

ВЗРЫВНЫЕ ВОЛНЫ В СНЕГУ

*Г. М. Ляхов, В. И. Саллицкая, А. М. Аверченко,
С. Д. Захаров, Л. Г. Бахрушина*

(Москва)

Толщина снежного покрова на территории СССР достигает 1—2 м, а в горах, в месте схода лавин, — десятков метров. Наличие снежного покрова влияет на действие взрыва в подстилающем грунте при взрыве в воздухе, снегу и в самом грунте. Определение динамических свойств снега необходимо также для расчета нагрузок, создаваемых лавинами на сооружения и противолавинные устройства.

Ниже приводятся результаты экспериментальных исследований сферических взрывных волн в снегу естественного сложения и искусственно уплотненном. Показано, что закономерности распространения волн в снегу, грунтах и в других многокомпонентных средах имеют общий характер, соответствующий нелинейным вязкопластическим средам. Это позволяет применять при решении волновых задач единую модель нелинейной вязкопластической многокомпонентной среды [1].

По экспериментальным данным определены приближенные значения некоторых вязкопластических характеристик снега.

Характеристики среды и условия проведения опытов. Снег представляет собой совокупность твердых частиц разного размера и формы, между которыми существуют прочностные связи. В промежутках между твердыми частицами остается свободное поровое пространство, заполненное воздухом, а при температуре, близкой к нулю, — и водой. Плотность снега, его прочностные свойства и форма газовых включений в естественных условиях существенно меняются со временем, происходит перекристаллизация, определяемая колебаниями температуры, солнечной радиацией и ветром. Свойства снега меняются также при искусственном уплотнении.

Опыты проводились в Подмоскowie в феврале — марте. Использовался снег с толщиной слоя 0,7—0,8 м трех видов:

- 1) уплотненный трамбованием, плотностью $\rho_0 = 430 \div 470 \text{ кг/м}^3$, через 2—3 недели после уплотнения. Температура снега $T = -5 \div -7^\circ\text{C}$;
- 2) уплотненный при смещении бульдозером, $\rho_0 = 260 \div 320 \text{ кг/м}^3$, $T = -7 \div -9^\circ\text{C}$, через 3—4 недели после подготовки снега;
- 3) естественного сложения, испытавший действие ветра, колебаний температуры и солнечной радиации. Здесь наблюдалось слоистое строение, $\rho_0 = 240 \div 370 \text{ кг/м}^3$, $T = -5 \div -7^\circ\text{C}$.

Масса заряда ВВ во всех опытах составляла 0,02 кг. Применялось ВВ с $\rho \sim 1500 \text{ кг/м}^3$ с детонационными характеристиками, близкими тротилу. Заглубление заряда $h = 0,35 \div 0,45 \text{ м}$, что обеспечивало создание кумуфлета. В отдельных опытах при $h = 0,35 \text{ м}$ возникали провалы в воронки. Напряжения измерялись дисковыми датчиками с записью сигнала без усиления на электронных осциллографах и одновременно традиционным методом — мембранными датчиками с записью сигнала после усиления тензостанцией на шлейфовых осциллографах.

Воспринимающий элемент дискового датчика — дюралевый диск, на боковой поверхности которого установлены полупроводниковые тензорезисторы высокой чувствительности. Измерительный диск окружен дюралевым кольцом той же толщины для исключения поперечной чувствительности датчика. Диаметр датчика 0,05 м, толщина 0,005 м, масса $\sim 0,025 \text{ кг}$, частота собственных колебаний 500 кГц. Описание датчика и его применения к измерению напряжений в грунтах дано в [1, 2]. Частота мембранных датчиков 4000, шлейфов — 1200 Гц. Сопоставлением показаний дисковых и мембранных датчиков предполагалось определить интервал напряжений и длин волн, при котором допустимо при-

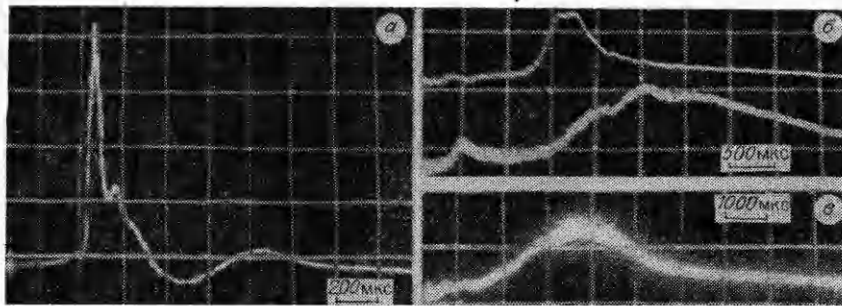


Рис. 1. Запись напряжений дисковыми датчиками в утрамбованном снегу па электронном осциллографе при $r = 0,15$ (а), $0,20$ (б) и $0,25$ м (в).

менение низкочастотного метода измерений, в случае зарядов ВВ малой массы.

Датчики специальным приспособлением крепились на одной глубине с зарядом ВВ на расстояниях от заряда $r = 0,15; 0,20; 0,25; 0,30$ и $0,35$ м. Одновременно измерялись радиальный σ_r и тангенциальный σ_θ компоненты напряжения.

Результаты опытов и их обсуждение. Введем безразмерное расстояние $R = r/r_0$, где r — размерное расстояние от центра взрыва; r_0 — радиус заряда ВВ. На рис. 1, а — в представлены образцы записи напряжений $\sigma_r(t)$ дисковыми датчиками. Максимальные напряжения $\sigma_r \cdot 10^{-5} = 37; 14; 4$ и $0,6$ Н/м² соответственно. На рис. 2 приведена запись напряжения $\sigma_r(t)$ в том же снегу, выполненная мембранными датчиками.

Из опытов следует, что в снегу вблизи от места взрыва на исследованных расстояниях волна близка к ударной. При распространении она размывается, превращаясь из ударной в непрерывную волну сжатия. Время нарастания напряжения и общая длительность волны повышаются. Впереди прослеживается незначительный всплеск напряжения, за которым следует участок его медленного увеличения. Затем происходит основное (быстрое) нарастание напряжения до максимума и его уменьшение. На расстояниях $r = 0,15; 0,20; 0,25$ и $0,35$ м длительность периода быстрого нарастания составляет примерно 25, 500, 1000 и 2000 мкс, а общая длительность волны — 1,1; 3,0; 5,0 и 6,0 мс. Эти временные характеристики соответствуют показаниям дисковых датчиков.

Мембранные датчики в сочетании с шлейфными осциллографами, вследствие низкой частоты системы, занижают максимальное напряже-

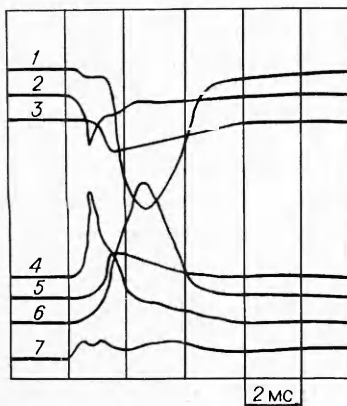


Рис. 2. Запись напряжений мембранными датчиками на шлейфном осциллографе.

r , м: 1, 5 — 0,25, 2, 4 — 0,15, 3, 6 — 0,2; 7 — момент взрыва; $\sigma_r \cdot 10^{-5}$, Н/м²: 1 — 4,8, 2 — 5,1, 3 — 3,3, 4 — 12, 5 — 2,4, 6 — 7.

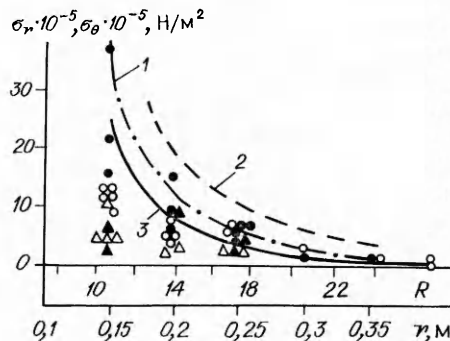


Рис. 3. Зависимость максимальных радиальных напряжений от расстояния в рыхлом (1) и плотном песке (2), в первой среде (3).

●, ○ — измерения дисковыми и мембранными датчиками; ▲, △ — значения σ_θ при измерениях дисковыми и мембранными датчиками.

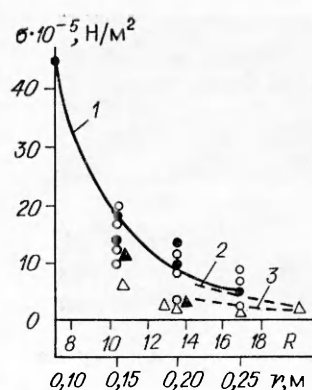


Рис. 4. Зависимость максимальных радиальных напряжений от расстояния во второй среде (1) и в лавинном снегу (2) и тангенциальных напряжений в лавинном снегу (3).

●, ○ — запись дисковыми и мембранными датчиками; △ — тангенциальные напряжения.

ние на близких расстояниях на 30—50%. Наблюдается также запаздывание в достижении максимума напряжения. С удалением от заряда эти отклонения уменьшаются.

Рис. 3, 3 приведена зависимость максимальных значений напряжения σ_r от расстояния в утрамбованном снегу, построенная по записям дисковыми датчиками.

Линия 1 на рис. 3 (без экспериментальных точек) соответствует зависимости σ_r от безразмерного расстояния R в рыхлом песчаном грунте нарушенной структуры с $\rho_0 = 1500 \text{ кг/м}^3$ и влажностью $w = 0,04$, масса заряда ВВ $Q = 0,8 \text{ кг}$. Линия 2 определяет зависимость $\sigma_r(R)$ в более плотном песчаном грунте естественного сложения при $\rho_0 = 1700 \text{ кг/м}^3$, $w = 0,09$, $Q = 1,6 \text{ кг}$. В обоих грунтах взрывы камуфлетные, применялись заряды тротила. Измерения проводились мембранными датчиками с записью на шлейфных осциллографах. Линии 1, 2 заимствованы из работы [3]. Сопоставление показывает, что в плотном снегу угасание взрывных волн происходит интенсивнее, чем в рыхлом песчаном грунте. Коэффициент бокового давления в рассматриваемом интервале напряжений в снегу $k_0 = \sigma_0/\sigma_r \approx 0,4$. Такое же значение он имеет в рыхлом песчаном грунте.

Рис. 4, 1 показывает зависимость максимальных радиальных напряжений от расстояния во второй среде. Кривые 2 и 3 без экспериментальных точек соответствуют зависимостям $\sigma_r(R)$ и $\sigma_0(R)$, полученным в массиве снега, образованном при сходе лавин в районе Терскола. Толщина снега около 10 м, плотность 400—480 кг/м^3 . Опыты проводились в весеннее время, при температуре снега около нуля. Взрывы камуфлетные. Применялись заряды аммонита 6ЖВ массой 0,4 и 4 кг. Измерения проводились мембранными датчиками с записью шлейфными осциллографами.

Общий характер взрывных волн, процесс их размывания с расстоянием в снегу Подмосковья и в лавинном снегу Кавказа аналогичны. Близость значений напряжения в лавинном снегу при $Q = 0,4$ и 4 кг па одинаковых R свидетельствует о приближенном подобии. Максимальные напряжения в лавинном снегу немного ниже снега Подмосковья, что связано, по-видимому, с более высокой температурой. Величины σ_r в снегу естественного сложения (третья среда) на рассмотренных расстояниях оказались на 10—15% меньшими, чем во второй среде.

Зависимость максимального радиального напряжения от массы заряда и расстояния от центра взрыва при камуфлетных взрывах сферических зарядов в снегу, как и в грунтах, приближенно можно представить в виде, удовлетворяющем принципу подобия [3]:

$$\sigma_r = k \left(\frac{\sqrt[3]{Q}}{r} \right)^m.$$

Экспериментальные значения k и m приведены в табл. 1. Интенсивность угасания напряжения растет с увеличением m и уменьшением k . На рис. 5 представлены траектории движения различных состояний в волне в первой среде.

В вязкопластических средах при снижении напряжения уменьшается различие между диаграммами сжатия и разгрузки. С удалением от места взрыва скорость предвестника приближается к скорости ультра-

Таблица 1

Среда	ρ_0 , кг/м ³	T , °C	$\frac{h \cdot 10^{-5}}{(\text{кг})^{-m/3} \cdot \text{м}^{m-2} \cdot \text{Н}}$	m
Снег	утрамбованный	—7	2,6	3,6
	естественного сложения	—7	2,2	3,6
	лавинный	0	2,3	3,8
Песок [3]	плотный	—	7,5	3,0
	рыхлый	—	3,5	3,3

звуковых волн $c_D = \sqrt{E_D/\rho_0}$, где E_D — модуль динамического продольного сжатия при $\sigma \rightarrow 0$ и $\dot{\sigma} \rightarrow 0$. Под ультразвуковыми понимаются волны такой частоты f , когда дальнейшее ее увеличение не приводит к возрастанию скорости распространения (практически при $f \geq 100 \div 200$ кГц).

Скорость распространения максимума напряжения в волне при удалении от взрыва уменьшается и стремится к $c_S = \sqrt{E_S/\rho_0}$, где E_S — модуль статического продольного сжатия среды при $\sigma \rightarrow 0$ и $\dot{\sigma} \rightarrow 0$.

Сопоставим значения скорости фиксируемого на осциллограммах первого всплеска напряжения с экспериментальными значениями c_D . В табл. 2 приведены значения скорости продольной ультразвуковой волны c_D и модуля E_D в образцах снега Антарктиды [4] при $T = -4^\circ\text{C}$ и $f = 550 \div 700$ кГц, а также снега Арктики [5] при $T = -7 \div 13^\circ\text{C}$ и $f = 125 \div 450$ кГц. В Арктике скорость оказалась зависимой от направления прозвучивания. В одних случаях c_D больше в вертикальном, в других — в горизонтальном направлениях. В табл. 2 даны средние значения скорости.

Величина E_S определялась по диаграммам статического сжатия в условиях одноосного деформированного состояния образцов снега Кавказа при $T \sim 0$ [6].

В табл. 2 даны также значения предельной (при $\sigma \rightarrow 0$) скорости первого всплеска напряжения в снегу Подмосковья и соответствующие модули сжатия $E = c^2 \rho_0$, а также предельной (при $\sigma \rightarrow 0$) скорости распространения максимума напряжения волны и соответствующие модули $E_S = c_S^2 \rho_0$. Там же приведены величины c_S и E_S , полученные в опытах в лавинном снегу при $T \sim 0$.

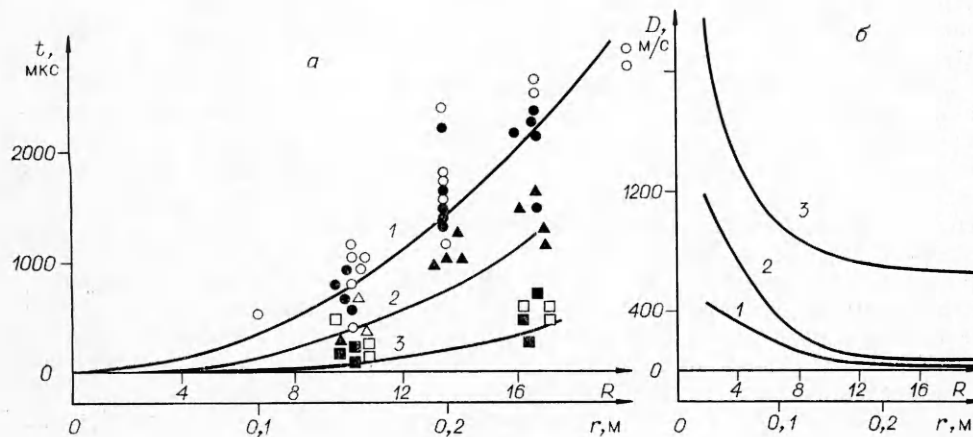


Рис. 5. Траектории движения в первой среде первого всплеска напряжения (3) (а) и скорость распространения (б) начала основного нарастания напряжения (2) и максимума напряжения (1) (темные точки относятся к измерениям дисковыми датчиками, светлые — мембранными).

Таблица 2

Место определения, характеристики снега	ρ_0 , кг/м ³	c_D , м/с	c_S , м/с	$E_D \cdot 10^{-5}$, Н/м ²	$E_S \cdot 10^{-5}$, Н/м ²	k_Θ	
Антарктида	380	900	—	$3,15 \cdot 10^3$	—	0,56	
	300	630	—	$1,2 \cdot 10^3$	—	0,43	
	200	400	—	$3,2 \cdot 10^2$	—	0,25	
	175	290	—	$1,5 \cdot 10^2$	—	0,25	
Арктика:	Уплотненный	527	1750	$1,6 \cdot 10^4$	—	0,47	
		495	1450	$1,0 \cdot 10^4$	—		
	Естественное сложение	370	860	—	$2,7 \cdot 10^3$	—	0,24
		360	955	—	$3,3 \cdot 10^3$	—	
	Свежевыпавший	242	400	—	$4,1 \cdot 10^2$	—	—
	Подмосковье; среда	1	430—470	680	55	$2,1 \cdot 10^3$	14
2		260—320	520	45	10^3	5,8	0,4
3		240—370	580	50	10^3	8	0,4
Терскол Лавинный снег	450—480	—	50	—	12,8	0,5	
Кавказ	398	—	—	—	16	—	
	280	—	—	—	7,8	—	
	250	—	—	—	3,0	—	
	185	—	—	—	2,1	—	

Коэффициенты k_Θ в снегах Антарктиды и Арктики вычислены по экспериментальным значениям коэффициента Пуассона ν

$$k_\Theta = \nu / (1 - \nu).$$

Между величинами c_D и c_S разных районов наблюдается различие, связанное с температурами, плотностями и прочностными свойствами снега, определяемых его генезисом. Сопоставление средних значений при одинаковых ρ_0 и T показывает, однако, что скорость первого всплеска, найденная по осциллограммам взрыва, несколько меньше скорости ультразвуковых волн. Действительно, как следует из решений волновых задач [1], величина скачка напряжения на фронте предвестника в вязких средах стремится к нулю, когда его скорость приближается к c_D . Предельную скорость предвестника при $\sigma \rightarrow 0$ и значение $E_D = c_D^2 \rho_0$ поэтому можно лишь приближенно оценить по осциллограммам взрыва. Приближенны и значения E_S .

Потери энергии и интенсивность угасания волн в вязкопластических средах зависят от ряда факторов, в том числе от величины отклонения предельной динамической от предельной статической диаграммы сжатия [1]. С возрастанием этого отклонения увеличиваются площадь петли гистерезиса (в плоскости σ , ϵ), соответствующая нагрузке и разгрузке среды, и потери энергии при распространении волны.

Отклонение диаграмм зависит от параметра $\gamma = E_D/E_S$, а также от ряда других характеристик среды. С ростом γ отклонение диаграмм и, следовательно, потери энергии растут. В снегу Подмосковья $\gamma = 100 \div 160$, это выше, чем в грунтах, что, по-видимому, и объясняет более интенсивное угасание волн. С увеличением плотности и понижением температуры снега величина γ существенно уменьшается. Так, льду с $\rho_0 = 900$ кг/м³ при $T = -7^\circ\text{C}$ соответствует $c_D = 3840$ м/с, а $\gamma \approx 1,1$ [7]. Потери энергии при распространении волн с ростом плотности среды поэтому существенно уменьшаются.

Опыты показывают, что радиус камуфлетной полости (газовой камеры) r_k после окончания расширения в снегу Подмосковья составляет

$\sim 0,25$ м, $r_w/r_0 = 17$. В лавинном снегу Терскола $r_w/r_0 = 13$. Радиус камуфлетной полости больше, чем в грунтах.

В вязкопластических средах наблюдается дисперсия волн. Опыты [8] показывают, что в снегу скорость продольных волн c , текущие модули сжатия $E = c^2 \rho_0$ (отношение максимального напряжения к соответствующей деформации), а также интенсивность угасания растут с увеличением частоты. В снегу с $\rho_0 = 480$ кг/м³, $T = -4$ °С и $f = 0,9$ и 6 кГц значения $E = 12,8 \cdot 10^8$ и $18 \cdot 10^8$ Н/м² соответственно. Интенсивность угасания волн при таком увеличении частоты возрастает более чем в 2 раза.

Дисковые датчики применяются для измерений в грунтах. Оценку точности воспроизводимого сигнала в снегу проведем приближенным методом [9]. Он основан на решении задачи о взаимодействии плоской волны в линейно-упругой среде с жестким цилиндрическим элементом. Дифракция волны и трение среды о боковую поверхность датчика не учитываются. При $t = 0$ к основанию цилиндра по нормали подходит ударная волна:

$$p_1(t) = p_m(1 - t/\Theta),$$

где $p = -\sigma_r$; Θ — длительность волны. Обозначим: c_0 — скорость волны, ρ_0 — плотность среды; $A = c_0 \rho_0$. Нагрузка на основание, обращенное к падающей волне, $p_2(t) = 2p_m(1 - t/\Theta) - Au$ (u — скорость цилиндра (датчика)). Нагрузка на второе основание $p_3(t) = Au$.

Уравнение движения датчика

$$m\dot{u} = p_2(t) - p_3(t)$$

или

$$\dot{u} + Cu + Bt + D = 0,$$

$B = 2p_m/m\Theta$; $C = 2A/m$; $D = -2p_m/m$; m — масса датчика на единицу площади основания.

При начальном условии $u(0) = 0$ скорость датчика

$$u(t) = D/C - B(Ct - 1)/C^2 + Me^{-Ct},$$

$$u = (-B + D)/C^2.$$

Максимум скорости достигается при $t = t^*$ (рис. 6):

$$\dot{u}(t^*) = 0, \quad t^* = \frac{\lg(B - DC) - \lg B}{C \lg e}.$$

При $t < t^*$ $p_2(t) > p_3(t)$, при $t > t^*$ $p_2(t) < p_3(t)$. Тензорезисторы установлены на боковой поверхности дискового датчика и реагируют на деформацию, вызываемую сжимающей нагрузкой, т. е. $p_3(t)$ при $t \leq t^*$ и $p_2(t)$ при $t \geq t^*$. Максимальное напряжение, фиксируемое датчиком, $p = p_1(t^*) = 15,8 \cdot 10^5$ Н/м², $t^* = 4,2 \times 10^{-5}$ с, $p_1(t^*) < p_m$.

Дисковый датчик занижает максимальное напряжение и запаздывает со временем его достижения. Занижение составляет около 20%, запаздывание $\sim 0,2\Theta$. С удалением от места взрыва и по мере размывания волны ошибки уменьшаются.

В мембранном датчике тензосопротивление реагирует на деформацию мембраны, определяемую $p_2(t)$. Датчик может завышать напряжение. Расчеты показывают, однако, что

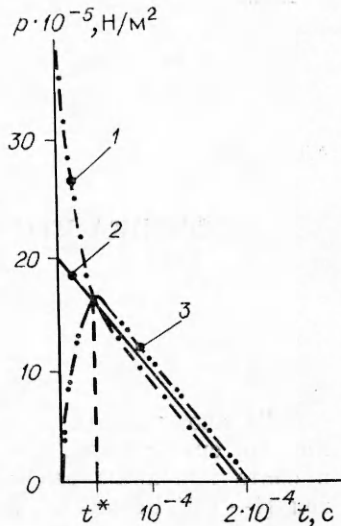


Рис. 6. Изменение напряжения (2) в падающей волне, на переднем (1) и на заднем (3) основании датчика; $p_m = 20 \cdot 10^5$ Н/м², $\Theta = 2 \cdot 10^{-4}$ с, $m = 10$ кг/м², $c_0 = 650$ м/с, $\rho_0 = 470$ кг/м³.

в сочетании с шлейфами малой частоты мембранные датчики занижают максимальное напряжение в снегу в большей мере, чем дисковые.

При учете естественного разброса свойств среды, напряжения, записываемые дисковыми датчиками в снегу в сочетании с электронными осциллографами, можно принять близкими к истинным. Отклонение волны от ударной, наблюдаемое на близких расстояниях от места взрыва (см. рис. 1, а), по-видимому, связано с запаздыванием в записи напряжения, в действительности волна ударная.

Таким образом, опыты показывают, что в снегу взрывные волны при распространении размываются, превращаясь из ударных в непрерывные волны сжатия. Скорость волн (максимума напряжения) уменьшается с падением напряжения. Нормальные и тангенциальные напряжения различны. При снятии нагрузки (за исключением области малых напряжений) сохраняются остаточные деформации. Скорость слабых продольных волн и интенсивность их угасания существенно зависят от частоты колебаний. С ростом частоты скорость и интенсивность угасания увеличиваются. Диаграммы предельного динамического и статического сжатия существенно различны. Подобными свойствами обладают нелинейные вязкопластические среды. В соответствии с этим для описания волновых процессов в снегу и грунтах может применяться единая модель вязкопластической многокомпонентной среды, предложенная ранее [1, 7]. Постоянные модели зависят от плотности, температуры и прочностных свойств снега. Отклонение предельных динамических диаграмм ($\sigma \rightarrow \infty$) от предельных статических диаграмм сжатия ($\sigma \rightarrow 0$) у снега больше, чем у грунтов, что приводит к более интенсивному угасанию волн.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ляхов Г. М. Волны в грунтах и пористых многокомпонентных средах.— М.: Наука, 1982.
2. Ляхов Г. М., Салицкая В. И. ФГВ, 1983, 19, 1.
3. Ляхов Г. М. Основы динамики взрывных волн в грунтах и горных породах.— М.: Недра, 1974.
4. Чернигов В. А. // Вторая континентальная экспедиция 1956—1958 гг.: Гляциологические исследования.— Л., 1960.
5. Богородский В. В., Добротин Д. Д. Акустический журнал, 1963, IX, 1.
6. Долов М. А., Халкечев В. А. // Тр. Высокоскоростного геофизического ин-та. Физика снега и снежные лавины.— Л.: Гидрометеониздат, 1970.— Вып. 16.
7. Ляхов Г. М. // Задачи механики в гляциологии и геокриологии.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984.
8. Chae J. Phys. snow and ice, 1967, 1, 2.
9. Ляхов Г. М. Основы динамики взрыва в грунтах и жидких средах.— М.: Недра, 1964.

Поступила в редакцию 14/XII 1987,
после доработки — 18/III 1988

УДК 939.63

ФИЗИКА ПРОНИКАНИЯ КУМУЛЯТИВНОЙ СТРУИ В ПОРИСТЫЕ СРЕДЫ

А. С. Баланкин
(Москва)

Задача расчета глубины проникания кумулятивных струй в различные среды имеет как прикладное, так и фундаментальное значение в свете проблемы высокоскоростного ударного взаимодействия твердых тел [1—10]. Реальная кумулятивная струя представляет собой поток несвязанных элементов — удлиненных бойков (материал которых нахо-