

ГИДРОТЕХНИКА

С. Я. Вартазаров

Движение внутриводного льда в потоке

Успешность мероприятий по борьбе с шугой в сооружениях гидростанций определяется степенью знания условий движения шуговых масс в потоке и закономерностей, управляющих этим движением.

В основу дальнейшего изложения положены материалы наблюдений автора на реках Закавказья [1,2,3], некоторые литературные данные [4,5,6] и, главным образом, результаты исследований, проведенных на шуговой станции Водно-Энергетического Института Академии Наук Армянской ССР, на р. Ахуран.

1. Механизм всплывания частиц льда

С момента перехода потока в переохлажденное состояние в нем начинают зарождаться частицы внутриводного льда. Отдельные наблюдения на реках, а также лабораторные опыты [1] позволили установить, что возникновение зародышевых частиц имеет место по всей глубине потока. Не останавливаясь на физической стороне процесса, что будет дано нами особо, приведем наиболее характерные результаты опытов, проведенных на шуговой станции. Важность оценки условий этого процесса очевидна, так как этим удастся проследить за механизмом всплывания не только зародышевых частиц, но и сформировавшихся элементов внутриводного льда.

Опыты проводились в двух видах — отбором проб с различных глубин, при различных стадиях переохлаждения реки и в визуальном наблюдении за состоянием потока, при освещении его опущенными на дно канала мощными электро-лампами. Пробы брались в герметические стеклянные сосуды. При интенсивном освещении определялось насыщение пробы ледяными кристалликами.

Некоторые данные наблюдений приведены в таблице 1.

С достаточной достоверностью можно установить, что в первый период переохлаждения потока помимо тончайших пластинок льда, образующихся на поверхности потока, при ломке замерзающей поверхностной пленки, по всей глубине ясно наблюдаются кристаллы льда, крупностью в доли миллиметра. Наибольшая крупность частиц в пробах не превосходила 0,5 мм для единичных элементов.

Распределение насыщенности потока зародышевыми частицами имеет максимум вблизи центра, с постепенным уменьшением к дну и поверхности.

1 ⁰ воздуха	1 ⁰ воды	Сумма ср. сут. 1 ⁰ к дню наблюд.	Состоя- ние реки	Состоя- ние по- годы	Расход реки м ³ /с	Среди. скорость	Глубина реки в м
-5	-0,08	-4,2	Чисто	Ясно	4,6	1,7	1,4
-8	-0,01	-9,6	Неболь- шие за- береги, слабый ход шуги	Ясно	5,2	1,8	1,6

Таблица 1

Глуб. взятия пробы в м	Характеристика пробы
пов.	Частицы льда в незначительном количестве. Имеются крупные (до 2—3 мм) тонкие пластинки льда. Много мельчайших ледяных пылинок.
0,7	Проба насыщена мельчайшими частицами льда от пылинок до 0,5 мм. Проба представляет собой суспензию, состоящую из льда и воды.
1,3	Довольно значительное насыщение пробы частицами, однако меньше, чем в центре потока.
пов.	В пробе частицы шуги, чечевицеобразной формы. Концентрация 210 ⁰ / ₀ . Мелких зародышевых частиц нет.
0,8	Отдельные разрозненные частицы шуги. Отмечены случайные элементарные частицы.
1,5	Вода в пробе чистая. Кристаллики льда не замечены.

В непосредственной близости от дна, при тех гидравлических характеристиках реки, при которых проводились опыты, в пробе оказывались единичные частицы льда.

Таким образом, качественно подтверждается, что уравнения распределения частиц нулевой (практически) гидравлической крупности, даваемые В. М. Маккавеевым [7], О'Брайаном и М. А. Великановым [8], справедливы. Распределение этих частиц (безразлично наносов или льда) подчиняется нормальному закону, т. е. имеют вид:

$$v = v_0 \exp - \int_0^x \frac{C_m}{\varepsilon} dy \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad (1),$$

в которой

v_0 — придонная (соотв. поверхностная) концентрация,

C_m — гидравлическая крупность частиц,

ε — коэффициент турбулентного перемешивания.

Аналогичная зависимость, из несколько иных соображений, дана Калинске [9].

По мере роста кристаллов льда, при поддержании соответствующих термических условий, гидравлическая крупность ледяных частиц возрастает и достигает конечного значения, свойственного данной форме льда, образующегося в определенном комплексе физико-гидрологических условий.

К этому времени распределение частиц меняется, как это видно из таблицы: уменьшается число зародышевых элементов и возрастает число сформировавшихся частиц. Для этой стадии зависимость (1) теряет силу.

Нашими наблюдениями [1] подмечено, что каждая форма внутриводного льда (шуги) имеет свойственную ей предельную крупность частиц.

Более крупные образования, движущиеся в потоке, являются следствием последующих процессов объединения элементарных частиц, что будет описано ниже.

Гидравлическая крупность сформировавшихся, элементарных частиц, зависит от их очертания, которое, как это установлено наблюдениями, может быть пластинчатое, сферическое и чечевицеобразное, реже — игольчатое.

На подавляющем большинстве горных рек наблюдается образование внутриводного льда сферической и чечевицеобразной формы.*

Несмотря на некоторые различия в форме отдельных частиц, могут быть установлены зависимости между гидравлической крупностью и средним диаметром частиц, представляющие интерес при расчете ледозащитных устройств.

* Причины возникновения тех или иных форм частиц внутриводного льда определяются процессами кристаллизации и в настоящем изложении не рассматриваются.

Характерной особенностью движения образовавшихся комьев является увеличение их гидравлической крупности, учащение столкновения комьев и объединение их в более крупные скопления. В образовавшихся комьях можно встретить как крупные, полностью сформировавшиеся частицы, так и частицы, находящиеся в процессе роста.

Таким образом, совместное движение частиц различной крупности и комьев шуги как бы увеличивает среднюю гидравлическую крупность частиц, вследствие чего мелкие частицы достигают верхних слоев потока почти в одно и то же время, что и крупные.

Аналогичное явление было замечено в наших лабораторных опытах, в которых, при пуске в поток смесидутых стеклянных шариков различной крупности, удачно моделирующих шугу, благодаря хорошей смачиваемости, крупные частицы заносились глубже, чем когда в поток были пущены лишь частицы большого диаметра.

Таблица 3

Глубина потока см	Средняя скорость см/сек	Состав смеси в % ¹ / ₁₀					Характеристика движения
		диаметр частиц в мм					
		2	2	5	7	10	
28	84	—	—	15	20	65	Частицы движутся в верхней трети потока. Крупные частицы концентрируются на поверхности.
28	86	15	15	15	15	40	Частицы распределены в верхних слоях потока, с убыванием крупности к дну. Отдельные частицы в 7—10 мм движутся вместе с мелкими в средней трети.
28	157	—	—	15	15	65	Частицы движутся в верхней половине потока. Крупные частицы движутся на поверхности.
28	155	15	15	15	15	40	Частицы распределены почти по всему сечению, с убыванием крупности к дну. Крупные частицы группируются вместе с мелкими и обнаруживаются в нижней трети потока. Движение крупных частиц устойчиво.

Это явление может быть объяснено следующим образом.

Как показано Бьеркнесом [10,11] и затем экспериментально подтверждено Шулейкиным [12] при движении в жидкости тел любой формы, между ними возникают т. н. пондеромоторные силы притяжения или отталкивания, в зависимости от того, движутся ли тела рядом или друг за другом. При движении рядом имеют место наибольшие силы притяжения, определяемые по формуле

$$f = \pi \rho \frac{v^2}{2g} - \frac{r^6}{l^4} \cdot \cdot \cdot \cdot \cdot \cdot (4),$$

в которой

f — сила взаимодействия,

r — радиус тела,

l — расстояние между центрами тяжести,

- v — скорость движения тел,
 ρ — плотность жидкости,
 g — ускорение силы тяжести.

При движении тел друг за другом проявляются силы отталкивания, определяемые по той же формуле, но с обратным знаком. При движении тел так, что линия, соединяющая их центры, составляет $54^\circ 40'$ к направлению движения, силы взаимодействия равны нулю.

Именно вследствие этого взаимодействия происходит сближение частиц и их последующее формирование в комья, а также возникают характерные разрывы в шуговых пластах (см. табл. 4) по длине потока и самостоятельное движение частиц и комьев друг за другом, легко наблюдаемое при малой концентрации шуги.

Поле пондеромоторных сил накладывается на скоростное поле турбулентного потока (см. ниже), взаимодействуя с ним и определяя движение шуги.

Чем больше скопление частиц, т. е. чем больше r этого скопления и чем больше гидравлическая его крупность, т. е. $C_{ш}$, тем, очевидно, будут больше силы взаимодействия, тем интенсивней будет происходить накопление шуговых масс в верхних слоях потока.

Этот же процесс определяет возникновение шуговых пластов и ковров, покрывающих значительную площадь поверхности потока при дальнейшем движении частиц льда в установившемся потоке.

Для примера можно отметить, что при движении на поверхности потока двух комьев шуги с радиусом 0,2 м и на расстоянии 0,4 м, со скоростью 1 м/сек, сила притяжения (соотв. отталкивания) составит ≈ 3 кг.

Дополнительное понимание условий всплывания ледяных частиц и формирование комьев шуги, может быть получено из рассмотрения данных по осаждению коагулированных осадков в очистных сооружениях.

Общезвестен факт интенсификации осаждения мелких частиц при введении коагулянта, образующего хлопья, захватывающие значительное количество мелких фракций наносов, которые сами по себе оседают весьма медленно.

Интересную оценку влияния турбулентности на процессы осаждения дает Кэмп [13]. Он показывает, что при наличии в бассейне различных фракций (напр. двух), число столкновений частиц диаметром D_1 и D_2 в количестве n_1 и n_2 , на единицу объема, выразится следующим соотношением:

$$N = \frac{n_1 n_2}{6} \sqrt{\frac{f}{8\nu R}} v^2 (D_1 + D_2)^2 \quad (5),$$

- где f — коэффициент сопротивления,
 ν — коэффициент кинематической вязкости,
 R — гидравлический радиус потока,
 v — средняя скорость потока.

Эта зависимость показывает, что число столкновений частиц за-

висит не только от числа частиц и их диаметров, но и пропорционально $v^{1.5}$ и обратно пропорционально $\sqrt{R}$.

Следовательно, наличие некоторой скорости течения является фактором благоприятным для осаждения или всплытия, и потому в медленно движущемся потоке явление будет происходить более интенсивно, чем в стоячей воде.

Очевидно, что скорость не должна превосходить некоторого предела, увязанного с диаметром частиц, после которого турбулентность начинает влиять отрицательно, тормозя осаждение и разрушая образовавшиеся скопления.

Кэмп указывает на наблюдающееся на большинстве очистных сооружений ускорение осаждения за счет хлопьеобразования, благодаря которому теряется различие между скоростями падения частиц различного диаметра; аналогичный процесс — образование комьев шуги.

Изложенное дает возможность ближе уяснить картину всплытия ледяных частиц в потоке со слабой турбулентностью, в котором $\tau_0 < C_{ш}^*$.

Всплытие ледяных частиц различных размеров, с средней гидравлической крупностью, определяемой по формулам (2) и (3), происходит под действием вертикальных компонентов скоростей, подъемной силы частиц и пондеромоторных сил, заставляющих одиночные частицы сближаться и формировать небольшие скопления — комья, а затем уже мощные пласты шуги на поверхности потока. Турбулентность потока, до определенного предела, способствует формированию шуговых скоплений, а следовательно и ускорению всплытия. При наличии в потоке частиц различной гидравлической крупности нет существенного различия между их скоростью всплытия, в силу взаимного влияния частиц.

Образовавшиеся на поверхности пласты шуги движутся, следуя за скоростным полем потока.

Кинематика потока, насыщенного шугой

Движение крупных частиц шуги в чистой воде создает своеобразную визуализацию потока, что позволяет проследить за характером течения в различных стадиях ледообразования.

Опыты Б. А. Фидмана, проведенные им в лаборатории русловых процессов М. А. Великанова, по киносъемке движущихся в потоке частиц [14, 15], убедительно показали, что схема пронизывания всей толщи потока вихрями, срывающимися от дна и стенок, не имеет места.

* Всяду, где идет речь о характерной величине $C_{ш}$, мы подразумеваем сред-

нее значение для множества частиц и именно $C_{ш} = \frac{\sum_{k=1}^n m C_{шk}}{\sum_{k=1}^n m}$, где n — число частиц.

Наши опыты с моделями шуги также не обнаружили резких вертикальных токов; помимо общего движения вверх частиц с отрицательной гидравлической крупностью, распределенные в верхней зоне частицы двигались с очень незначительными вертикальными смещениями, которые скорей определялись взаимодействием частиц, чем структурой потока.

Особенно ярко этот вид течения был наблюден нами на шуговой станции. Как одиночные частицы льда, так и комья до формирования шуговых пластов движутся параллельно дну с незначительными колебаниями. Подъем и опускание взвешенных элементов определялись местными отклонениями течения при обтекании камней. Над гравелистым или песчаным дном скопления шуги проносятся с почти параллельной дну траекторией.

Интересно отметить, что уровень турбулентности определяет степень дисперсности шуговых скоплений, но мало меняет форму движения.

Формирование пластов шуги, плывущих по поверхности реки или канала, находится в зависимости от скоростного режима потока и количества шуги.

Раздробление пластов происходит при скоростях свыше 2,5—3 м/сек. Предельная скорость для устойчивости их дана ниже.

В большинстве случаев шуговые пласты движутся по поверхности реки, заполняя зеркало с различной степенью сплошности. Характер этого явления был нами подробно освещен [3].

Поскольку вертикальные компоненты скорости в незначительной степени влияют на устойчивость движения шуги, обладающей значительной гидравлической крупностью, следует искать иной, более мощный механизм, который был бы способен разрушить шуговые скопления и увлечь их в глубину.

Как показали наблюдения автора над транспортирующими шугу потоками, этим механизмом нужно считать поперечную циркуляцию.

Вряд ли требуется доказательство наличия в руслах поперечной циркуляции после работ Лосиевского, Громеки, А. Л. Миловича и М. В. Потапова; поскольку однако непосредственные наблюдения над явлением встречаются довольно редко и картина движения строится по косвенным данным, уместно привести некоторые характеристики, полученные в наших работах на шуговой станции.

Для наблюдения был выбран прямолинейный участок длиной в 250—300 м, т. е. 10—12 В с последующим поворотом, на р. Ахурия, выше плотины Ленинанканской ГЭС.

Как указывалось, благодаря наличию скоплений шуги разной крупности и прозрачности воды, поток хорошо просматривался на всю глубину.

Картина движения представляется в следующем виде:

На прямолинейном участке реки можно наблюдать пологий парный винт с шагом в 10—15 глубин потока. Высота винта примерно равна глубине реки (рис. 1).

Скопление шуги выносится из центральной части сечения, проходит вдоль дна*, поднимается вновь кверху и накапливается в прибрежной части реки, давая характерную для движения шуги максимальную концентрацию в зоне с максимальной скоростью.

Таким образом прекрасно иллюстрируется схема движения циркуляционного потока, даваемая М. В. Потаповым [16,17, 18] (рис. 1), и подтверждается интересная схема турбулентного потока, даваемая Лейли [19] (рис. 2). Зоны максимальной турбулентности дают интенсивный выброс шуги, а в зоне максимальных скоростей происходит их концентрация.

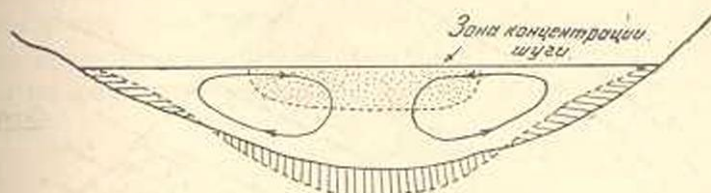
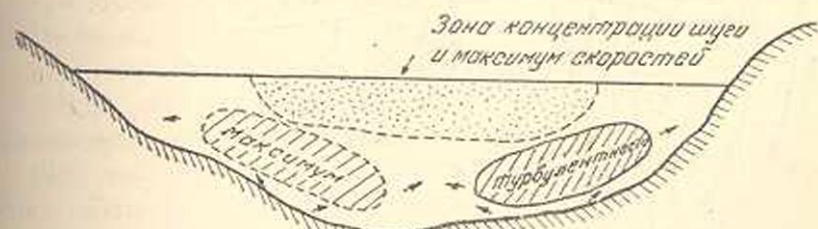
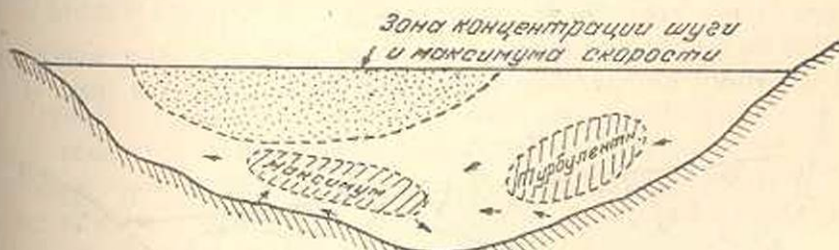


Рис. 1



а. прямолинейное русло



б. криволинейное русло

Рис. 2

* На этом этапе происходит зарождение «донного льда». Натолкнувшись на выступы дна частицы льда под действием гидродинамического давления примерзают вследствие режеляции и продолжают нарастать, пока подъемная сила накопившейся массы не превзойдет силы сцепления «донного льда» с дном реки, после чего происходит отрыв, и «донный лед» всплывает.

На повороте явление происходит следующим образом (рис. 3): винт, идущий вдоль внешней стороны закругления, развивается и захватывает почти все живое сечение; второй же—постепенно вырождается, а при крутом повороте вовсе теряется с тем, чтобы после поворота вновь развиться до нормальных размеров, соответствующих данному сечению. Шаг винта с 10–15 Н уменьшается до 4–7 Н на изгибе.

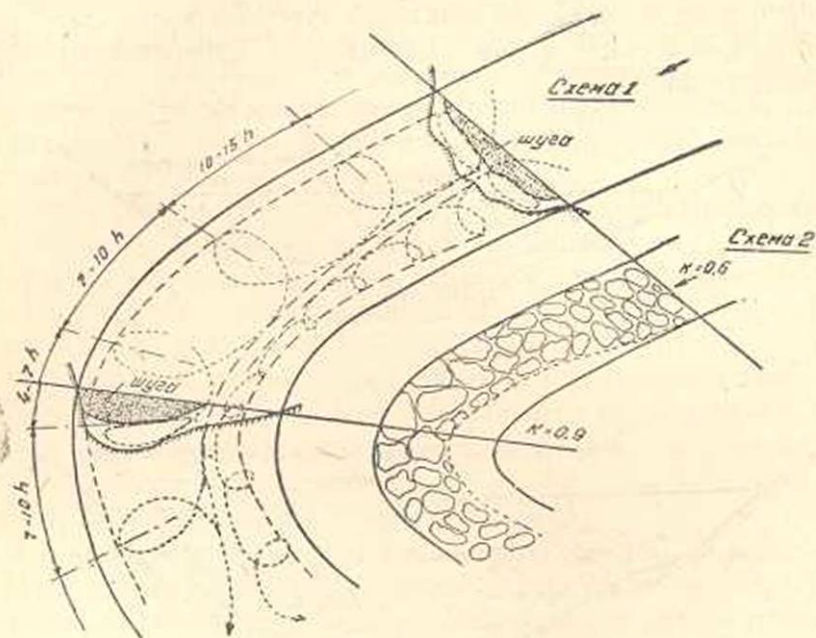


Рис. 3.

Вся шуга на повороте устремляется к внешней стороне кривой, образуя слой с неравномерной толщиной.

При больших скоплениях шуги слой движется, как монолитная масса, и потому направление винта несколько смещается (рис. 4).

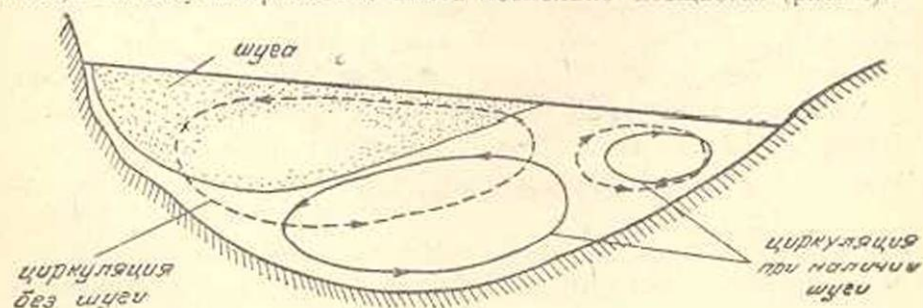


Рис. 4.

На прямых участках реки большой протяженности, с устойчивым, скалистым руслом, четкие контуры продольных циркуляционных те-

чений несколько скрадываются, уступая место местным циркуляциям ограниченной длины, перемежающимся по течению и по ширине реки. Благодаря этому, на таких больших участках наблюдается устойчивое движение шуговых пластов подобно тому, как показано на рис. 3.

Необходимо обратить внимание еще на одну особенность установившегося движения шуговых скоплений, имеющую значение для проектирования шугозащитных устройств.

Сравнительная монолитность и связность шуги определяется не только внутренними силами сцепления в слое между частицами, но и скоростным режимом пластов, движущихся, как и всякое плавающее в потоке тело, со скоростью большей, чем скорость потока. Величина превышения скорости пласта над скоростью потока определяется по формуле Коновалова [20] в следующем виде:

$$V_{ш} = V_{пов} + \frac{\sqrt{g i \gamma_m U}}{S \cdot k \gamma}$$

где: i — поверхностный уклон потока,

S — площадь миделевого сечения шугового пятна,

γ_m — объемный вес слоя шуги,

U — объем пласта,

k — коэффициент лобового сопротивления,

γ — удельный вес воды;

k принимается для тел неправильной формы в 0,5—0,6.

Величина превышения скорости движения тела над скоростью потока достигает 10—15%, что, вследствие возникновения между пластами пондеромоторных сил, приводит к сближению пластов и к устойчивому движению.

Развитие скорости $V_{ш}$ сверх скорости потока $V_{пов}$ происходит на некотором участке для преодоления сил инерции.

Силы, действующие внутри шугового слоя

После того как под действием циркуляционных течений, пульсаций скоростей и пондеромоторных сил произошло формирование шугового слоя, в нем проявляются внутренние силы между частицами, которые определяют поведение шуговых скоплений как однородных физических тел.

Каковы пределы условий, в которых внутренние силы сцепления шугового слоя сопротивляются внешним, разрушающим силам, будет установлено ниже.

Каждая частица в шуговом слое обвалакивается тончайшей пленкой воды. При движении по реке происходит постепенное уплотнение слоя, благодаря непрерывным колебательным движениям, испытываемым слоем под воздействием поверхностного волнения. Частицы различной формы и крупности, вибрируя, образуют плотную массу. На рис. 7 показаны различные стадии всплывания ледяных частиц и

уплотнения шугового слоя. Это уплотнение приводит к тому, что в установившемся состоянии шуговой слой движется с предельной концентрацией и между частицами шуги находится лишь молекулярная пленка воды, которая и определяет связность слоя силами поверхностного натяжения.

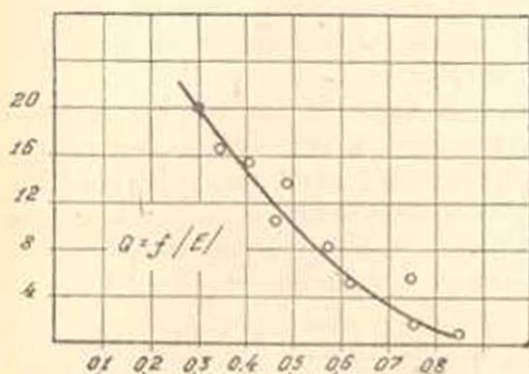


Рис. 5.

частиц под влиянием сил поверхностного натяжения.

Прежде всего необходимо установить предельную величину влагоемкости шугового слоя, которая, очевидно, будет отвечать, как и для условий грунта, полному заполнению пор шугового слоя водой. Для этого случая дается формула [21,22]

$$e = \frac{1}{\delta} \frac{1}{\Delta} \quad (7),$$

в которой

e — полная влагоемкость, в долях единицы объема,

δ — объемный вес слоя,

Δ — удельный вес частиц.

Поскольку, используя наши замеры концентрации шуги, можно установить значение e , то формулу (7) удобнее представить в ином виде:

$$\delta = \frac{1}{e + \frac{1}{\Delta}} \quad (8),$$

по которой определен объемный вес шуги.

Пористость шуги, движущейся или находящейся в зажоре, может быть определена по известной формуле

$$n = \left(-1 + \frac{\delta}{\Delta} \right) 100 \quad \text{в } \frac{\text{г}}{\text{г}} \quad (9)$$

Объемный вес уплотненного шугового слоя, движущегося в потоке со слабой турбулентностью, получен, по данным замеров на шуговой станции в ЛенГЭС, равным в среднем 0,6.

Плотность потока, насыщенного шугой, получается из суммирования масс обеих фаз в виде

$$\rho_c = \rho(1 - av); \quad a = 1 - \frac{\rho_{\text{л}}}{\rho} \quad (10),$$

где ρ — объемный вес воды,

$\rho_{\text{л}}$ — плотность льда, и

v — концентрация шуги.

Силы поверхностного натяжения определяются, как известно, образованием молекулярной пленки на границе раздела фаз (вода — воздух, вода — твердое тело) и равны 0,000075 кг/см для воды при 15°C. Взаимодействие жидкости с телом определяется смачиваемостью последнего, т. е. предельным углом растекания капли по поверхности тела. В случае льда угол смачиваемости равен 180°, т. е. имеет место полное растекание. С понижением температуры силы поверхностного натяжения увеличиваются с увеличением вязкости, и при 0° равны 79,5 дин/см для воды.

В общем виде выражение для сил поверхностного натяжения может быть записано

$$P = \frac{2\alpha}{r} \quad (11),$$

в котором:

α — коэффициент поверхностного натяжения,

r — радиус кривизны пленки.

В слое шуги поры заполнены водой и образуется, таким образом, двухфазная система: вода — шуга, силы сцепления в которой являются силами поверхностного натяжения.

Своеобразие распределения сил сцепления в грунтовой массе, насыщенной водой (случай аналогичный шуговому слою), хорошо учитывается формулой Покровского [24], который предполагает контакт между частицами, как контакт двух шаров

$$C_{\text{max}} = \frac{\pi\alpha}{4r} \left(\frac{1}{e} - 1 \right) \quad (12),$$

в которой:

C_{max} — максимальная сила сцепления,

α — сила поверхностного натяжения,

r — эффективный радиус частиц,

e — влагоемкость, по формуле (7) в долях единицы.

Подсчет по формуле (12) дает лишь порядок величин сил внутреннего трения, ввиду невыясненности истинного механизма взаимодействия между частицами в шуговом слое.

Силы сцепления сохраняют свое значение в описанном виде до тех пор, пока не происходит переохлаждение водяной пленки между частицами. При этом пленка занимает промежуточное положение

между жидкостью и льдом, в силу чего силы сцепления увеличиваются. Следует учесть, что, как показали специальные опыты, для кристаллизации тонких пленок требуется более низкая температура, и тем ниже, чем тоньше пленка.

При увеличении количества воды в порах шугового слоя расстояние между частицами увеличивается и приведенные зависимости теряют силу, т. к. капиллярные силы перестают действовать. В этом случае связность слоя определяется только динамическими условиями в потоке.

Под действием подъемной силы часть шугового слоя всплывает на высоту пропорциональную:

$$h = z \frac{\gamma_w - \gamma_{ш}}{\gamma_{ш}} \quad (13),$$

где z — толщина слоя шуги,

$\gamma_{ш}$ — объемный вес шугового слоя,

γ_w — удельный вес воды.

Соприкасаясь с холодным воздухом, верхний слой охлаждается и смерзается. Постепенно охлаждение распространяется в глубину погруженного слоя, вызывая его промерзание. Этим объясняется подмеченный неоднократно наблюдениями факт постепенного смерзания шуги с течением времени при ее движении по реке.

Количественная сторона явления пока не поддается сколько-нибудь точному определению, т. к. неизвестны условия распространения тепла в слое шуги.

Устойчивость движения шугового слоя

Движение шуговых слоев устойчиво на сравнительно ограниченном диапазоне гидравлических условий. При скоростях до 0,7—0,8 м/сек шуга движется у поверхности; с постепенным увеличением скорости отдельные частицы начинают заноситься в глубь потока, а при скоростях порядка 3 м/сек и выше все частицы более или менее равномерно распределяются по сечению [21].

Попытаемся охарактеризовать условия, которые способствуют отрыву элементов шугового слоя и их вовлечению в глубину.

Картина движения шуги в потоке и кинематика самого потока, описанные выше, дают основание считать, что в формировании шуговых скоплений на поверхности существенную роль играет винтовое, циркуляционное движение жидкости.

Циркуляционное течение, с продольной осью и циркуляцией жидкости в поперечном направлении, поднимаясь от дна направляется к поверхности и вновь опускается на дно. Два встречных винтовых движения создают комплекс руслообразующих процессов — размывы и намывы дна. В широком потоке могут иметь место несколько пар винтовых течений. Миловичем [25] доказано, что воздействие на поток может быть оказано только парой встречно вращающихся вин-

тов. Одиночный вихрь обладает только вращательным движением. Скорость циркуляции может быть получена из выражения

$$V = \sqrt{w^2 - u^2} \quad (14),$$

где w — полная скорость,
 u — продольная скорость.

В потоке размерами $a \times 2a$ полная скорость определяется в виде

$$w \approx 0,45 C \sqrt{4 \sin^2 \frac{\pi}{2a} y + \sin^2 \frac{\pi}{a} r} \quad (15),$$

причем C есть максимальная продольная скорость, которая может быть принята равной

$$C = \frac{U_{cp}}{0,4053}$$

U_{cp} — средняя скорость течения.

Рассматривая пару вихрей, Милович [26] приводит теорему Н. Е. Жуковского: количество движения, сообщаемое безграничной массе жидкости парой вращающихся в противоположные стороны параллельных, прямолинейных вихрей равного напряжения, равно плотности жидкости, умноженной на циркуляцию вихрей и расстояние между ними.

$$P = -\rho \Gamma l \quad (16)$$

Количество движения направлено нормально к прямой соединяющей вихри.

Это секундное количество движения, направленное вниз, и есть сила, которая приводит к отрыву частиц от слоя шуги. Оторванные частицы переносятся вниз по течению.

Циркуляция вихря равна

$$\Gamma = 2\pi r v \quad (17)$$

Подставляя в (16) из (14), (15) и (17), получим

$$P = -2,2 \pi \rho l u^2_{cp} \sqrt{1,21(4 \sin^2 \frac{\pi}{2a} y + \sin^2 \frac{\pi}{a} r)} \quad (18)$$

Для вихря, имеющего размеры $2r=h$, где h — глубина потока, и для случая максимальной интенсивности его при $a=b$ получим для P следующее выражение

$$P = 3,9 \pi h^2 \rho u^2_{cp} \quad (19)$$

Теперь можно перейти к оценке взаимодействия потока и шугового слоя. Очевидно, что шуговой слой будет устойчивым, если энергия расширения капиллярной пленки, связывающей между собой частицы, будет больше, чем энергия циркуляционного течения, определяемая работой силы P , вызванной циркуляцией пары вихрей. Из этого соотношения энергий легко можно получить предельную вели-

Примем начало координат на поверхности и ось h направленную вниз. Тогда на площадку размерами 1×1 будет действовать сила, равная

$$P = h (\gamma - \gamma_c) \quad a,$$

где γ — объемный вес воды, γ_c — по Ф-ле (9)

$$\gamma_c = \Delta(1 - \varepsilon),$$

где в свою очередь

Δ — удельный вес частиц,

ε — пористость.

Приращение толщины слоя на dh даст

$$p + dp = (h + dh)[\gamma - \Delta(1 - \varepsilon)]. \quad b,$$

Вычитая из в) а), получим

$$dp = dh[\gamma - \Delta(1 - \varepsilon)]. \quad c,$$

Можно допустить, как это делается в механике грунтов [21, 23], что

$$d\varepsilon = -a dp,$$

где a — коэффициент пропорциональности, аналогичный модулю упругости. Это предположение не подкреплено фактическими замерами, ввиду трудности их осуществления, но представляется достаточно вероятным, учитывая данные наблюдений, которые показывают, что шуговой слой до своего разрыва ведет себя как упругое тело. Поэтому в дальнейшем мы принимаем условно эту связь.

Величина a может быть определена из следующих соображений:

Коэффициент сжимаемости слоя шуги по аналогии с грунтовой массой может быть принят равным

$$a = \frac{\varepsilon_1 - \varepsilon_2}{p_2 - p_1}$$

для двух значений ε и p . По кривым распределения шуги значение a получено в среднем для ряда замеров равным $1 - 1,2 \text{ см}^2/\text{кг}$.

Для малых значений поверхностной концентрации a несколько снижается, доходя до $0,1 \text{ см}^2/\text{кг}$.

Тогда, не раскрывая значения коэффициента a , можно переписать в следующем виде

$$-\frac{a\varepsilon}{\gamma - \Delta + \Delta\varepsilon} = adh \quad \text{или}$$

$$-\frac{d\varepsilon}{\beta + \Delta\varepsilon} = adh \quad e,$$

где β — постоянная для данных плотностей воды и льда.

После интегрирования получим

$$-\frac{1}{\Delta} \ln(\beta + \Delta\varepsilon) = ah + c$$

Постоянная c определится из условия, что при $h=0$, т. е. на поверхности, $\varepsilon=\varepsilon_0$ (см. п. 2).

Тогда получим окончательно

$$\left(\frac{\beta + \Delta\varepsilon_0}{\beta + \Delta\varepsilon} \right)^{1/\Delta} = e^{ah} \quad . \quad . \quad . \quad (21)$$

или раскрывая

$$\varepsilon = \frac{1}{\Delta} \left[\frac{1}{e^{a\Delta h}} (\beta + \Delta\varepsilon_0) - \beta \right] \quad . \quad . \quad . \quad (22)$$

Сопоставление опытных кривых распределения шуги и расчетных дано на рис 7.

Замеры распределения шуги по сечению

В процессе работ на шуговой станции производились регулярные замеры распределения шуги по вертикали.

Скорости течения колебались от 1,2 до 1,8 м/сек в зависимости от расхода; замеры проводились в канале Ленинанканской ГЭС. Таким образом область измерения относилась к устойчивому движению шуговых пластов, характеризуемому формулой (22). Измерение концентрации шуги в точке производилось „точечным шугомером“ [25]—вертикальным, подвижным цилиндром диам. 18 см с двумя неподвижными доньями. Взятие пробы приурочивалось к прохождению пласта шуги. В каждой точке проба бралась до 3-х и более раз до получения трехкратного совпадения концентрации с точностью до 5%. При анализе движения шуги необходимо постоянно иметь в виду, что поток шуги не континуум а дискретен и, потому все выводы относятся к условной картине сплошного движения.

Полученные кривые распределения означают, что так распределена шуга в пласте, независимо от величины пустых-промежутков между пластами.

Для характеристики „пульсации“ плотности шуговых слоев приведен ряд замеров в поверхностном слое потока.

Нечетные номера измерения в таблице 4—пласт, четные—прогал между пластами.

Таблица 4

№ № измерен.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Концен- трация	0,68	0,05	0,67	0,07	0,66	0,01	0,68	0,08	0,70	0,04	0,66	0,00	0,68	0,03	0,65	0,04

Таким образом в прогалах встречаются лишь случайные частицы. Обращает на себя внимание постоянство концентрации пласта.

В таблице 5 приведены характерные данные по замерам распределения шуги и по физическим константам шугового слоя, в соответствии с изложенным в предыдущих параграфах.

Таблица 5.

Характеристика распределения шуги в потоке

	№ по порядку	Расход воды, м ³ /сек	Глубина, м	Средняя скорость, м/сек	Максимальная скорость, м/сек	Толщина слоя шуги, м	Средняя концентрация, %	Расход шуги	$\frac{a}{\text{кг}}$	Коэффициент
+	1	2,76	1,23	1,0	1,35	0,37	70	0,25	2	0,7
	2	2,70	1,23	1,0	1,35	0,30	60	0,17	3	0,5
	3	3,14	1,0	1,40	1,6	0,45	75	0,32	1	0,6
	4	3,55	1,12	1,50	1,70	0,35	50	0,09	6	0,25
+	5	3,82	1,15	1,50	1,70	0,30	40	0,17	10	0,45
	6	5,92	1,53	1,75	1,95	0,35	45	0,31	11	0,55
+	7	4,28	1,54	1,70	1,90	0,6	70	0,82	2	0,30
	8	5,90	1,53	1,75	1,95	0,20	80	0,05	1	0,20
+	9	3,30	0,95	1,60	1,70	0,55	45	0,57	11	0,70
	10	4,07	1,13	1,70	1,75	0,45	60	0,60	10	0,7
	11	3,30	1,02	1,50	1,60	0,45	30	0,21	20	0,40
	12	3,16	0,93	1,40	1,55	0,40	60	0,58	8	0,7
	13	3,35	1,10	1,52	1,63	0,50	70	0,72	2	0,8
	14	5,12	1,43	1,76	1,84	0,50	70	0,81	2	0,8
	15	5,00	1,40	1,72	1,81	0,3	60	0,24	3	0,4

+ отмечены случаи, нанесенные на рис. 6.

Наиболее типичные кривые распределения по вертикали и изолинии концентрации даны на рис. 6.

Подсчет параметра a проведен для точек на глубине $y=0,2h$ и $y=0,4h$, для всех кривых, и в таблице дан средний для всех вертикалей, при данном расходе и средней концентрации.

На рис. 6 нанесены также теоретические кривые распределения, подсчитанные по формуле (22), по фактическому значению a .

Коэффициент a , который представляет собой величину обратную модулю упругости, как и следовало ожидать, меняется в зависимости от концентрации, увеличиваясь с уменьшением ϵ (рис. 5).

Модуль упругости шугового слоя составляет для небольшой концентрации $E=1 \text{ кг/см}^2$, что дает примерную величину допуска-

емого напряжения порядка $\sigma = 0,001 \text{ кг/см}^2$.^{*} Для частиц крупностью от 1 до 2 мм, какие мы встречаем в потоке, сила поверхностного натяжения составит $0,00075 - 0,0015 \text{ кг/см}^2$. Это совпадение не случайно и показывает, что наша предпосылка о доминирующем влиянии сил поверхностного натяжения в слое шуги правильна.

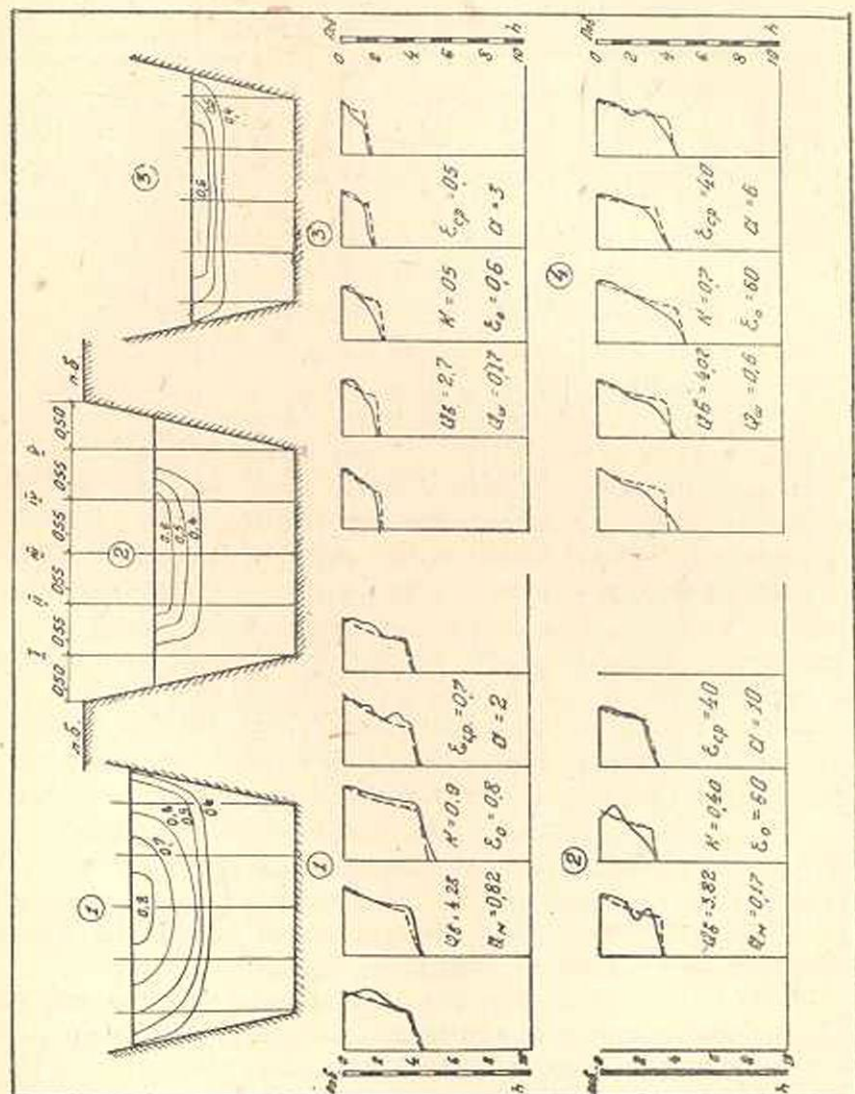


Рис. 6

Кривые распределения шуги по вертикали (рис. 6) дают близкое совпадение замеренных и теоретических, с очевидными отклонениями из-за некоторой неточности измерений. В частности отклонения наблюдаются в нижней части слоя из-за того, что при взятии пос-

^{*} Для получения соотношения между E и σ мы воспользовались данными, приведенными у Вейнберга [26] по физическим свойствам льда и снега.

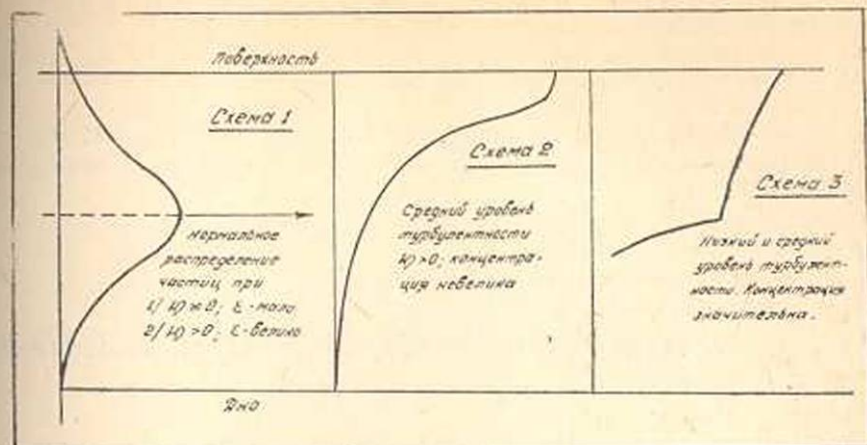


Рис. 7

ледней пробы толщина неизмеренного слоя составляет лишь часть габарита шугомера и потому, распространяя захваченное количество шуги на всю пробу, получается преуменьшенная концентрация. Поэтому на всех кривых показана точка фактической концентрации и отмечена граница шугового слоя по приведенной концентрации.

Водно-энергетический Институт
Академии Наук Армянской ССР.

Поступило 10 I 1949

ЛИТЕРАТУРА

1. С. Я. Вартазаров—Внутриводный лед в горных реках. Тр. Эн. Сектора АН Груз. ССР, т. 1, 1941 г.
2. С. Я. Вартазаров—Ледовый режим рек Армении. Изв. АН Армянской ССР (ест. науки), № 8, 1940.
3. С. Я. Вартазаров—Распределение внутриводного льда в потоке Тр. Эн. сект. АН Груз. ССР, т. 1, 1941.
4. O. Devik—Thermische u. dynamische Bedingungen der Eisbildung... Tekn. Tidsk. 1932.
5. Lüscher—Das Grundeis. Aarau, 1924.
6. П. И. Глинка—Исследование зимнего режима р. Чирчик (Архив Лен. ГИДЭП-а) 1938.
7. В. М. Макавеев, И. М. Конозлов—Гидравлика, 1940.
8. М. А. Великанов—Динамика русловых потоков, 1944.
9. A. Kalinske—Relation of the statistical theory of turbulence to hydraulics, Proc. Am. S. C. E. № 8, 1939.
10. V. Bjerkness—Vorlesungen über dynamische Fernkräfte, Leipzig, 1902.
11. Г. Ламб—Гидравлика, 1947.
12. В. В. Шулейкин—Физика моря, 1948.
13. T. R. Camp—Sedimentation and the design of settling basins. Pr. A. S. C. E. № 4, 1945.
14. Б. А. Фидман—Изв. АН СССР (серия геоф.), № 3, 1948.
15. М. А. Великанов—Движение наносов, 1948.

16. Лосиловский—Лабораторные исследования процессов образования перекатов 1934.
17. М. В. Потапов—Сборник ВНИИГ в М., 1934.
18. М. В. Потапов—Регулирование водных потоков методом искусственной донечной циркуляции, 1947.
19. J. Leighly—Turbulence and transportation of rock debris, Geogr. Review, 1932.
20. И. М. Копылов—Движение плавающих тел в потоке. Тр. Балт. конференции, 1933.
21. Цитович—Основы механики грунтов, 1936.
22. Попов—Механика грунтов, 1937.
23. K. Terzaghi—The theoretical soil mechanics, 1945.
24. Покровский—Силы сцепления в грунтах, 1933.
25. С. Я. Вартазаров—Методы количественного учета шуги. Мет. и Изд. № 9, 1939.
26. Б. Н. Вейнберг—Лед, 1948.

Ս. ՅԱՎԱՐԳԱԶԱՐՈՎ

ՀՈՍԱՆՔԻ ՄԵՋ ՆԵՐՋՐՅԱ ՍԱՌՈՒՅՑԻ ՇԱՐԺՈՒՄԸ

ԱՄՓՈՓՈՒՄ

Հսկվածում շարժվում են Ախաբյանի գետի վրա եղած սղինային կայանում հեղինակի կատարած մի քանի հետազոտությունների արդյունքները: Հետազոտության նպատակն էր հասանքի մեջ սղինի մասնիկների շարժումը բնորոշող հաշվային կախումների ստացումը:

Դիտարկվում են սահմանված է, որ սղինի շարժման մեջ կարելի է նշել երեք ստադիա՝ 1. զեն չձեռնարկված ստադիայի մանր բյուրեղների շարժում, որոնք հավասարաչափ տարածված են հոսանքի բնդայնական հատվածքում, 2. Փոքր խտության և օտարաբյուրեղյա թափված մակարդակի գեղարմ խոշոր մասնիկների շարժում և 3. մասնիկների զգալի հիդրավլիկական խոշորության գեղարմ սղինի շարժում՝ հոսանքի մակերևույթի վրայով: Վերջին գեղարմ համար հեղինակը գուրս է բերել բանաձև (22), որը տալիս է սղինի տարածման բնային բառ բարձրության:

Սահմանված է, որ սղինային շերտերի շարժման կայունությանը որոշվում է սղինի մասնիկների փոխադրվելու ռեկորդ և սղինի շերտի վրա հոսանքի ազդեցությամբ սղինային շերտի կապակցությանն ապահովող ուժեր են հանդիսանում մաղակաշունչի ռեկորդ: Սղինային շերտի և ջրով հագեցած գրունտի միջև անալոգիա անցկացնելով գուրս է բերվում հարակցական ուժերի համար բանաձև:

Սղինային շերտը քայքայվում է հոսանքի բնդայնական շրջանառության ազդեցության տակ: Զույգ պոտենցիալը իրար գեղ հանդիման պարզվելիս սահեղում է մի ուժ, որը քայքայում է սղինի շերտը:

Սղինային շերտում հարակցական ուժերի և սղինային ուժերի հանդիման հարաբերությունները նշելով գուրս է բերվում շերտի կայուն շարժման սահմանային արագության համար բանաձև (25):

Հսկվածում բերվում է սղինային կայանում կատարված հսկված սղինի տարածման չափումների տվյալները և հեղինակի բանաձևեր սղինի հիդրավլիկական խոշորության կախումը տրամադրելու: