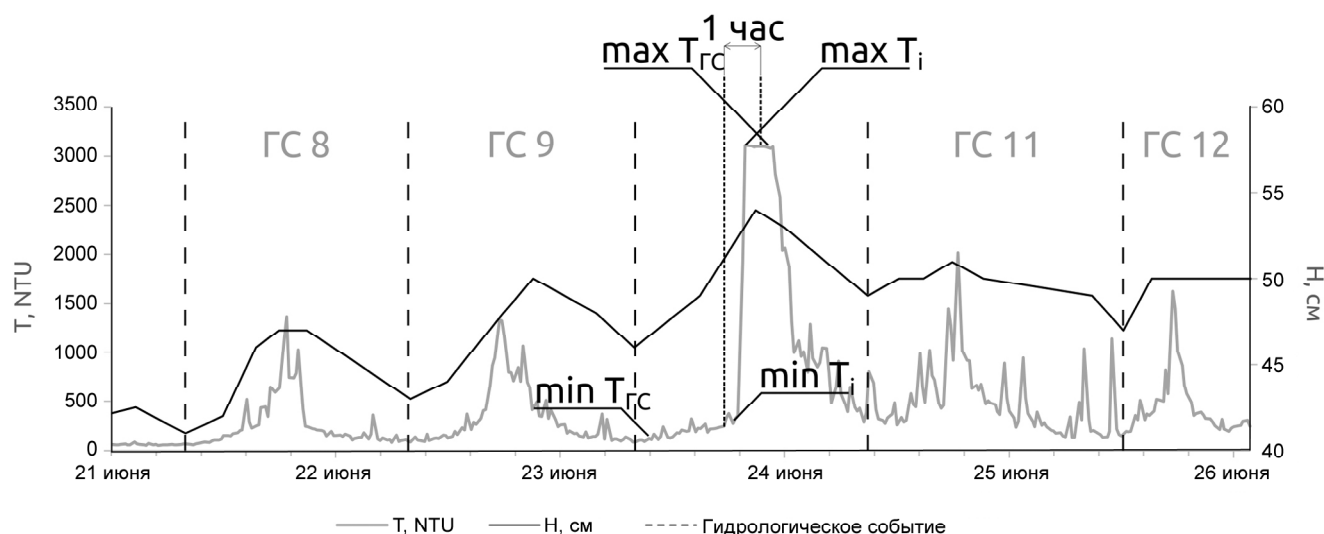


Рис. 2. Пример выделения гидрологических событий (ГС) и расчета индекса  $TI$  для руч. Джанкуат – гст Джанкуат

Fig. 2. Example of the identification of hydrological events (HE) and the calculation of  $TI$  index for the Djankuat stream – g/s Djankuat

Таблица 2

## Анализируемые гидрологические события (ГС)

| Река             | Пост         | Кол-во ГС | Продолжительность, часов | $T_{\text{ср}}$ , NTU | $\Delta T$ , NTU |
|------------------|--------------|-----------|--------------------------|-----------------------|------------------|
| Хаара            | Бурен Толгой | 74        | $37,4 \pm 59,5$          | 172                   | 1 128            |
| Селенга          | Улан-Удэ     | 2         | $2,3 \pm 0,4$            | 221                   | 622              |
| Сухая Елизовская | гст №5       | 1         | 53,7                     | 494                   | 1 061            |
| Сухая Елизовская | ВГ1          | 3         | $16,1 \pm 7,9$           | 86                    | 324              |
| Тарфала          | гст №2       | 4         | $24,2 \pm 9,2$           | 316                   | 815              |
| Цаньк            | Ц1           | 5         | $12,4 \pm 5,2$           | 221                   | 1 141            |
| Лангери          | «Себа»       | 32        | $35 \pm 21,3$            | 99                    | 1 124            |
| Джанкуат         | гст Джанкуат | 39        | $20,9 \pm 8,9$           | 1 184                 | 3 141            |
| Сухой Ильчинец   | «Мост»       | 9         | $23,2 \pm 28,2$          | 2 123                 | 3 091            |
| Велеса           | Сосвятское   | 16        | $255 \pm 171$            | 8                     | 85               |
| Тарфала          | гст №1       | 8         | $25 \pm 7,5$             | 138                   | 832              |
| Тарфала          | гст №3       | 4         | $20,4 \pm 2,9$           | 12                    | 194              |
| Сегунь           | Аминьево     | 23        | $78 \pm 39,2$            | 53,2                  | 211              |

на р. Сухой Ильчинец (768 NTU) и руч. Джанкуат (404 NTU), а также на р. Сухая Елизовская (473 NTU). На остальных объектах данные значения на порядок ниже – наименьшие составили 5 NTU (р. Велеса) и 22 NTU (руч. Тарфала – гст № 3).

Величина  $TI_{\text{ср}}$  для исследованных рек меняется от 0,09 до 0,25, что соответствует вкладу макротурбулентных изменений в синоптическую изменчивость мутности в пределах 25%. Реки слабо дифференцируются по величине  $TI_{\text{ср}}$ : для рек с ледниковым типом питания  $TI_{\text{ср}}$  составляет 0,17–0,22; реки вулканических территорий – 0,22–0,25. Сходные значения характерны как для рек, протекающих в прогляциальных условиях (Джанкуат и Тарфала), где колебания водного стока связаны с ледо- и снеготаянием и выпадением атмосферных осадков, так и рек вулканических районов, характеризующихся краткосрочными флуктуациями уровня

воды за счет феномена взаимодействия руслового и подруслового стока [Чалов, Цыпленков, 2017]. Самый большой размах колебаний – от 0,09 до 0,23 (табл. 3) – характерен для равнинных рек и равен почти всему диапазону отмеченных значений  $TI_{\text{ср}}$ . Здесь возникающие колебания мутности могут испытывать влияние гетерогенного характера движения наносов и, в частности, постоянного массообмена между различными слоями водного потока, влекомыми наносами и донными отложениями. Таким образом, достоверные отличия значений  $TI_{\text{ср}}$  между разными группами рек отсутствуют; роль ландшафтно-гидрологических условий и типа русловых процессов не обнаруживается.

Наибольшую роль макротурбулентные колебания мутности играют на реках меньшего размера. Выявлена отрицательная зависимость  $TI_{\text{ср}}$  от площади водосбора ( $F$ , км<sup>2</sup>) ( $r = -0,56$ ) (рис. 3):

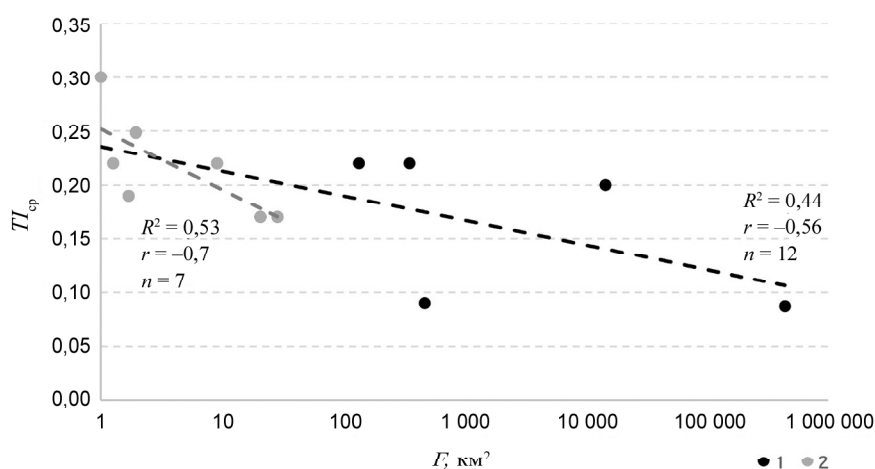


Рис. 3. Зависимость  $TI_{\text{ср}}$  от площади водосбора  $F$  (ось абсцисс логарифмическая): 1 – все реки; 2 – малые реки с площадью водосбора менее 100 км<sup>2</sup>

Fig. 3. Relationship between  $TI_{\text{ср}}$  and the basin area  $F$  (y-axis is logarithmic): 1 – all rivers; 2 – small rivers and streams with a basin area less than 100 км<sup>2</sup>

Таблица 3

Основные морфометрические характеристики водосборов и значения индекса  $TI$

| Река             | Пост         | $F$ , км <sup>2</sup> | $H$ , м | $L_{\text{бас}}$ , км | $L$ , км | $TI_{\text{ср}}$ | $\sigma$ | $TI_{\text{max}}$ | $TI_{\text{min}}$ |
|------------------|--------------|-----------------------|---------|-----------------------|----------|------------------|----------|-------------------|-------------------|
| Хаара            | Бурен Толгой | 14 534                | 1 185   | 208                   | 350      | 0,23             | 0,09     | 0,48              | 0,08              |
| Селенга          | Улан Удэ     | 440 000               | 600     | 800                   | 897      | 0,09             | 0,08     | 0,14              | 0,03              |
| Сухая Елизовская | гст №5       | 1,94                  | 1 256   | 8,9                   | 1,1      | 0,25             | 0,18     | —                 | —                 |
| Сухая Елизовская | ВГ1          | 1,26                  | 1 441   | 2,4                   | 1,9      | 0,22             | 0,09     | 0,33              | 0,17              |
| Цанык            | Ц1           | 1,7                   | 387     | 1,7                   | 0,9      | 0,19             | 0,07     | 0,13              | 0,29              |
| Лангери          | «Себа»       | 351                   | 470     | 20                    | 26       | 0,22             | 0,09     | 0,39              | 0,06              |
| Джанкуат         | гст Джанкуат | 9,1                   | 3 272   | 3,7                   | 1        | 0,22             | 0,12     | 0,59              | 0,05              |
| Сухой Ильчинец   | «Мост»       | 135                   | 523     | 24                    | 26,7     | 0,22             | 0,12     | 0,41              | 0,06              |
| Велеса           | Сосвятское   | 470                   | 223     | 44,5                  | 87       | 0,09             | 0,04     | 0,15              | 0,02              |
| Тарфала          | гст №1       | 28,6                  | 1 352   | 8,9                   | 5,1      | 0,17             | 0,08     | 0,28              | 0,05              |
| Тарфала          | гст №2       | 20,7                  | 1 430   | 5,5                   | 2,3      | 0,17             | 0,06     | 0,24              | 0,11              |
| Тарфала          | гст №3       | 1                     | 1 623   | 2,6                   | 0,5      | 0,30             | 0,13     | 0,42              | 0,13              |
| Сетунь           | Аминьево     | 96                    | —       | —                     | 16       | 0,16             | 0,14     | 0,36              | 0,06              |

$$TI_{\text{ср}} = 0,01 \ln(F) + 0,2356. \quad (7)$$

Для ручьев ( $F < 100$  км<sup>2</sup>) зависимость более достоверна ( $r = -0,7$ ) (см. рис. 3):

$$TI_{\text{ср}} = 0,024 \ln(F) + 0,2516. \quad (8)$$

Наличие подобной связи может быть вызвано влиянием эрозионных процессов на водосборе на структуру стока наносов. В таком случае транспорт наносов в русле малых рек лучше отражает высокочастотную изменчивость как факторов эрозии (осадки), так и эрозии на водосборе [Sidorchuk, 2009]. Схожая динамика уменьшения параметра с увеличением площади водосбора присутствует и у коэффициента доставки наносов [Эрозионно-русловые системы, 2017; Chen, Lai, 2005]. Среди других морфометрических характеристик определенно присутствует связь  $TI_{\text{ср}}$  с длиной водосбора ( $L_{\text{бас}}$ , км) ( $r = -0,57$ ) и длиной реки ( $L$ , км) ( $r = -0,58$ ). Также можно предположить, что в малых реках на структуру изменений мутности воды значимое влияние оказывают также факторы неравномерности поступления наносов в реки, детально описанные, например, для ледниковых [Stott, Grove, 2001] и рек лахаровых долин [Chalov et al., 2017]. Достоверной связи со средней высотой водосбора  $H$  не обнаружено ( $r = 0,4$ ) (табл. 4).

Другое объяснение зависимости  $TI_{\text{ср}}$  от размера рек может быть получено через анализ структуры турбулентных циклов скорости потока. Большое значение в этой связи имеет информация о наличии

или отсутствии зависимости в рядах мутности воды. Расчеты корреляции рядов, взятых на разных участках общей последовательности (автокорреляционная функция) показывают, что их коррелированность меняется в зависимости от лага времени. Наиболее скоррелированными являются ряды срочных наблюдений (с частотой записи от 2 до 15 минут, указанной в табл. 1), наименее – среднечасовые ряды (частота записи 60 минут).

Наиболее высокий коэффициент корреляции – первого порядка (рис. 4). Высокая скоррелированность всей последовательности (выше 0,75) закономерно характерна только для срочных данных на створах Лангери, Селенга, Тарфала (гст № 3), С. Ильчинец и Цанык, где интервал между измерениями составлял 2 минуты. Таким образом, скоррелированность значений мутности сохраняется в пределах 100-минутного интервала времени. Уже при сдвиге ряда на 3–5 точек коэффициент корреляции всех 20-минутных и 60-минутных рядов (период времени более 100 минут) становится менее 0,75, а при сдвиге на 10 точек переходит через 0,5. Это означает, что высокая скоррелированность (более 0,75) наблюдается в пределах 100 минут, т. е. при максимальной продолжительности обнаружения низкочастотных пульсаций скорости [Гришанин, 1992; Buffin-Bélanger, Roy, Kirkbride, 2000]. Отмеченная закономерность также может быть связана с распылыванием потока наносов, поступающего от разных источников. При большей частоте (более 100 минут) значения мутности не связаны друг с другом, что подтверждается видом автокорреляционных функций. Близость скоррелированности срочных и 20-минутных рядов (рр. Джанкуат, Хаара) характерна для условий записи с продолжительным шагом (10–15 мин).

Вероятная роль наиболее крупных вихрей, формирующихся в результате продольной изменчивости морфологии русла [Великанов, 1954], может быть сопоставлена с временем между прохождением через

Таблица 4

Корреляционная связь (Пирсона) рассчитанного  $TI_{\text{ср}}$  с морфометрическими показателями водосборов

| $TI_{\text{ср}}$                         | $F$ , км <sup>2</sup> | $H$ , км | $L_{\text{бас}}$ , км | $L_{\text{реки}}$ , км |
|------------------------------------------|-----------------------|----------|-----------------------|------------------------|
| Малые реки ( $F < 100$ км <sup>2</sup> ) | –0,70                 | 0,20     | –0,24                 | –0,66                  |
| Все реки                                 | –0,56                 | 0,42     | –0,57                 | –0,58                  |

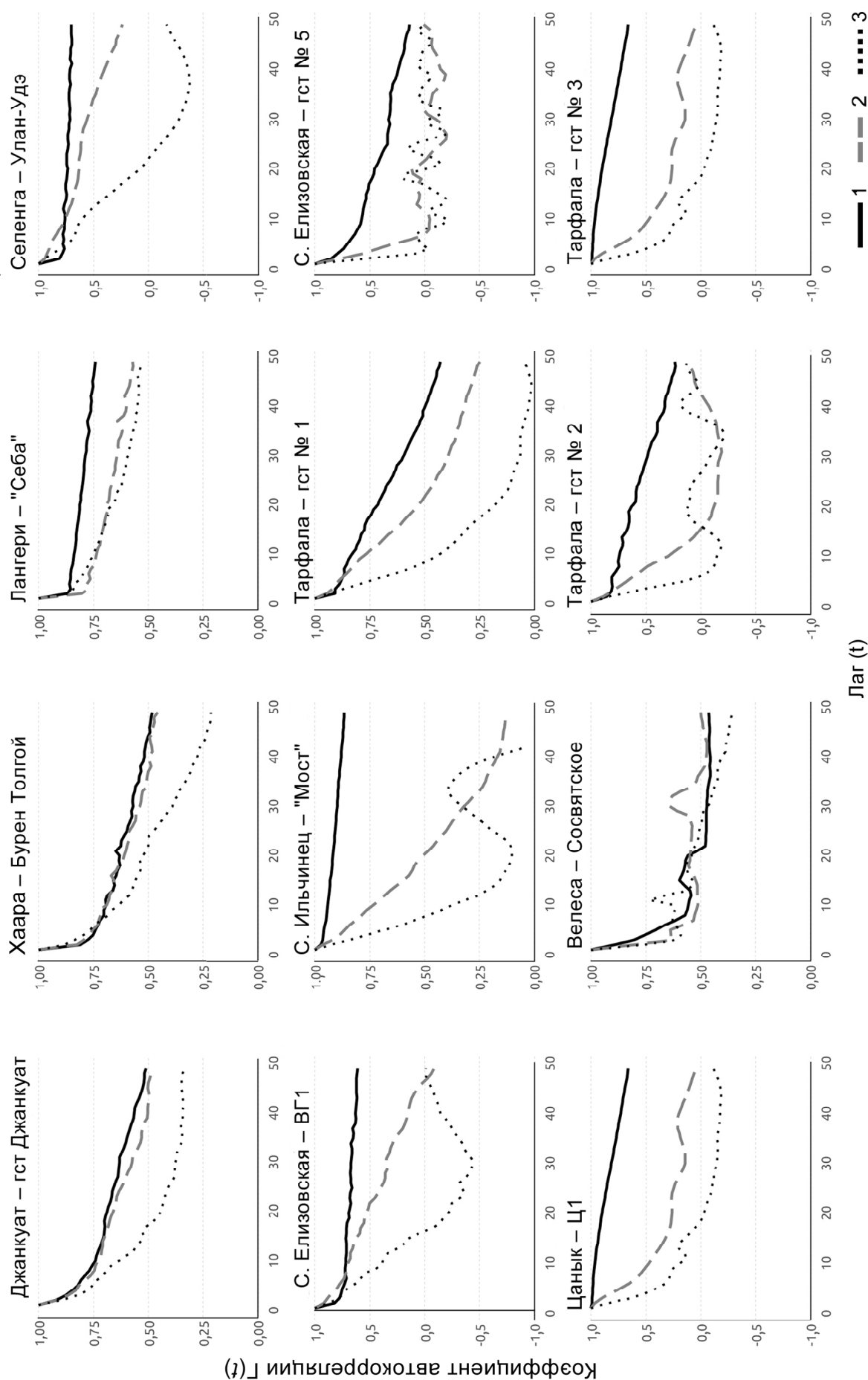


Рис. 4. Автокорреляционная функция временных рядов оптической мутности исследуемых рек: 1 – срочные данные (с частотой, указанной в табл. 1); 2 – 20-минутное среднее; 3 – 60-минутное среднее

Fig. 4. Autocorrelation function of the time series of optical turbidity values for the studied rivers: 1 – current data (frequency specified in Table 1); 2 – 20-min average; 3 – 60-min average

фиксированный створ двух последовательных возмущений с линейным масштабом, равным в плоскопараллельном потоке его глубине  $h$  (м) [Гришанин, 1979]:

$$T_{\Gamma} = \frac{h}{v} \left( \frac{c^2}{q} \right)^{1/3}, \quad (9)$$

где  $v$  – средняя скорость потока, м/с;  $C$  – коэффициент Шези ( $\text{м}^{1/2}/\text{с}$ ), характеризующий суммарное гидравлическое сопротивление. Величина  $T_{\Gamma}$  определяется размерами вихрей и темпами их генерации, т.е. интенсивностью порождения турбулентности, и для исследуемых рек меняется в пределах десятков секунд. Учитывая отсутствие данных об изменении скоростных характеристик водотоков в разные гидрологические события, величина  $T_{\Gamma}$  рассчитывалась для каждого исследуемого водотока как среднее за период наблюдений и рассматривалась как мера турбулентности потока. Ее сопоставление с величиной  $TI_{\text{cp}}$  (рис. 5) свидетельствует о том, что усиление внутренней неоднородности потока, характерной для рек с меньшим  $T_{\Gamma}$ , влияет на увеличение нестационарности мутности воды, проявляющейся в большем вкладе макротурбулентных изменений в синоптических колебаниях мутности. Этот эмпирический результат свидетельствует о неустановившемся режиме взаимодействия потока и русла, вызывающем усиление колебаний при большей частоте вихрей.

Интенсивность роли макротурбулентных изменений мутности возрастает при прохождении обильных и непродолжительных дождевых паводков. Обнаруживается обратная зависимость (тенденция) индекса  $TI_{\text{ГС}}$  от продолжительности гидрологического события ( $\Delta t$ , час) ( $r = -0,42$ ), для отдельных рек коэффициент корреляции достигает  $-0,62$  (рис. 6). Самые высокие коэффициенты  $TI_{\text{ГС}}$  наблюдались на

руч. Джанкуат и р. Цанык во время прохождения 4–6-часовых дождевых паводков (19.07.2016 и 10.04.2015). Наименьшие присущи межнным периодам на равнинных реках (р. Велеса), где при продолжительности в 426 часов колебания мутности составляли 10 NTU ( $TI_{\text{ГС}} = 0,02$ ).

Существование изменений мутности воды в таком масштабе времени хорошо согласуется с когерентными структурами в речном потоке [Carling, Ott, 2000; Robert, 2003], которые связаны с неровностями руслового рельефа. В таком случае их существование можно соотнести со стадией развития донных гряд, увеличение которых в размере происходит до возникновения их влияния на речной поток. В этот момент возникает (или усиливается) т. н. срывающий поток [Kirkbride, Ferguson, 1995], сопровождающийся увеличением мутности. Размеры вихрей столь низкой частоты охватывают все сечение реки, в результате чего пульсирующим оказывается и сам расход воды. Масштабные критерии подобия типа критерия Уильямса, который характеризует частоту когерентных турбулентных образований  $T_{\Gamma}$  (интервал между вихрями):

$$U_x \cdot \frac{T_{\Gamma}}{L_l} = T^+ \approx 5 - 6, \quad (10)$$

где  $U_x$  – скорость течения,  $T^+$  – безразмерный параметр частоты вихревых «образований»,  $L_l$  – линейный размер вихрей, позволяют связать размерности макротурбулентных изменений с линейным размером последовательности плес-перекат  $L$ :

$$2\pi \cdot L_l \approx L. \quad (11)$$

Для крупных равнинных рек, где линейные размеры вихрей  $L_l$  могут оцениваться в 100–200 м, величина  $T_{\Gamma}$  приближается к размерности десятков минут, т. е. соответствует исследуемым масшта-

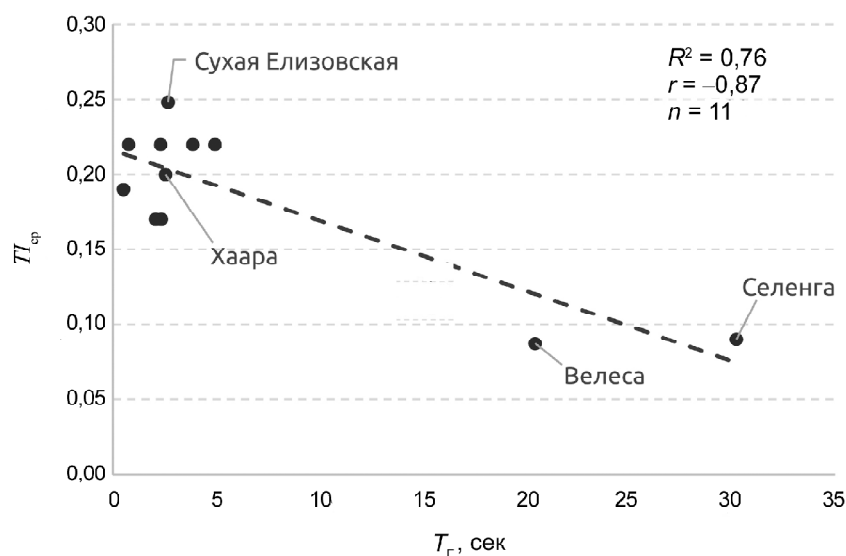


Рис. 5. Зависимость коэффициента  $TI_{\text{cp}}$  от продолжительности цикла турбулентного перемешивания  $T_{\Gamma}$

Fig. 5. Dependence of the  $TI_{\text{cp}}$  coefficient on the duration of the turbulent mixing cycle  $T_{\Gamma}$



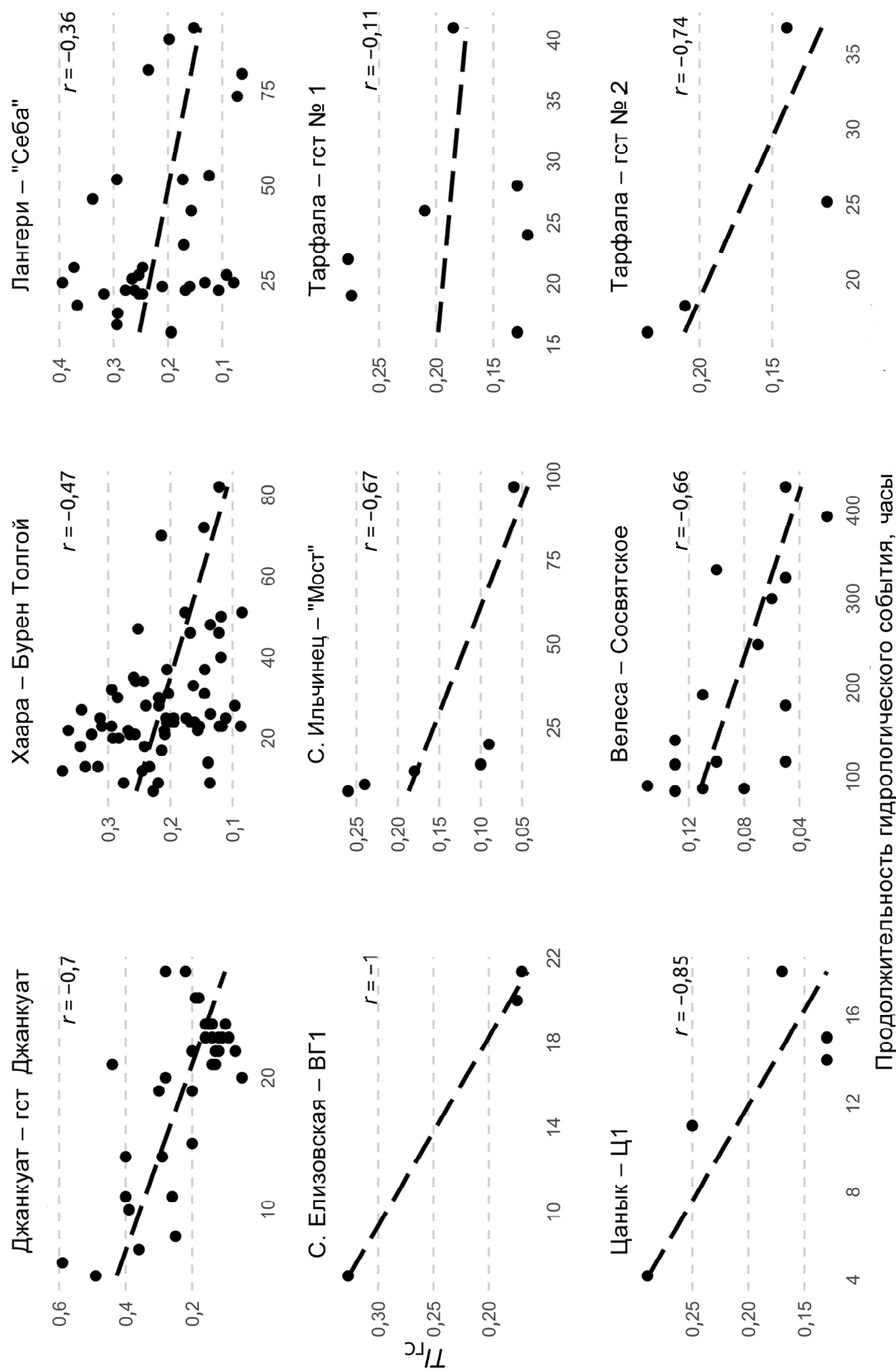


Рис. 6. Зависимость коэффициента  $TI_{TC}$  от продолжительности гидрологического события (Селенга – Улан-Удэ и Сухая Елизовская – гст. №5 не включены из-за малого количества гидрологических событий)

Fig. 6. Dependence of the  $TI_{TC}$  coefficient on the duration of a hydrological event (the Selenga River at Ulan-Ude and Sukhaya Elizovskaya River – g/s 5 are not included because of the small amount of hydrological events)

бам пульсаций. Малым рекам характерны меньшие частоты проявления этих процессов по сравнению с используемыми в работе периодами, что объясняет отмеченное усиление вклада макротурбулентных изменений мутности в синоптические колебания за счет наложений нескольких «вихрей» в пределах одного исследуемого интервала времени (частоты измерений).

**Выводы.** В работе дано определение и предложена методика оценки вклада макротурбулентных изменений в общую изменчивость мутности. Они проявляются на фоне синоптических колебаний мутности и имеют случайную структуру. Их значимость возрастает при прохождении обильных и непродолжительных паводков:

– максимальная амплитуда макротурбулентных изменений мутности свойственна малым водотокам, характеризующимся большими уклонами русла, относительно высокой транспортирующей способностью и малыми расстояниями от источников поступления наносов. С увеличением площадей бассейнов амплитуды пульсаций уменьшаются. Роль 20-минутных изменений мутности в общей изменчивости мутности максимальна на реках малого размера. Размер рек может играть роль в формировании пульсаций мутности за счет различной генерации круп-

ных вихрей. На реках, где частота пульсаций наибольшая, т. е. поток стремится к квазиоднородному состоянию, возрастает неоднородность структуры мутности, проявляющаяся в усилении вклада макротурбулентных изменений мутности в ее синоптические колебания. Высокая скоррелированность (более 0,75) участков общей последовательности рядов мутности воды наблюдается в пределах 100 минут;

– полученные результаты заставляют по-новому исследовать структуру турбулентности речных потоков. Они являются первым шагом к установлению связи между крупномасштабной турбулентностью и режимом взвешенных наносов и демонстрируют роль «случайной» компоненты в формировании мгновенной мутности воды. Развитие исследований турбулентных колебаний мутности следует в дальнейшем строить на основе определения характерных частот изменений мутности воды для разных рек. На наш взгляд, важным направлением развития этих исследований является корректировка протоколов измерений мутности воды – действующих РД 52.08.104-2002 и РД 52.24.468-2005, в части обоснования перехода на дискретный режим измерений с использованием автоматических оптических датчиков.

**Благодарности.** Исследование выполнено по теме НИР кафедры гидрологии суши географического факультета МГУ и НИЛ «Эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева» (номер АААА-А16-116032810084-0), анализ русловых процессов – в рамках проекта РНФ (18-17-00086). Полевые работы и обработка результатов по рекам бассейна Селенги проводились при финансовой поддержке РФФИ (проект № 17-29-05027), по р. Сетунь – РНФ (проект № 19-77-30004).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Алексеевский Н.И. Гидрофизика. М.: Академия, 2006. 176 с.
- Алексеевский Н.И., Белозерова Е.В., Касимов Н.С., Чалов С.Р. Пространственная изменчивость характеристик стока взвешенных наносов в бассейне Селенги в период дождевых паводков // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр. 2013. № 3. – С. 60–65.
- Белозерова Е.В., Чалов С.Р. Определение мутности речных вод оптическими методами // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр. 2013. № 5. С. 39–45.
- Великанов М.А. Динамика русловых потоков. М.: Гостехиздат, 1954. 322 с.
- Гришанин К.В. Динамика русловых потоков. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 311 с.
- Гришанин К.В. Гидравлическое сопротивление естественных русел. М.: Гидрометеиздат, 1992. 183 с.
- Гусаров А.В. Тенденции изменения эрозии и стока взвешенных наносов на земле во второй половине XX столетия (посвящается 200-летию Казанского государственного университета) // Геоморфология. 2004. Т. 2. С. 11–22.
- Кондратьев Н.Е., Попов И.В., Сущенко Б.Ф. Основы гидроморфологической теории руслового процесса. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 270 с.
- Лопатин Г.В. Наносы рек СССР (Образование и перенос) М.: Географиз, 1952. 366 с.
- Поляков Б.В. Гидрологический анализ и расчеты: Учебное пособие. Л.: Гидрометеиздат, 1946.
- Христофоров А.В. Теория случайных процессов в гидрологии. М.: МГУ, 1994. 139 с.
- Чалов С.Р., Цыпленков А.С. Сток наносов малых рек районов современного вулканизма (р. Сухая Елизовская, Камчатка) // Геоморфология. 2017. Т. 6. № 1. С. 104–116. DOI:10.15356/0435-4281-2017-1-104-116.
- Эрозионно-русловые системы / ред. Чалов С.Р., Голосов В.Н., Сидорчук А.Ю. М.: ИНФРА-М, 2017. 702 с.
- Buffin-Bélanger T., Roy A.G., Kirkbride A.D. On large-scale flow structures in a gravel-bed river. *Geomorphology*, 2000, vol. 32, no. 3–4, p. 417–435. DOI:10.1016/S0169-555X(99)00106-3.
- Carling P.A., Orr H.G. Morphology of riffle-pool sequences in the River Severn, England. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2000. DOI:10.1002/(SICI)1096-9837(200004)25:4<369::AID-ESP60>3.0.CO;2-M.
- Carlsaw D.C., Ropkins K. Openair – An R package for air quality data analysis. *Environmental Modelling & Software*, 2012, vol. 27–28, p. 52–61. DOI:10.1016/j.envsoft.2011.09.008.
- Chalov S.R., Jarsjö J., Kasimov N.S., Romanchenko A.O., Pietron J., Thorslund J., Promakhova E.V. Spatio-temporal variation of sediment transport in the Selenga River Basin, Mongolia and Russia. *Environmental Earth Sciences*, 2014, vol. 73, no. 2, p. 663–680. DOI:10.1007/s12665-014-3106-z.
- Chalov S.R., Tsyplenkov A.S., Pietron J., Chalova A.S., Shkolnyi D.I., Jarsjö J., Maerker M. Sediment transport in headwaters of a volcanic catchment – Kamchatka Peninsula case study. *Frontiers of Earth Science*, 2017, vol. 11, no. 3, p. 565–578. DOI:10.1007/s11707-016-0632-x.

Chen S.C., Lai Y.C. Sediment delivery and budgets in reservoir watersheds. *Sediment Budgets*, 2005, vol. 2, p. 324–332.

Clifford N.J., Richards K.S., Brown R.A., Lane S.N. Scales of Variation of Suspended Sediment Concentration and Turbidity in a Glacial Meltwater Stream. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 1995, vol. 77, no. 1–2, p. 45–65. DOI: 10.1080/04353676.1995.11880428.

Dugan H.A., Lamoureux S.F., Lafrenière M.J., Lewis T. Hydrological and sediment yield response to summer rainfall in a small high Arctic watershed. *Hydrological Processes*, 2009, vol. 23, no. 10, p. 1514–1526. DOI:10.1002/hyp.7285.

Gippel C.J. Potential of turbidity monitoring for measuring the transport of suspended solids in streams. *Hydrological Processes*, 1995, vol. 9, no. 1, p. 83–97. DOI:10.1002/hyp.3360090108.

Göransson G., Larson M., Bendz D. Variation in turbidity with precipitation and flow in a regulated river system &— river Göta Älv, SW Sweden. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2013, vol. 17, no. 7, p. 2529–2542. DOI: 10.5194/hess-17-2529-2013.

Gray J.R., Gartner J.W. Technological advances in suspended-sediment surrogate monitoring. *Water Resources Research*, 2009, vol. 45, no. 4. DOI:10.1029/2008WR007063.

Hamshaw S.D., Dewoolkar M.M., Schroth A.W., Wemple B.C., Rizzo D.M. A New Machine-Learning Approach for Classifying Hysteresis in Suspended-Sediment Discharge Relationships Using High-Frequency Monitoring Data. *Water Resources Research*, 2018, p. 1–19. DOI:10.1029/2017WR022238.

Horowitz A.J., Rinella F.A., Lamothe P., Miller T.L., Edwards T.K., Roche R.L., Rickert D.A. Variations in suspended sediment and associated trace element concentrations in selected riverine cross sections. *Environmental Science & Technology*, 1990, vol. 24, no. 9, p. 1313–1320. DOI:10.1021/es00079a003.

Kirkbride A.D., Ferguson R. Turbulent flow structure in a gravel-bed river: Markov chain analysis of the fluctuating velocity profile. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1995, vol. 20, no. 8, p. 721–733. DOI:10.1002/esp.3290200804.

Lewis J. Turbidity-Controlled Suspended Sediment Sampling for Runoff-Event Load Estimation. *Water Resources Research*, 1996, vol. 32, no. 7, p. 2299–2310. DOI:10.1029/96WR00991.

Lewis T., Braun C., Hardy D.R., Francus P., Bradley R.S. An Extreme Sediment Transfer Event in a Canadian High Arctic Stream. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 2005, vol. 37, no. 4, p. 477–482. DOI: 10.1657/1523-0430(2005)037[0477:AESTE]2.0.CO;2.

Lloyd C.E.M., Freer J.E., Johnes P.J., Collins A.L. Using hysteresis analysis of high-resolution water quality monitoring data, including uncertainty, to infer controls on nutrient and sediment transfer in catchments. *Science of the Total Environment*, 2016, vol. 543, p. 388–404. DOI:10.1016/j.scitotenv.2015.11.028.

Matthes G.H. Macroturbulence in natural stream flow. *Transactions, American Geophysical Union*, 1947, vol. 28, no. 2, p. 255. DOI:10.1029/TR028i002p00255.

Rasmussen P.P., Gray J.R., Glysson G.D., Ziegler A.C. Guidelines and procedures for computing time-series suspended-sediment concentrations and loads from in-stream turbidity-sensor and streamflow data: Techniques and Methods 3–C4. *Book 3, Applications of Hydraulics Section C, Sediment and Erosion Techniques*, 2009, p. 53.

Robert A. River Processes: An Introduction to Fluvial Dynamics, Arnold, 2003, 214 p.

Rodda H.J.E., Little M.A. Understanding Mathematical and Statistical Techniques in Hydrology. Chichester, UK: John Wiley & Sons, Ltd, 2015, 302 p. DOI: 10.1002/9781119077985.

Sidorchuk A.Y. High-frequency variability of aggregate transport under water erosion of well-structured soils. *Eurasian Soil Science*, 2009, vol. 42, no. 5, p. 543–552. DOI:10.1134/S106422930905010X.

Sloto R.A., Crouse M.Y. Hysep: A computer program for streamflow hydrograph separation and analysis, U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations Report 96-4040, Lemoyne, Pennsylvania, 1996, 46 p. <https://water.usgs.gov/software/HYSEP/code/doc/hysep.pdf>

Stott T.A., Grove J.R. Short-term discharge and suspended sediment fluctuations in the proglacial Skeldal River, north-east Greenland. *Hydrological Processes*, 2001, vol. 15, no. 3, p. 407–423. DOI:10.1002/hyp.156.

Stott T.A., Mount N.J. Alpine proglacial suspended sediment dynamics in warm and cool ablation seasons: Implications for global warming. *Journal of Hydrology*, 2007b, vol. 332, no. 3–4, p. 259–270. DOI:10.1016/j.jhydrol.2006.07.001.

Stott T.A., Mount N.J. The impact of rainstorms on short-term spatial and temporal patterns of suspended sediment transfer over a proglacial zone, Ecrins National Park, France. *Effects of River Sediments and Channel Processes on Social, Economic and Environmental Safety*, Proceedings of the Tenth International Symposium on River Sedimentation, Moscow, 2007a, p. 259–266.

Sutula M., Bianchi T.S., McKee B. Effect of seasonal sediment storage in the lower Mississippi River on the flux of reactive particulate phosphorus to the Gulf of Mexico. *Limnology and Oceanography*, 2004, vol. 49, no. 6, p. 2223–2235. DOI:10.4319/lo.2004.49.6.2223.

Syvitski J.P.M. Impact of Humans on the Flux of Terrestrial Sediment to the Global Coastal Ocean. *Science*, 2005, vol. 308, Issue 5720, p. 376–380. DOI:10.1126/science.1109454.

Vercruysse K., Grabowski R.C., Rickson R.J. Suspended sediment transport dynamics in rivers: Multi-scale drivers of temporal variation. *Earth-Science Reviews*, 2017, vol. 166, p. 38–52. DOI:10.1016/j.earscirev.2016.12.016.

Walling D.E. Assessing the accuracy of suspended sediment rating curves for a small basin. *Water Resources Research*, 1977, vol. 13, no. 3, p. 531–538. DOI: 10.1029/WR013i003p00531.

Walling D.E., Fang D. Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. *Global and Planetary Change*, 2003, vol. 39, no. 1–2, p. 111–126. DOI:10.1016/S0921-8181(03)00020-1.

Поступила в редакцию 19.07.2018

После доработки 25.09.2019

Принята к публикации 20.12.2019

S.R. Chalov<sup>1</sup>, A.S. Tsyplenkov<sup>2</sup>

## INFLUENCE OF MACROTURBULANCE ON THE DYNAMICS OF RIVER WATER TURBIDITY

Basing on the generalization of data series obtained by automatic optical turbidity loggers, low-frequency (20-minutes) changes in suspended solids concentrations in rivers of different types and size are considered. The turbulent nature of these fluctuations, corresponding to the low-frequency zone of the spectrum of ripple velocities of the river flow (macroturbulent fluctuations) is justified. The contribution of macroturbulent fluctuations to the synoptic variability of water turbidity was analyzed on the basis of the  $TI$  parameter, which is the ratio of the difference between maximum and minimum turbidity for a short period of time ( $\Delta T_i$ ) (1 hour, with the measurement discreteness of 20 minutes) to the total difference of turbidity for a hydrological event ( $\Delta T_{TC}$ ). The higher values of  $TI$  correspond to the greater contribution of macroturbulent turbidity fluctuations to synoptic variability of sediment load caused by precipitation, snowmelt and ice melting. As the basin area increases, the amplitudes of ripple oscillations decrease. Their role in the overall variability of turbidity is maximum for small rivers. The heterogeneity of turbidity structure increases on rivers with the highest frequency of pulsations, i.e. their flow tends to be quasi homogeneous. The heterogeneity leads to the increased contribution of macroturbulent turbidity fluctuations to its synoptic oscillations.

*Key words:* water turbidity, macroturbulence, whirls, sediment flow

**Acknowledgements.** The study contributes to the State Task of the Department of Land Hydrology and the Laboratory of Soil Erosion and Fluvial Processes of the MSU Faculty of Geography (AAAA-A16-116032810084-0). The analysis of channel processes was financially supported by the Russian Science Foundation (project № 18-17-00086). Field works and processing of results for the Selenga basin rivers were financially supported by the Russian Foundation for Basic Research (project № 17-29-05027), and for the Setun River by the Russian Science Foundation (project № 19-77-30004).

## REFERENCES

- Alexeevsky N.I. *Gidrofizika* [Hydrophysics]. Moscow, Akademiia Publ., 2006, 176 p. (In Russian)
- Alexeevsky N.I., Belozero E.V., Kasimov N.S., Chalov S.R. Prostranstvennaya izmenchivost kharakteristik stoka vzheshennykh nanosov v basseine Selengi v period dozhdevykh pavodkov [Spatial variability of sediment runoff parameters in the Selenga River basin during rainfall floods]. *Vestn. Mosk. un-ta*, Ser. 5, Geogr., 2013, no. 3, p. 60–65. (In Russian)
- Belozero E.V., Chalov S.R. Opredelenie mutnosti rechnykh vod opticheskimi metodami [Evaluation of river water turbidity using the optic methods] *Vestn. Mosk. un-ta*, Ser. 5, Geogr., 2013, no. 5, p. 39–45. (In Russian)
- Buffin-Bélanger T., Roy A.G., Kirkbride A.D. On large-scale flow structures in a gravel-bed river. *Geomorphology*, 2000, vol. 32, no. 3–4, p. 417–435. DOI:10.1016/S0169-555X(99)00106-3.
- Carling P.A., Orr H.G. Morphology of riffle-pool sequences in the River Severn, England. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2000. DOI:10.1002/(SICI)1096-9837 (200004)25:4<369::AID-ESP60>3.0.CO;2-M.
- Erozionno-ruslovye sistemy [Erosion–channel systems]. Eds. R.S. Chalov, A.Yu. Sidorchuk, V.N. Golosov, Moscow, INFRA-M Publ., 2017, 702 p. (In Russian)
- Chalov S.R., Tsyplenkov A.S. Stok nanosov mal'nykh rek raionov sovremennogo vulkanizma (r. Suhaya Elizovskaya, Kamchatka) [Sediment discharge of small rivers in the areas of active volcanism (River Sukhaya Elizovskaya, Kamchatka)]. *Geomorfologiya RAS*, 2017, (1), p. 104–116. DOI:10.15356/0435-4281-2017-1-104-116. (In Russian)
- Chalov S.R., Jarsjö J., Kasimov N.S., Romanchenko A.O., Pietroc J., Thorslund J., Promakhova E.V. Spatio-temporal variation of sediment transport in the Selenga River Basin, Mongolia and Russia. *Environmental Earth Sciences*, 2014, vol. 73, no. 2, p. 663–680. DOI:10.1007/s12665-014-3106-z.
- Chalov S.R., Tsyplenkov A.S., Pietron J., Chalova A.S., Shkolnyi D.I., Jarsjö J., Maerker M. Sediment transport in headwaters of a volcanic catchment – Kamchatka Peninsula case study. *Frontiers of Earth Science*, 2017, vol. 11, no. 3, p. 565–578. DOI:10.1007/s11707-016-0632-x.
- Chen S.C., Lai Y.C. Sediment delivery and budgets in reservoir watersheds. *Sediment Budgets*, 2005, vol. 2, p. 324–332.
- Clifford N.J., Richards K.S., Brown R.A., Lane S.N. Scales of Variation of Suspended Sediment Concentration and Turbidity in a Glacial Meltwater Stream. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 1995, vol. 77, no. 1–2, p. 45–65. DOI:10.1080/04353676.1995.11880428.
- Dugan H.A., Lamoureux S.F., Lafrenière M.J., Lewis T. Hydrological and sediment yield response to summer rainfall in a small high Arctic watershed. *Hydrological Processes*, 2009, vol. 23, no. 10, p. 1514–1526. DOI:10.1002/hyp.7285.
- Gippel C.J. Potential of turbidity monitoring for measuring the transport of suspended solids in streams. *Hydrological Processes*, 1995, vol. 9, no. 1, p. 83–97. DOI:10.1002/hyp.3360090108.
- Göransson G., Larson M., Bendz D. Variation in turbidity with precipitation and flow in a regulated river system

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Land Hydrology, Associate Professor, PhD in Geography; e-mail: hydroserg@mail.ru

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Laboratory of Soil Erosion and Fluvial Processes, Junior Scientific Researcher, PhD in Geography; e-mail: atsyplenkov@gmail.com

&ndash; river Göta Älv, SW Sweden. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2013, vol. 17, no. 7, p. 2529–2542. DOI: 10.5194/hess-17-2529-2013.

Gray J.R., Gartner J.W. Technological advances in suspended-sediment surrogate monitoring. *Water Resources Research*, 2009, vol. 45, no. 4. DOI:10.1029/2008WR007063.

Grishanin K.V. Dinamika ruslovykh potokov [Channel Dynamics]. Leningrad, Gidrometeoizdat Publ., 1979, 311 p. (In Russian).

Grishanin K.V. Gidravlicheskie soprotivleniya estestvennykh rusel [Hydraulic resistance of natural channels]. Leningrad, Gidrometeoizdat Publ., 1992, 183 p. (In Russian)

Gusarov A.V. Tendentsii izmeneniya erozii i stoka vzveshennykh nanosov na Zemle vo vtoroy polovine XX stoletiya [The tendencies of erosion and suspended sediment yield changes on the Earth during the second half of 20<sup>th</sup> century]. *Geomorfologiya RAS*, 2004, (2), p. 11–22. DOI:10.15356/0435-4281-2004-2-11-22. (In Russian)

Hamshaw S.D., Dewoolkar M.M., Schroth A.W., Wemple B.C., Rizzo D.M. A New Machine-Learning Approach for Classifying Hysteresis in Suspended-Sediment Discharge Relationships Using High-Frequency Monitoring Data. *Water Resources Research*, 2018, p. 1–19. DOI:10.1029/2017WR022238.

Horowitz A.J., Rinella F.A., Lamothe P., Miller T.L., Edwards T.K., Roche R.L., Rickert D.A. Variations in suspended sediment and associated trace element concentrations in selected riverine cross sections. *Environmental Science & Technology*, 1990, vol. 24, no. 9, p. 1313–1320. DOI:10.1021/es00079a003.

Teoriya sluchainykh protsessov v gidrologii [Theory of stochastic processes in hydrology]. Moscow, MGU Publ., 1994, 139 p. (In Russian)

Kirkbride A.D., Ferguson R. Turbulent flow structure in a gravel-bed river: Markov chain analysis of the fluctuating velocity profile. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1995, vol. 20, no. 8, p. 721–733. DOI:10.1002/esp.3290200804.

Kondratiev N.E., Popov I.V., Snishchenko B.F. Osnovy gidromorfologicheskoi teorii ruslovogo protsessa [Basics of hydromorphological theory of the fluvial process]. Leningrad, Gidrometeoizdat Publ., 1982, 270 p. (In Russian)

Lewis J. Turbidity-Controlled Suspended Sediment Sampling for Runoff-Event Load Estimation. *Water Resources Research*, 1996, vol. 32, no. 7, p. 2299–2310. DOI:10.1029/96WR00991.

Lewis T., Braun C., Hardy D.R., Francus P., Bradley R.S. An Extreme Sediment Transfer Event in a Canadian High Arctic Stream. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 2005, vol. 37, no. 4, p. 477–482. DOI: 10.1657/1523-0430(2005)037[0477:AESTE]2.0.CO;2.

Lloyd C.E.M., Freer J.E., Johnes P.J., Collins A.L. Using hysteresis analysis of high-resolution water quality monitoring data, including uncertainty, to infer controls on nutrient and sediment transfer in catchments. *Science of the Total Environment*, 2016, vol. 543, p. 388–404. DOI:10.1016/j.scitotenv.2015.11.028.

Lopatov G.V. Nanosy rek SSSR (Formirovaniye i perenos) [Sediments of the rivers of the USSR (Formation and transport)] Moscow, Geografiz Publ., 1952, 366 p. (In Russian)

Matthes G.H. Macroturbulence in natural stream flow. *Transactions, American Geophysical Union*, 1947, vol. 28, no. 2, p. 255. DOI:10.1029/TR028i002p00255.

Poljakov B.V. Gidrologicheskii analiz i raschety: Uchebnoye posobie [Hydrological analysis and calculations: training manual]. Leningrad, Gidrometeoizdat Publ., 1946. (In Russian)

Rasmussen P.P., Gray J.R., Glysson G.D., Ziegler A.C. Guidelines and procedures for computing time-series suspended-sediment concentrations and loads from in-stream turbidity-sensor and streamflow data: Techniques and Methods 3–C4. *Book 3, Applications of Hydraulics Section C, Sediment and Erosion Techniques*, 2009, p. 53.

Rodda H.J.E., Little M.A. Understanding Mathematical and Statistical Techniques in Hydrology. Chichester, UK: John Wiley & Sons, Ltd, 2015, 302 p. DOI:10.1002/9781119077985.

Sidorchuk A.Y. High-frequency variability of aggregate transport under water erosion of well-structured soils. *Eurasian Soil Science*, 2009, vol. 42, no. 5, p. 543–552. DOI:10.1134/S106422930905010X.

Sloto R.A., Crouse M.Y. Hysep: A computer program for streamflow hydrograph separation and analysis, U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations Report 96-4040, Lemoyne, Pennsylvania, 1996, 46 p. <https://water.usgs.gov/software/HYSEP/code/doc/hyse.pdf>

Stott T.A., Grove J.R. Short-term discharge and suspended sediment fluctuations in the proglacial Skeldal River, north-east Greenland. *Hydrological Processes*, 2001, vol. 15, no. 3, p. 407–423. DOI:10.1002/hyp.156.

Stott T.A., Mount N.J. The impact of rainstorms on short-term spatial and temporal patterns of suspended sediment transfer over a proglacial zone, Ecrins National Park, France. *Effects of River Sediments and Channel Processes on Social, Economic and Environmental Safety*, Proceedings of the Tenth International Symposium on River Sedimentation, Moscow, 2007a, p. 259–266.

Stott T.A., Mount N.J. Alpine proglacial suspended sediment dynamics in warm and cool ablation seasons: Implications for global warming. *Journal of Hydrology*, 2007b, vol. 332, no. 3–4, p. 259–270. DOI:10.1016/j.jhydrol.2006.07.001.

Sutula M., Bianchi T.S., McKee B. Effect of seasonal sediment storage in the lower Mississippi River on the flux of reactive particulate phosphorus to the Gulf of Mexico. *Limnology and Oceanography*, 2004, vol. 49, no. 6, p. 2223–2235. DOI:10.4319/lo.2004.49.6.2223.

Syvitski J.P.M. Impact of Humans on the Flux of Terrestrial Sediment to the Global Coastal Ocean. *Science*, 2005, vol. 308, Issue 5720, p. 376–380. DOI:10.1126/science.1109454.

Velikanov M.A. Dinamika ruslovykh potokov [Channel dynamics]. Moscow, Gostekhizdat Publ., 1954, 322 p. (In Russian)

Vercruysse K., Grabowski R.C., Rickson R.J. Suspended sediment transport dynamics in rivers: Multi-scale drivers of temporal variation. *Earth-Science Reviews*, 2017, vol. 166, p. 38–52. DOI:10.1016/j.earscirev.2016.12.016.

Walling D.E. Assessing the accuracy of suspended sediment rating curves for a small basin. *Water Resources Research*, 1977, vol. 13, no. 3, p. 531–538. DOI:10.1029/WR013i003p00531.

Walling D.E., Fang D. Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. *Global and Planetary Change*, 2003, vol. 39, no. 1–2, p. 111–126. DOI:10.1016/S0921-8181(03)00020-1.

Received 19.07.2018

Revised 25.09.2019

Accepted 20.12.2019