

бот у озер Мульное, Соминское, Дикое площади водосборных бассейнов значительно сокращены и составляют 4—50 % от расчетных значений, полученных по данному соотношению. В результате целесообразно наряду с другими технико-экономическими мероприятиями по восстановлению озерных экосистем проводить оптимизацию гидрологического режима водоемов путем увеличения площадей водосборных бассейнов: у озер Мульное и Дикое не менее чем на 8 км², оз. Соминское — на 4 км², что обеспечит дополнительный приток поверхностных вод в течение года в объеме 0,5—1,0 млн м³.

Таким образом, гидроморфологическая взаимосвязь водосборного бассейна и озерной котловины статистически достоверна и описывается уравнением линейного вида между площадью водосбора и гидродинамическим объемом водоема. В зависимости от соотношения величины водосбора и морфометрических параметров котловины формирующийся динамический режим озерной водной массы подразделяется на слабый, умеренный и интенсивный. Взаимосвязи площади водосбора, формы и размеров котловин, типы динамического режима водной массы рекомендуются учитывать при проведении мелиоративных мероприятий в озерных ландшафтах.

Список литературы

1. Маслов Б. С., Фомин А. И. // Влияние мелиорации на водоемы и водный ландшафт. Елгава, 1974. С. 128.
2. Булавко А. Г., Барановская Г. Н. // Проблемы Полесья. Минск, 1984. Вып. 9. С. 33.
3. Догановский А. М., Поликарпова В. А. // Географо-гидрологический метод исследования вод суши. Л., 1984. С. 61.
4. Гурьянова Л. В., Базыленко Г. М. // Вестн. Белорусского ун-та. Сер. 2: Хим. Биол. Геогр. 1985. № 2. С. 60.
5. Богословский Б. Б., Филь С. А. // Географо-гидрологический метод исследования вод суши. Л., 1984. С. 54.
6. Verhagen J. H. J. // *Hudrobiol. Bull.* 1980. V. 14. N 1—2. P. 47.
7. Китаев С. П. Экологические основы биопродуктивности озер разных природных зон. М., 1984.
8. Беляев В. И. Справочник по рыбоводству и рыболовству. Минск, 1986.
9. Мустаев В. // Влияние мелиорации на водоемы и водный ландшафт. Елгава, 1974. С. 45.

УДК 551.481

М. ГЖЕСЬ

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗМЕНЕНИЯ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА, ВЫЗВАННЫЕ СООРУЖЕНИЕМ ПЛОТИНЫ «ВЛОЦЛАВСК»

Подпор воды в Висле привел к существенному преобразованию ледового режима реки в пределах созданного водохранилища. Длительность ледовых явлений до (1960—1969) и после подпора (1970—1980) в основном не изменилась и составила в среднем 80 дней (см. таблицу). Существенные изменения произошли во время отдельных фаз ледоставного периода [1].

На свободно протекающей реке преобладающей формой возникновения льда является шугоход. Он составляет около 50—60 % длительности всех ледовых явлений. После подпора Вислы отмечается более раннее замерзание нижней и срединной частей водохранилища, чем в свободно протекающей выше водохранилища реке. Ледяной покров типа «black ice cover» возникает путем постепенного расширения заберегов (так же, как и на озере) в зоне переменного подпора. Скорость расхода в этой зоне при Q , близком к среднему многолетнему, не выше 0,4—0,5 м/с. Границы этой зоны в верхней части водохранилища зависят от интенсивности расхода (притока в водохранилище и сброса воды из него) в период образования ледовых явлений [2].

Продолжительность ледовых явлений

Форма льда	Длительность, дни	
	до подпора	после подпора
Внутриводный лед	48	8
Ледяной покров	25	64
Ледоход	9	6
Итого	82	78

В случае, когда скорости воды выше 0,3—0,4 м/с, стабилизация ледяного покрова осложняется. Внутриводный лед, поступающий в водохранилище, задерживается или подплывает к краю ранее образовавшегося ледяного покрова. Происходит расширение ледяного покрова вверх реки. Многие исследователи полагают, что состояние равновесия, выраженное величинами предельного числа Фруда (F_{cr}), находится в пределах: $0,06 < F_{cr} < 0,12$.

Г. Д. Аштон [3] утверждает, что при свободном замерзании венков внутриводного льда (progression of ice covers by juxtaposition of ice floe) должно быть выполнено условие $F_{cr} < 0,13$. Он также допускает появление ситуации значительного накопления льда в русле. Величины v_{cr} и F_{cr} зависят от характера поступающего льда. Технические трудности, связанные с отображением шуги (мягкая, изменяющая форму) на физических моделях, вынудили авторов провести исследования в естественных условиях, которые показали, что под каждым венком внутриводного льда диаметром 1,5—2,5 м находится губчатая масса шуги $\rho = 100—150 \text{ кг/м}^3$ (определяется методом [4] в виде усеченного конуса толщиной до 1,0 м (рис. 1)). При скорости расхода от 0,4—0,5 до 0,6—0,7 м/с в результате сжатия (скопления) отдельных венков образуется ледяной покров с черепитчатой морфологией поверхности. Этот механизм ведет к образованию комьев шуги, прикрепленных к нижней поверхности ледяного покрова толщиной до 2, иногда 3 м [5]. В водохранилище поступают ледяные поля, построенные из отдельных венков. Диаметры льдин колеблются от 50 до 100 м. Столкновение таких полей в зоне образования ледяного покрова приводит к местному увеличению толщины комьев шуги, прикрепленных к нижней поверхности ледяного покрова. Обнаружены многократные случаи механического увеличения их толщины до 3,5—3,8 м. Из анализа проведенных аэросъемок вытекает, что в морфологии поверхности ледяного покрова наблюдается некоторая система полигонов, расположенных в шахматном порядке. Она имеет свое отображение в морфологии нижней поверхности ледяного покрова.

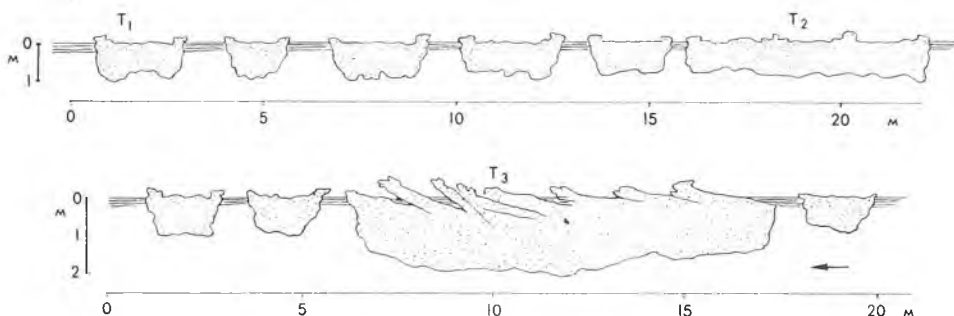


Рис. 1. Структура ледяного покрова, образованного из свободно замерзших венков (T_1), из свободно замерзших ледяных полей (T_2), из сжатых ледяных венков (T_3)

Это синусоида (mega ripples) с длиной волны до 50—100 м, соответствующей диаметру полей и амплитудой 1—3,5 м. В верхней части водохранилища это часто приводит к значительному заполнению поперечных сечений льдом (A_i) до 0,7—0,8 м и поднятию уровня воды на 2,5—3,0 м.

Подплывающий к краю ледяного покрова внутриводный лед подвергается уплотнению при скорости расхода свыше 0,6—0,7 м/с, достигающему 500—600 кг/м³. Механизм возрастания плотности приводит также к увеличению толщины комьев шуги, прикрепленных к нижней поверхности ледяного покрова. Наблюдаемая скорость расхода 0,8—1,2 м/с сопровождалась комьями шуги толщиной 4,5 м. Механизм поступления внутриводного льда под ледяной покров сложен. Отмечались случаи транспорта шуги под ледяным покровом на расстоянии 2,5 км. Решающим фактором появления в водохранилище «Влоцлавск» комьев шуги, прикрепленных к нижней поверхности ледяного покрова, толщиной 8,5 м следует признать результатом процесса сжатия льда; поступление же льда — процесс второстепенный. Одним из многочисленных доказательств этого является заметная дихотомия комьев шуги, прикрепленных к нижней поверхности ледяного покрова. До 2,5 м наблюдается шуга с поставленными вертикально венками (500—600 кг/м³), ниже 2,5 м — рыхлая шуга без льдин ($\rho = 150$ —400 кг/м³).

Повышение скорости расхода в основном замедляет стабилизацию ледяного покрова. Точное определение предельных величин (v_{cp} , F_{cp}) затруднительно. Каждая зарегистрированная ситуация неповторима, поскольку представляет собой равнодействующую ряда гидрометеорологических и морфологических факторов (формы сечения и др.), поэтому следует воспользоваться широким пределом величин, который будет отображать разнообразие форм ледообразования.

На рис. 2 представлены две экстремальные ситуации на водохранилище «Влоцлавск». Первая (зима 1982 г.), когда ледяной покров образовался при Q , близком $Q_{1\%}$, а вторая (зима 1985 г.) — при Q , близком $Q_{90\%}$. В первом случае водохранилище было заполнено льдом на 37 % (причем 27 % при пересчете на $Q = 0,93$ г/см³), а высота подпора составила свыше 3 м. Во втором случае заполнение составляло около 5 %, а подпор достигал 0,8 м. Расположение контактной зоны (A/B) изменилось в пределах 32 км кривой подпора. Действительные толщины комьев шуги, прикрепленных к нижней поверхности ледяного покрова, иллюстрирует рис. 2. Сама только степень заполнения сечений льдом (A_i) не отображает состояния паводковой опасности. Необходимо доскональное исследование физических особенностей заполняющей массы (шуги). Плотность шуги, формирующей ее комья, прикрепленные к нижней по-

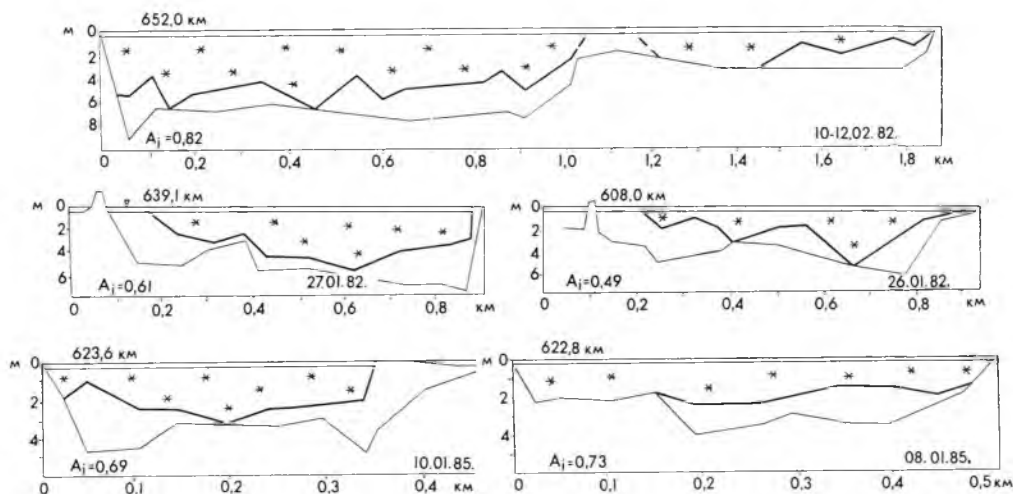


Рис. 2. Примеры поперечных сечений водохранилища «Влоцлавск»

верхности ледяного покрова, изменяется в очень широком пределе (100—700 кг/м³). Это касается не только отдельных участков реки, но также отдельного сечения [5].

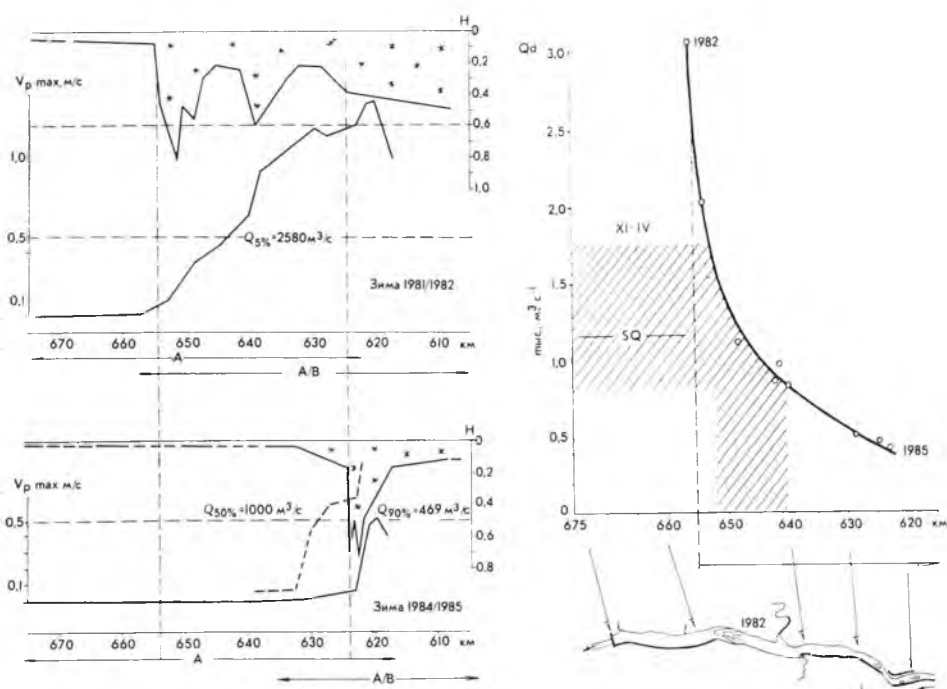


Рис. 3. Распределение максимальных поверхностных скоростей расхода ($v_{p \max}$) и степени заполнения сечений льдом (A_i). $Q_{50\%}$ — характерные величины интенсивности расходов, приближенных к расходам в период формирования ледяного покрова в 1982 и 1985 г., для которых вычислено $v_{p \max}$

Рис. 4. Зависимость расположения контактной (заторной) зоны водохранилища «Влоцлавск» от величины притока в водохранилище (Q_d)

Зависимость между интенсивностью расхода (Q) в период формирования ледяного покрова и расположением контактной зоны (A/B) показана на рис. 3. Для анализа было принято 10 сходных ситуаций, в которых сумма среднесуточных отрицательных температур воздуха (summation of negative air temperatures) за период формирования ледяного покрова (n) не была ниже $100^\circ\text{C}/n$. Представленная зависимость используется в прогнозировании опасности возникновения затора в водохранилище.

По В. Маевскому [6], коэффициенты шероховатости нижней поверхности ледяного покрова без прикрепленных комьев шуги (зона А) составляют 0,04—0,05. Наличие комьев шуги, прикрепленных к нижней поверхности ледяного покрова, приводит к увеличению коэффициента шероховатости до 0,06—0,09, поэтому на водохранилище «Влоцлавск» в течение всего периода длительности ледяного покрова сохраняются заторные подпоры.

В течение 16 лет эксплуатации на водохранилище «Влоцлавск» обнаружено 17 явлений заторного типа, все выше 650 км (рис. 4). Их локализация приходится на районы мелко затопленных кочек и образующихся в настоящее время отмелей. В этой зоне наблюдается резкое падение скорости и расхода, а также значительная ее изменчивость в продольном профиле, вызванная морфологией чаши водохранилища.

Подпор уровня воды на водохранилище «Влоцлавск» наблюдается в течение всего периода оледенения. Это связано с тем, что комья шуги, прикрепленные к нижней поверхности ледяного покрова, сохраняются под ледяным покровом до момента его полного разрушения. В период

прохода льда через перепад замечено, что под большими льдинами находились комья шуги толщиной 2,5 м, что существенно затрудняет проход льда и создает задержку на плотине.

В настоящее время на водохранилище «Влоцлавск» в большом масштабе ведется драгирование (2,5 млн м³ в год), цель которого—так называемая корректура морфологии дна. В зимнем сезоне 1985—1986 г. были начаты опыты с противошуговыми перегородками. Ожидается, что эти мероприятия значительно уменьшат опасность появления паводка в результате затора, аналогичного затору в январе 1982 г., когда было затоплено 100,5 км² долины.

Список литературы

1. Grześ M. // Czasopismo Geograficzne. 1983. T. LIV. Z. 4.
2. Grześ M. // Przegląd Geograficzny. 1985. T. LVII. Z. 4.
3. Ashton G. D. // Modeling of rivers. Wiley-Interscience Publication. 1979.
4. Beltaos S., Dean A. M. // Environment Canada. Nat. Water Res. / Inst. Env. Hydraulics Sec. 1981.
5. Grześ M. // Informator Projektanta CBS i PBW «Hydroprojekt». 1985. Z. 3/4.
6. Majewski W. // Powódź zatorowa na Wiśle w rjonie Zbiornika Włocławek w zimie 1982 r. Warszawa, 1985.

УДК 551.4 : 528.067.4(476)

Г. И. САЧОК, Н. А. ШИШОНОК, Л. В. МАРЬИНА

ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ РЕЛЬЕФА БССР

Среди морфометрических характеристик рельефа показатели вертикального расчленения (глубины расчленения) являются наиболее важными, так как они позволяют судить об общем эрозионном расчленении поверхности. Первая карта глубины расчленения рельефа БССР составлена В. А. Дементьевым по методике В. Н. Ченцова [1]. Это дало возможность выявить основные закономерности в распределении значений данного морфометрического параметра по территории. В дальнейшем карты глубины расчленения более крупного масштаба составлялись другими исследователями для разных районов республики по различным методам [2—4]. Преследовались цели изучения эрозионных и других геодинамических процессов, специального районирования, генетических реконструкций и прогнозов состояния природной среды.

Авторами приводятся некоторые результаты математико-статистических исследований цифровой модели рельефа (ЦМР) Белоруссии. Построенная ЦМР относится к двухуровненным моделям [5]. На ее первом уровне обеспечивается получение цифровой информации о рельефе по трапецевидной сети ключевых участков крупномасштабной карты со средними ее размерами 8 × 8 км. Значения показателей отсчитывались для квадратов 1 × 1 км. Величина вертикального расчленения определялась в соответствии с рекомендациями А. И. Спиридонова [6]. В конечном счете каждый ключевой участок описывается некоторым эмпирическим распределением значений показателя.

Второй уровень ЦМР является уровнем обобщения и представления результатов и характеризует пространственные закономерности вариации совокупности статистических показателей эмпирического распределения. Он отражается в виде мелкомасштабных карт различных статистик.

В качестве основных статистических параметров распределения значений вертикального расчленения на ключевом участке использованы средняя арифметическая ($\bar{x}$), среднее квадратическое отклонение (S), коэффициенты асимметрии (скошенности, A) и эксцесса (островершинности, E). Они рассчитывались по выборкам (ключевым участкам) объема 50—70 наблюдений при общем числе выборок 401. Картосхемы этих статистик приводятся на рис. 1 в изолинейном изображении.