

УДК 550.34

ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССА СХОДА ЛЕДНИКА КОЛКА 20 СЕНТЯБРЯ 2002 Г. И ЕГО МАКРОСЕЙСМИЧЕСКОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ ПО ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ СОВРЕМЕННЫХ РЕГИСТРАЦИОННЫХ СИСТЕМ

© 2012 Заалишвили В. Б., д.ф.-м.н., проф., Мельков Д. А., к.т.н.

Центр геофизических исследований ВНЦ РАН и РСО-А, Россия, 362002,
г.Владикавказ, ул. Маркова, 93а, e-mail: cgi_ras@mail.ru

Исследован процесс схода ледника Колка 20 сентября 2002 г. на основе инструментальных данных: сейсмических записей, данных оперативной схемы Геналдонского ущелья, результатов макросейсмического обследования. Выполнена оценка скоростей ледово-каменного потока на различных этапах движения, протяженности потока и интенсивности воздействия на склон в районе Кармадонских ворот.

Ключевые слова: ледник, сход, интенсивность, скорость потока

Анализ имеющихся инструментальных данных показывает соответствие основных этапов, полученных на разных пунктах локальной сети сейсмологических наблюдений РСО-А [Заалишвили и др., 2004], аналоговых записей сети сейсмологических наблюдений Грузии [Заалишвили и др., 2005] и цифровых записей станций ГС РАН [Заалишвили, Харегов, 2008]. Особый интерес представляет собой детальный анализ сейсмической записи станции Фиагдон. Это обуславливается близостью ее к району схода (16 км) и, кроме того, расстояние от трассы движения ледово-каменной массы до данной станции остается практически постоянным, что позволяет непосредственно по записям надежно оценивать амплитуды и спектральный состав колебаний грунта, возбуждаемых при движении ледника.

Скорости и ускорения движения ледово-каменного потока

Для анализа рассматриваемого движения использовались данные оперативной схемы Кармадонской котловины и верховьев Геналдонского ущелья на 21.09.02 г. [Долгов, Дробышев, 2002], а также космические снимки до и после схода ледника (ASTER, 03.10.02 и 27.09.02). На схеме нами были выделены особые точки, связанные с изменением условий транзита ледника и зоны поражения (направление движения, угол наклона и т.д.). При этом на записях выделялись собственно воздействия ледово-каменной массы о борта ущелья и рассчитывались расстояния, проходимые ледником между указанными точками (рис. 1). Выделение основных этапов движения ледово-каменной массы по сейсмическим записям, на наш взгляд, наиболее целесообразно проводить по графикам энерговыделения, впервые использованными ранее [Заалишвили и др., 2004], и представляющим собой зависимость квадрата скорости колебаний грунтов в точке наблюдения от времени. Предварительно при построении графических материалов записи подвергались стандартному процессу сглаживания в определенном интервале с целью выделения наиболее важных этапов процесса (рис. 2).

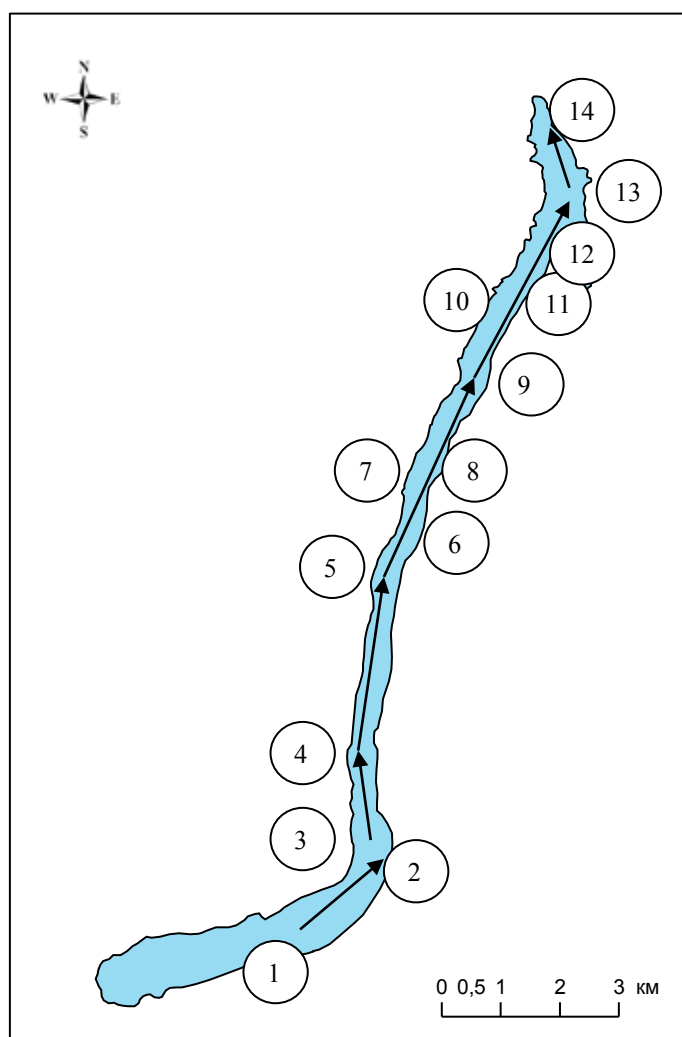


Рис.1. Трасса движения ледово-каменной массы

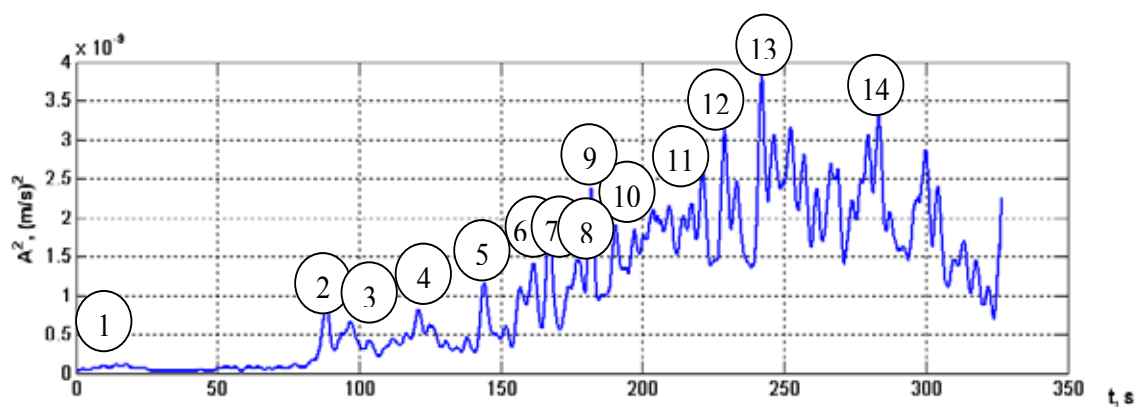


Рис. 2. График выделенной энергии по данным ст. Фиагдон. Основные точки транзита ледника Колка 20.09.02 г.

Будем считать движение на каждом участке равноускоренным. Тогда средние скорости движения между точками i и j :

$$v_{ij} = \frac{S_{ij}}{t_{ij}} = v_i + \frac{a_{ij}t_{ij}}{2} \quad (1)$$

где S_{ij} – пройденный путь, v_i – начальная скорость, a_{ij} – ускорение на участке, t_{ij} – время прохождения участка, v_i – начальная скорость на участке представляющая собой конечную (мгновенную) скорость на конце предыдущего участка, определяемую следующим образом:

$$v_j = v_i + a_{ij}t_{ij} = 2v_{ij} - v_i \quad (2)$$

Индексы i и j соответствуют началу и концу участка, двойной индекс указывает на то, что значение соответствует всему участку.

Ускорение на участке между точками i и j составит:

$$a_{ij} = \frac{2(v_{cp} - v_i)}{t_{ij}} \quad (3)$$

Результаты расчетов скоростей движения на основных участках представлены в табл. 1.

Таблица 1

Время прохождения участков и соответствующие скорости

Время прохождения участка t , с	Расстояние S , м	Средняя скорость на участке V_{cp} , м/с	Мгновенная скорость на конце участка v , м/с	Ускорение a , м/с ²	Номер точки	Интерпретация
72,00	2060	28,61	57,2	0,79	2	Поворот в районе Майли
55,71	4540	81,49	105,8	0,87	5	Изменение направления движения
97,95	7600	77,59	49,4	-0,58	13	Удар о горные породы (главный удар)
37,74	1400	37,10	24,8	-0,65	14	Удар о Кармадонские Ворота

Рассмотрим особенности динамики центра масс тела движущегося по траектории, соответствующей зоне транзита ледника Колка. На центр масс будут действовать следующие силы: проекция силы тяжести на касательную к траектории движения, центростремительная сила и сила Кориолиса. Соответственно полное ускорение составит:

$$\vec{a} = \vec{a}_m + \vec{a}_y + \vec{a}_k \quad (4)$$

Форму траектории в горизонтальной плоскости можно представить в виде дуги окружности (рис. 3) радиусом 15,6 км (определенным по пересечению перпендикуляров, проведенных из середин хорд).

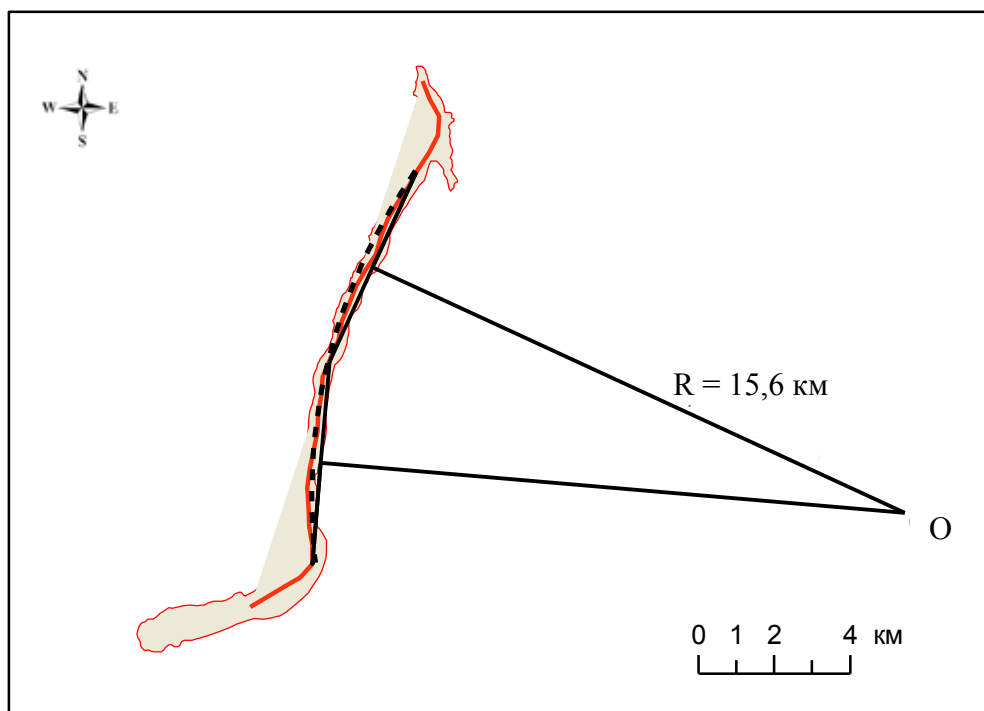


Рис. 3. Зона транзита ледника Колка 20.09.02 по данным оперативной схемы и космоснимка и определение радиуса кривизны траектории в горизонтальной плоскости R

Центростремительное ускорение направлено к центру кривизны траектории (которую будем считать постоянной и равной R) и численно равно:

$$a_u = \frac{v^2}{R} \quad (5)$$

где R – радиус кривизны траектории; v – скорость.

Оценим максимальную величину центростремительного ускорения для скорости $v=100$ м/с, тогда получим, что $a_u = 0,64$ м/с².

Горизонтальную составляющую Кориолисова ускорения оценим по формуле [Menke and Abbott, 1990]:

$$a_k = 2\omega \sin \varphi v \quad (6)$$

где v – скорость, ω – круговая частота вращения, φ – широта точки на поверхности сферы (в сферической системе координат).

Для скорости $v=100$ м/с Кориолисово ускорение составит:

$a_k = 2 \cdot 7,29 \cdot 10^{-5} \cdot 0,68 \cdot 100 = 0,01$ м/с². Здесь круговая частота вращения Земли принята равной $\omega = 2 \cdot \pi / (23,934 \cdot 3600) = 7,29 \cdot 10^{-5}$ с⁻¹ и широта расположения района $\varphi = 42,8^\circ$.

Таким образом результирующее ускорение действующее по нормали к траектории движения в горизонтальной плоскости составит 0,65 м/с², причем решающую

роль играет центростремительное ускорение. Ускорение направлено в сторону правого борта трассы, что подтверждается результатами обследования зоны транзита.

Далее для расчета движения под действием силы тяжести учтем крутизну склонов на последовательных отрезках или участках движения. Имеющийся профиль вдоль трассы движения ледово – каменной массы [Васьков, 2003] был оцифрован. Углы рассчитывались по отрезкам оцифрованной кривой и результатам сплайн-интерполяции.

Оценим скорости движения ледово-каменной массы в первом приближении в отсутствие сил трения. Вся трасса нами была условно разбита на участки с шагом $\Delta x = 10$ м. Полагая, что на каждом участке ускорение массы ледника составит $g \cdot \sin(\alpha)$ (g – ускорение свободного падения; α – угол наклона на рассматриваемом участке), получим изменение скорости движения вдоль профиля транзита. Максимальная скорость достигается в момент удара о Кармадонские ворота и составляет 187 м/с. Это теоретически максимально возможная скорость при движении массы под действием гравитационных сил. Реальная скорость должна быть, несомненно, меньше. При этом, средние скорости на выделенных интервалах составят: 65,0 м/с, 131,5 м/с, 167,0 м/с и 182,6 м/с, что значительно отличается от значений скоростей, определенных по сейсмическим записям (табл. 1).

В основу расчета скорости с учетом сил трения была положена следующая формула [Gubet, 2005]:

$$v = [R\xi(\sin\alpha - \mu\cos\alpha)]^{1/2} \quad (7)$$

R – гидравлический радиус, представляющий собой отношение поперечного сечения к смоченному периметру;

ξ – коэффициент турбулентного трения;

μ – динамический коэффициент трения;

α – средний угол наклона на участке.

Коэффициент ξ зависит от формы трассы и ее шероховатости, μ – от объема «лавины» и типа (сухой/влажный).

Согласно швейцарскому руководству по расчету лавин [Salm et al., 1990] рекомендуются для коэффициента сухого трения $\mu = 0,155-0,30$ и для коэффициента турбулентного трения $\xi = 400-1000$ м/с². Причем для больших величин «шероховатости» (порядка метра) и для лавин, движущихся по «каналам» (отношение ширины потока к его высоте от 1:1 до 1:2) $\xi = 500-600$ м/с². Еще меньшие значения (400 м/с²) используются при большей шероховатости (величина препятствий).

Значения коэффициента μ для лавин больших объемов ($>10^6$ м³) составляет $\mu = 0,155$. Причем наблюдается снижение μ при увеличении объема движущейся массы. Механизм такой зависимости до сих пор неизвестен [Шейдеггер, 1981]. Отдельные авторы объясняют это образованием воздушной подушки, пара от нагревания поровой воды и т.д. [Шейдеггер, 1981].

Феноменология катастрофических оползней показывает, что они имеют характер потоков, поэтому, на наш взгляд, вполне обосновано для оценки движения ледово-каменных масс ледника использовать соответствующие выражения для оползней. В то же время необходимо учитывать влияние скорости движения массы на величину коэффициента трения.

Оценим коэффициент трения через следующую зависимость между объемом и коэффициентом трения, полученную для оползней (инструментальные данные для объемов достигающих 10^{10} м³) [Шейдеггер, 1981]:

$$\lg \mu = -0,15666 \lg V + 0,62419, \quad (8)$$

Подставив значение объема $V=130 \cdot 10^6 \text{ м}^3$ [Васьков и др., 2004] получим, что $\mu = 0,226$.

Таким образом, мы получили диапазон значений коэффициента трения (для больших лавин и оползней, соответственно) $\mu = 0,155-0,226$. С другой стороны, величина турбулентного трения для наших условий должна быть, видимо, порядка 400-600.

Для вычисления параметров, необходимых для расчетов (поперечное сечение потока и т.д.) использовались данные оперативной схемы Кармадонской котловины и верховьев Геналдонского ущелья на 21.09.02 г. [Долгов, Дробышев, 2002]. Результаты расчетов приведены в табл. 2.

Таблица 2.

Параметры ледово-каменного потока вдоль зоны транзита и разгрузки

№ п/п	Разрез	Расстояние между разрезами L, м	Смоченный периметр* P, м	Площадь сечения, S, м ²	Объем V, 10 ⁶ м ³	Гидравлический радиус** R, м	Угол наклона α, град
1.	10-10	468	918	64475	26,00	70	13,61
2.	11-11	498	726	47099	15,52	65	12,65
3.	12-12	500	387	17610	10,66	46	11,31
4.	13-13	540	431	25256	11,01	59	11,42
5.	14-14	500	368	15875	7,62	43	9,84
6.	15-15	498	329	14627	5,42	44	8,05
7.	16-16	505	264	7527	5,59	29	6,34
8.	17-17	490	361	15023	9,37	42	5,89
9.	18-18	490	470	23521	11,38	50	6,98
10.	19-19	500	455	22941	12,58	50	6,40
11.	20-20	492	556	27454	11,40	49	4,69
12.	21-21	495	456	19155	9,39	42	4,42
13.	22-22	495	448	18771	10,23	42	5,83
14.	23-23	500	503	22600	14,86	45	5,25
15.	24-24	490	627	37445	16,45	60	4,05
16.	25-25	505	499	29821	13,55	60	4,85
17.	26-26	630	586	23957	16,27	41	5,71
18.	27-27	330	527	27753	10,67	53	6,08
19.	28-28	500	627	37157	16,52	59	3,97
20.	29-29	505	529	29087	13,11	55	3,72
21.	30-30	490	533	22952	11,93	43	3,72
22.	31-31	510	538	25766	11,84	48	4,49
23.	32-32	510	563	20752	16,07	37	3,97
24.	33-33	500	993	43677	21,63	44	4,53
25.	34-34	505	818	42843	22,98	52	4,81
26.	35-35	500	774	48229	24,58	62	4,91
27.	36-36	440	645	50078	16,81	78	6,28
28.	37-37	520	521	27469	4,76	53	8,53

* Смоченный периметр – длина линии, по которой жидкость в живом сечении соприкасается с твердыми поверхностями, ограничивающими поток.

** Гидравлический радиус – отношение площади поперечного сечения потока жидкости к его смоченному периметру

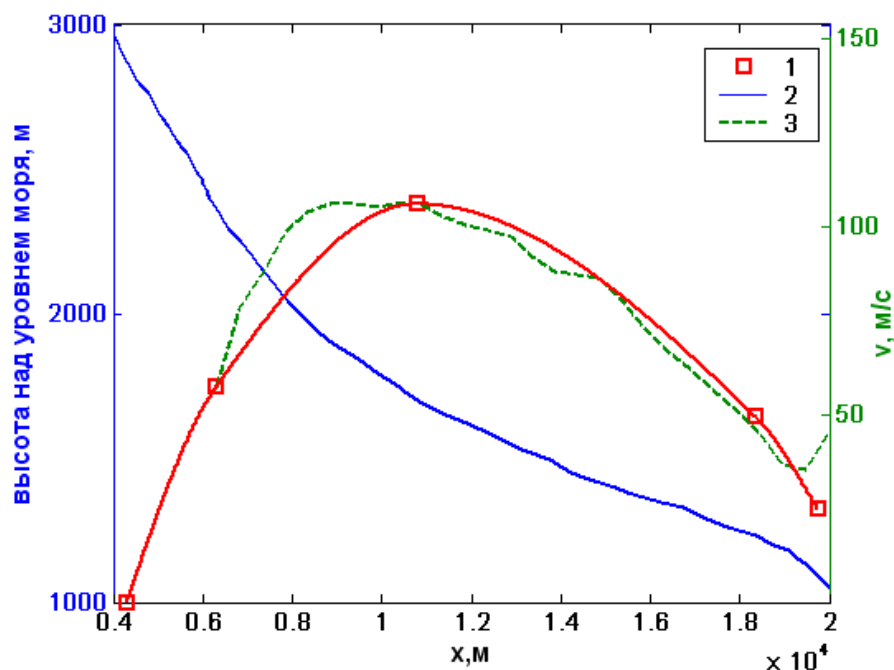


Рис. 4. Изменение скорости движения ледо-каменной массы вдоль профиля 1 – скорости по сейсмологическим данным (главные точки движения и интерполяция кубическим сплайном); 2 – профиль вдоль зоны транзита ледо-каменной массы; 3 – расчетная скорости для параметров $\mu = 0,113$ и $\zeta = 350$ м/с².

На рис. 4 приведено изменение скорости движения вдоль профиля, рассчитанное по сейсмологическим данным (с использованием сплайн-интерполяции), приведенным в табл. 1 и результаты расчетов по формуле (7). Расчет производился для участка после поворота массы в районе ледника Майли, где скорость была задана по табл.1. Наибольшее соответствие значений по расчетной кривой со значениями скоростей, полученными экспериментально, наблюдается для $\mu = 0,113$ и $\zeta = 350$ м/с². Хорошо видно, что данные значения достаточно близки к калибровочным оценкам, приведенным выше. Меньшее значение ζ можно объяснить большой «шероховатостью» вдоль трассы (которая, вообще говоря, изменяется). Например вдоль трассы в точках 5-9 (рис. 1) наблюдаются заметные изменения направления движения, т.е. после поворота в точке 5, в результате чего происходит уменьшение кинетической энергии движущейся массы и соответственно уменьшение скорости. Увеличение общего уровня амплитуд после точки 5 также отмечается на графике выделенной энергии (рис. 2).

На рис. 4 также приведен наклонный профиль вдоль зоны транзита. Изменение крутизны склона приводит к уменьшению величины проекции силы тяжести на направление движения и соответственно к уменьшению ускорения и последующему торможению движущейся массы (величина ускорения становится отрицательной), что отмечается для обоих графиков изменения скорости. Поскольку в табл. 1 приведены дискретные значения скоростей, сплошная кривая, соединяющая эти точки и построенная с помощью сплайн интерполяции не является точной физической характеристикой процесса, поэтому расхождение на начальном этапе с расчетной кривой вполне объяснимо. Тем не менее процесс происходит близко к расчетной кривой, отражающей особенности рельефа. Необходимо отметить, что по резуль-

татам расчетов на последнем этапе движения при переходе от склона к «Кармадонским Воротам» наблюдается увеличение скорости, обусловленное увеличением угла наклона, которое реально не может наблюдаться в силу «распадания» массы во все стороны расширения в месте слияния ущелий (в зоне разгрузки). Для учета указанного процесса необходимо использование трехмерной модели.

Кроме того, хотя значение параметра μ предполагается постоянным вдоль трассы, но, очевидно оно будет изменяться не только из соображений изменения местных условий, но и в результате влияния таких факторов, как изменение соотношения твердой и жидкой фазы, изменение размеров обломков, вызванное их разрушением и т.д. Также, очевидно, что основание движущейся массы обладает меньшей скоростью движения за счет сил трения о дно и стенки склона, в результате чего происходит непрерывные изменения в самом движущемся теле: верхние слои смещаются относительно нижних. В этой связи необходимо отметить, что вдоль трассы отмечены впечатанные в склоны останцы материала ледово-каменного потока [Черноморец, 2005].

Оценка протяженности ледово-каменного потока

Очевидна связь размеров ледово-каменного потока и скорости движения его на различных участках. Для оценки протяженности потока была произведена оценка объемов между соответствующими разрезами, занимаемыми ледово-каменной массой, значения которых также приведены в табл. 2 (разрез 10-10 соответствует участку после поворота в районе ледника Майли). В результате мы можем оценить динамику изменения протяженности ледово-каменной массы на различных этапах движения (рис. 8). Таким образом, длина потока на участке после перехода через ледник Майли достигала 5,0-5,5 км и при переходе в зону аккумуляции на конечном этапе движения длина уменьшилась до 3 км. Учитывая, что оценка длины производилась по максимальным объемам, протяженность может быть ещё больше, тем не менее динамика сохраняется и полностью соответствует динамике изменения скорости движения. При переходе к участку с меньшим углом наклона происходит торможение фронтальной части в то время как тыловая часть продолжает двигаться с большей скоростью, в результате чего протяженность уменьшается.

Сейсмическая интенсивность проявления процесса

Одним из вопросов, представляющих научный и практический интерес, является оценка уровня воздействия ледово-каменной массы ледника Колка 20 сентября 2002 г. на горную породу в месте удара, т.е. оценка динамической интенсивности воздействия на горную породу. В процессе исследования макросейсмического проявления окрестностей зоны транзита ледника Колка в сентябре 2002 г., нами в июле 2005 г. было, в частности, обследовано 5-ти этажное здание в с. Верхнее Кани, расположенное в непосредственной близости от места удара ледово-каменной массы. Согласно опросу жителей в момент схода ледника в здании наблюдался скрип стен, появились тонкие трещины на потолке и стенах. В квартире на верхнем этаже вместе с крюком, на котором она висела, упала люстра.

Согласно сейсмической шкале MSK-64 при 5 баллах наблюдается раскачивание висячих предметов, осыпание побелки, при 6 баллах появляются легкие повреждения в зданиях, тонкие трещины в штукатурке. В то же время, большое значение имеет этаж наблюдения. Действительно, основные повреждения проявились на верхнем, 5 этаже здания.

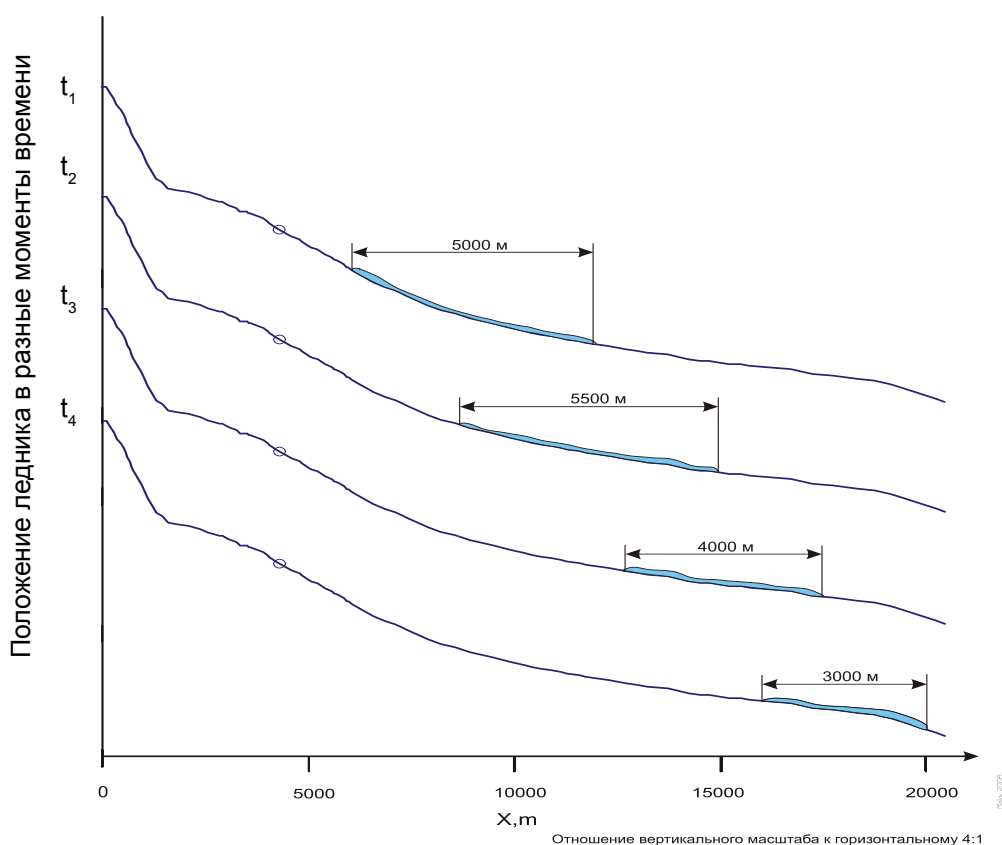


Рис. 8. Динамика изменения длины ледово-каменной массы на различных этапах движения

Согласно результатам макросейсмического обследования интенсивность в районе здания была условно оценена в 4-5 баллов [Заалишвили и др., 2005]. Дело в том, что макросейсмическая интенсивность наиболее точно, как правило, определяется по техническому состоянию группы зданий. Тем не менее, в определенных случаях такие оценки можно производить и по отдельным зданиям с учетом других показателей воздействия.

Приведем коротко описание проявления события 20 сентября 2002 г. в различных пунктах по результатам указанного макросейсмического обследования 2005 г. В скобках указаны расстояние от «эпицентра» удара и высота над уровнем моря.

с. Верхнее Кани ($\Delta = 1,5$ км, alt = 1450 м): «Услышали гул, как при землетрясении, стены закрипели, в квартире (на 5-м этаже) вместе с крюком, на котором она висела, упала люстра. В квартире появились трещины». «Вечером вдруг из лоджии ворвался сильный ветер вместе с песком. Послышался мощный удар у кладбища, затем второй удар. Мы выбежали на улицу. Было темно, свет не горел, исчезла луна». В квартирах здания имеют место три вида деформаций, обусловленных ударным воздействием ледника Колки, на перегородках, на стене и у потолка.

с. Нижнее Кани ($\Delta = 1,5-2$ км, alt = 1450 м): «Вечером раздался страшный грохот, гремел гром, летели искры, потом упал белый туман. Кто были в селе, убежали вверх (по склону)».

с. Стар. Саниба ($\Delta = 2,5$ км, alt = 1400 м): «И тут налетел ветер. Погас свет, какой-то свист, рев. Мы думали, что это вертолеты. Все вышли из домов и убежали в горы. На нас опустился черный туман, сквозь который блистали какие-то вспышки».

с. Тменикау ($\Delta = 4$ км, alt = 1750 м): «Вечером было тихо, затем послышался шум, стук, гром, погас свет. Мы подумали, что шла тяжело груженная грузовая машина и упала в ущелье. Все покрылось темным, даже черным туманом, в котором слышались грохот, непрерывный гул и вспышки, как от маленьких молний. Дул очень сильный ветер. Вышли наружу и видим как камни, и лед летят, ударяются друг о друга и в борта ущелья и искры летят. Через минуту погас свет. Лед извивался как змея. Вокруг дождь, пыль черная и сильнейший ветер».

с. Ламардон ($\Delta = 9,5-10$ км, alt = 1500 м): «Внезапно потух свет и подул ураганный ветер такой силы, что они не могли стоять».

с. Джимара ($\Delta = 13$ км, alt = 1700 м): В день схода Колки они ничего не ощущали, только погас свет. Утром обо всем узнали по радио.

Итак, проявление события имело, несомненно, локальный характер из-за высокочастотного спектра колебаний и расположения источника непосредственно на поверхности. Налицо несимметричность воздействия на вертикальную поверхность склона горных пород.

Схема сейсмических изосейст события по результатам макросейсмического обследования района схода ледника Колка в 2005 г. представлена на рис. 9. Предполагается направленность областей изосейст в соответствии с направлением удара. В условиях горного рельефа эти области, несомненно, будут сильно искажаться. Также направленность воздействия, вероятно, значительно влияет на картину распределения интенсивностей, что выражается в зависимости от азимута на источник. В этой связи важно отметить, что обследованные населенные пункты Кани, Тменикау, Ламардон, Джимара расположены фактически в одном направлении и

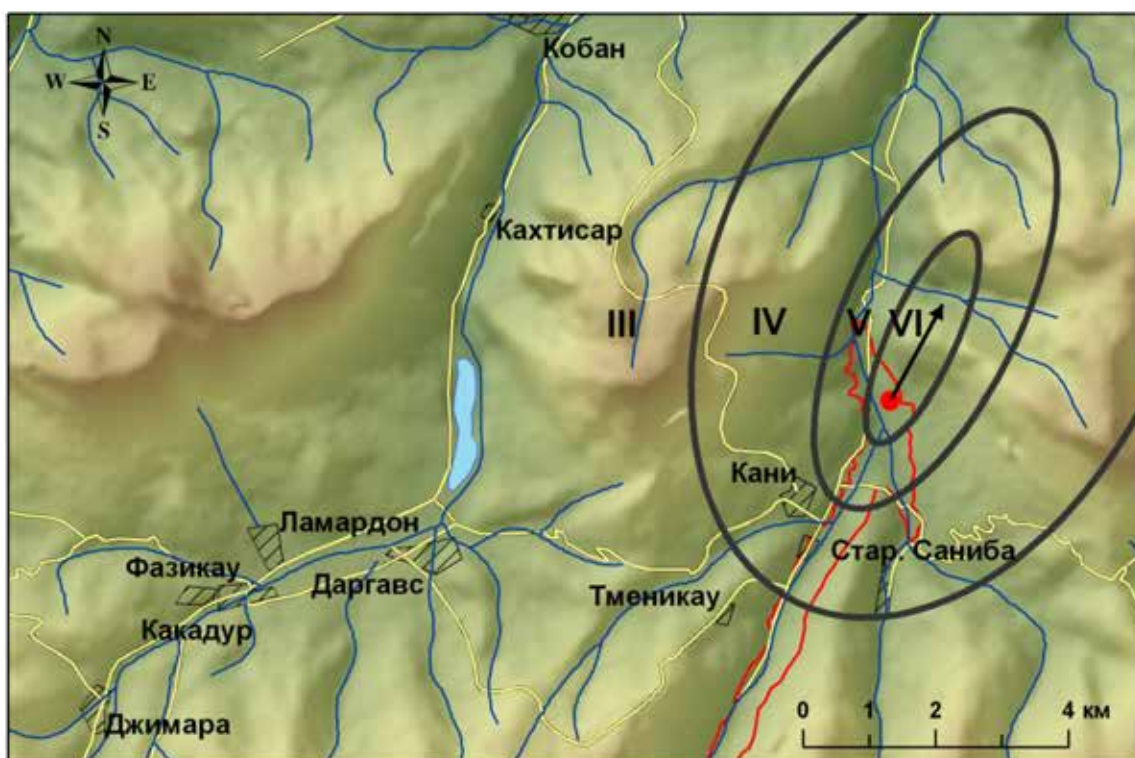


Рис. 9. Предполагаемые изосейсты сейсмического события связанного со сходом л. Колка 20.09.02 г. (стрелкой обозначено направление воздействия).

позволяют достаточно достоверно проследить изменение интенсивности с расстоянием. Необходимо учитывать близость с.Тменикау к зоне транзита, поэтому сейсмическое воздействие описываемое респондентами, возможно в первую очередь относится к воздействию движущейся массы на борта ущелья. Отсутствие данных в рассказах респондентов по удару (ударам) обусловлено сильнейшим шумом близ проходящего потока.

Оценим величину интенсивности в месте удара. Это можно сделать разным путем.

1. Допуская событие «сейсмическим» и, несомненно, «малым» [Заалишвили, 2000] рассчитаем интенсивность в месте удара с помощью формулы для малых сейсмических событий [Javakhishvili et al., 1998]:

$$I = 1,5 M - 3,4 \lg (\Delta^2 + h^2)^{1/2} + 3,0, \quad (9)$$

где I – интенсивность землетрясения, в баллах;

M – магнитуда землетрясения;

Δ – эпицентральное расстояние, км;

h – глубина очага, км.

Исходя из того, что на расстоянии $\Delta = 1,5$ км интенсивность составляет $I = 5$ баллов и $h = 0$ (удар поверхностный), получим, что «магнитуда» удара составляет $M = 1,7$. Отсюда интенсивность в эпицентре ($\Delta = 0$ км) рассчитанная с помощью той же формулы (9) составит $I_0 = 5,6$ или 6 баллов. Такой интенсивности соответствует магнитуда $M = 2$. Оценим соответствующую сейсмическую энергию с помощью известной формулы:

$$\lg E = 1,5M + 11,8, \quad (10)$$

где E – энергия, эрг.

Получим, что проявленная энергия составляет $6,3 \cdot 10^7$ Дж.

2. Далее оценим интенсивность по данным инструментальной сети сейсмологических наблюдений. Составим кривую затухания амплитуд скоростей смещений грунта по данным локальной сети ЦГИ ВНЦ РАН. При этом полагаем правомочность использования записей на станциях с различным азимутом (не расположенных на прямой). Расчет амплитуды скоростей смещений грунта произведен с помощью известной формулы:

$$A(r) = A_0 \cdot \exp(-\alpha r), \quad (11)$$

где A_1 – амплитуда скорости колебаний на расстоянии r , м/с;

A_0 – амплитуда скорости колебаний в месте удара, м/с;

α – коэффициент поглощения, м^{-1} ;

r – расстояние до места удара, м.

Максимальные амплитуды колебаний на велосиграммах пунктов сейсмологических наблюдений локальной сети сейсмологических наблюдений РСО-А, зарегистрировавших процесс схода ледника, приведены в табл. 3. Кроме того, приведены расстояния до района Кармадонских ворот и соответствующие азимуты. Локальные изменения в амплитудах колебаний на разных станциях в зависимости от азимута, очевидно, обусловлены анизотропией среды, которая не учитывается.

В связи с тем, что в момент катастрофы на пункте «Владикавказ» функционировало два регистратора с идентичными сейсмоприемниками, получены два значения амплитуд для одного пункта наблюдений. В дальнейшем использовалось

среднее значение $1,61 \cdot 10^{-5}$ м/с. Причем среднеквадратическое отклонение составит $2,49 \cdot 10^{-6}$ м/с, что соответствует относительной погрешности около 15%.

Таблица 3

Амплитуды колебаний на различных эпицентральных расстояниях

Пункт наблюдения	Расстояние до района Кармадонских ворот x , км	Азимут на район Кармадонских ворот φ	Максимальная горизонтальная скорость смещения грунта $A(x)$, м/с
Фиэгдон (FIG)	18,0	79°	$1,52 \cdot 10^{-4}$
Владикавказ 1 (VLD1)	20,8	213°	$1,43 \cdot 10^{-5}$
Владикавказ 2 (VLD2)	20,8	213°	$1,78 \cdot 10^{-5}$
Ардон (ARD)	41,8	151°	$1,33 \cdot 10^{-5}$
Заманкул (ZAM)	54,6	170°	$2,46 \cdot 10^{-5}$
Чикола (CIK)	61,3	127°	$8,78 \cdot 10^{-6}$

Расчеты с помощью метода наименьших квадратов позволили получить амплитуду скоростей смещений грунта в месте удара равную $A_0 = 0,028$ м/с. Согласно сейсмической шкале MSK-64 это соответствует интенсивности $I_0 = 6$ баллов.

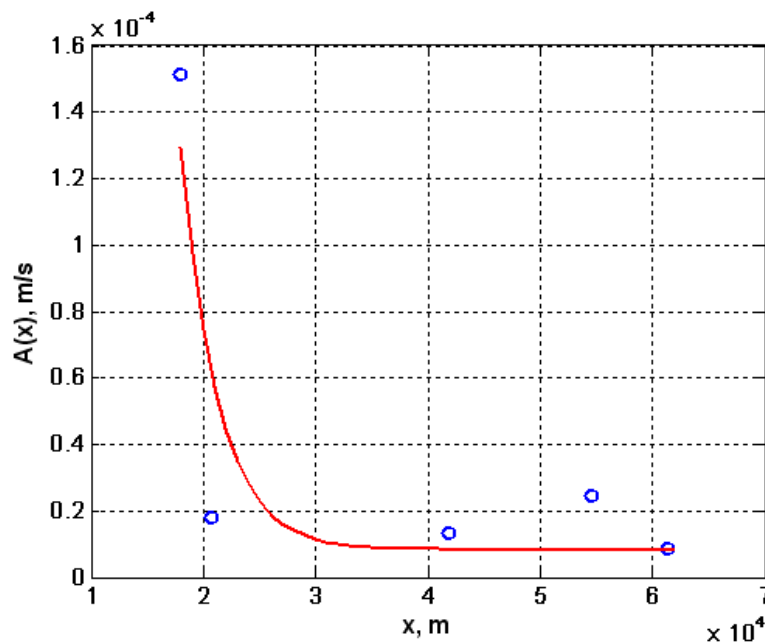


Рис. 10. Затухание колебаний с расстоянием ($A_0=0,028$ м/с, $\alpha=3,0 \cdot 10^{-4}$ м⁻¹)

3. Оценим интенсивность проявления схода ледника Колка по данным геологического анализа ситуации.

Согласно данным И. М. Васькова «суммарная движущаяся масса» ледово-каменного потока составила $1,75 \cdot 10^{11}$ кг [Васьков, 2004]. Как мы получили ранее, скорость потока в месте удара составила величину порядка 50 м/с. Отсюда кинетическая энергия удара составит $E_k = mv^2/2 = 2,19 \cdot 10^{14}$ Дж. Это огромная энергия и при поверхностном источнике ($h = 0$) интенсивность в месте удара будет превышать 12

баллов ($M=6,4$). Если бы указанная величина интенсивности имела место, то вокруг Кармадонских ворот мы имели бы исключительно развалины населенных пунктов, включая сильнейшие изменения ландшафта. Этого не произошло, потому что реальная интенсивность была намного меньше.

Анализ показал, что в формировании указанной интенсивности, несомненно, определяющую роль играет огромная величина массы ледово-каменного потока, которая должна была быть намного меньше. Это несоответствие может объясняться следующими факторами.

а) Согласно имеющимся данным масса ледника двигалась в виде протяженного потока. В момент удара ($v = 50$ м/с) согласно нашим расчетам длина потока составила минимум 3 км (в реальности была намного больше). Другими словами, масса ледника не была сосредоточенной, и воздействие осуществлялось в течение определенного времени, а именно $3000/50 = 60$ с. Поскольку временем взаимодействия в данном случае нельзя пренебречь, полное воздействие ледово-каменного потока на склон можно называть «ударом» только условно (строго говоря, будет последовательность ударов).

б) Следует обязательно учитывать особенности состава ледово-каменного потока. Почти 70% составляла ледовая масса и лишь 30% – каменная (горная порода) [Васьков и др., 2004]. Отсюда следует, учитывая физико-механические свойства материалов, что большая часть воздействия имела неупругий характер. Более того, лишь воздействие переднего фронта потока могло иметь упругий характер. Подступающие сзади ледово-каменные составляющие воздействовали в большей части на ледовую уже разбившуюся массу (рис. 11). Очевидно, длительность упругой (условно) части удара составляла ничтожно малую часть от длительности всего процесса.

Исходя из вышеизложенного рассчитаем величину массы, соответствующей проявленной (реальной) интенсивности.

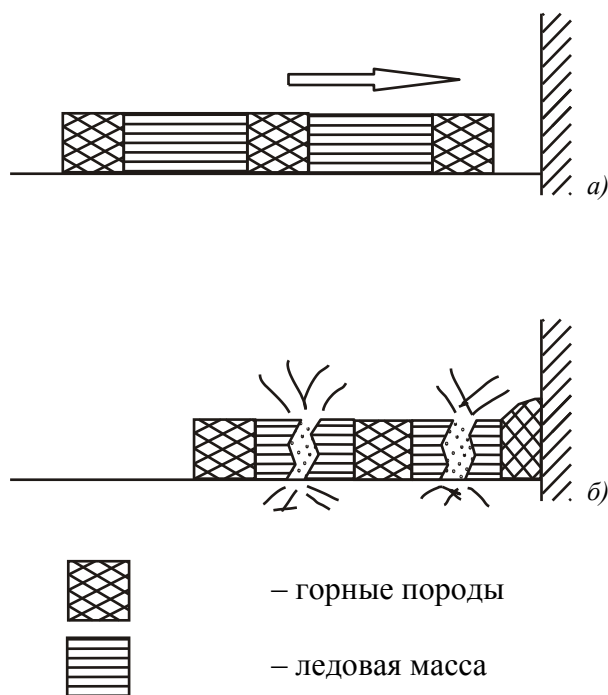


Рис. 11. Схема воздействия ледово-каменного потока на горную породу склона: а) ледово-каменная масса до удара; б) неупругий удар



– горные породы

– ледовая масса

Масса потока, которая должна была воздействовать на горную породу склона составляет $1,75 \cdot 10^{11}$ кг. Исходя из величины проявленной (реальной) интенсивности ($6,3 \cdot 10^7$ Дж) получим, что масса реального воздействия или эффективная масса (первого удара) должна была составить $m_{\text{эфф}} = 10^5$ кг. Исходя из того, что длина потока составила 3000 м и, предполагая, что центр масс горных пород разделен более равномерно в виде системы «горная порода (30%)» и «ледовая масса (70%)» (рис. 11), получим, что суммарная масса последовательного воздействия составит $m = 10^5 \cdot 3 \cdot 10^3 = 3 \cdot 10^8$ кг.

Попробуем оценить коэффициент снижения величины массы:

$$K_{\text{упр}} = 1,75 \cdot 10^{11} / 3 \cdot 10^8 = 6 \cdot 10^2.$$

Эту величину можно назвать коэффициентом неупругости для рассматриваемого конкретного удара.

Далее оценим суммарную проявленную энергию (для полной массы потока с учетом неупругости):

$$E = 3 \cdot 10^8 \cdot 2,5 \cdot 10^3 / 2 = 3,8 \cdot 10^{11} \text{ Дж.}$$

Оценим процент энергии, перешедшей в сейсмическую:

$$3,8 \cdot 10^{11} / 2,19 \cdot 10^{14} = 1,74 \cdot 10^{-3} \approx 0,2\%$$

Выводы

1. Уточнены основные этапы движения ледово-каменной массы по сейсмологическим данным. Выделено 15 особых точек процесса схода.
2. Выполнена оценка скорости и ускорения движения на различных этапах, характер изменения скорости и ускорения совпадает с особенностями рельефа местности (крутизны склона, поперечного сечения) вдоль трассы. Их величина имела значения 57,2 м/с; 105,8 м/с; 49,4 м/с и 24,8 м/с и соответственно ускорение ледово-каменной массы по мере движения изменялось следующим образом 0,79 м/с²; 0,87 м/с²; – 0,58 м/с²; – 0,65 м/с².
3. Основные значения мгновенных скоростей движения хорошо соответствуют модели, рассматривающей движение ледника в виде лавины.
4. Установлено, что в процессе схода ледника длина ледово-каменного потока изменялась от 5 км до 3 км при высоте 150-200 м.
5. Выполнен расчет максимальных значений ускорений центростремительной силы и силы Кориолиса, действующих на правый борт ущелья вдоль зоны транзита ледника.
6. Согласно данным макросейсмического обследования территории в окрестностях удара (район вблизи Кармадонских ворот) было установлено, что проявление в районе с. Верхнее Кани составило не более 5 баллов.
7. Наиболее вероятная интенсивность в районе максимального удара составляла 6 баллов по шкале MSK-64. Соответствующая этой интенсивности магнитуда сейсмического события $M = 2,0$.
8. Оценка интенсивности по инструментальным данным соответствует результатам макросейсмического обследования территории схода л. Колка.
9. Проявление события имеет, несомненно, локальный характер из-за высокочастотного спектра колебаний и расположения источника непосредственно на поверхности.

10. Направленность воздействия (под углом 15-25° от направления на север) и условия рельефа местности, вероятно, привели к значительному искажению макросейсмического поля.

11. Несоответствие ожидаемого сейсмического эффекта в результате воздействия ледово-каменного потока на склон ущелья, оцениваемого по полной кинетической энергии, реально наблюдаемым проявлениям (макросейсмическим и инструментальным) объясняется рядом факторов, и, в первую очередь, неупругостью удара обусловленной составом потока, протяженностью потока и изменением геоморфологических условий в зоне разгрузки. Следует также отметить, что используемые в сейсмологии формулы, получены для землетрясений и рассматривались нами исключительно в качестве оценочных соотношений.

Литература

1. Васьков И. М. Продольно-поперечные профили по зоне транзита лавинообразного Геналдонского потока, 2003 (графические материалы).
2. Васьков И. М. Возможный механизм обвала и динамика движения ледово-каменных масс в верховьях р. Геналдон // Вестник ВНЦ РАН и РСО-А. – 2004. – Т.4. – №2.
3. Васьков И. М., Долгов Г. А., Музаев И. Д., Пикалюк Г. В. Динамика движения масс ледово-каменного обвала в верховьях р. Геналдон РСО-А 20 сентября 2002 г. // Вестник ВНЦ РАН и РСО-А. Т.4. – №1. – 2004. – С.18-26.
4. Долгов Г. А., Дробышев В. Н. Оперативная схема Кармадонской котловины и верховьев Геналдонского ущелья на 21.09.02 г. Катастрофическая подвижка ледника Колка. Масштаб 1:10000. ФГУГП Севосгеологоразведка, Владикавказ, 2002.
5. Заалишвили В. Б. Физические основы сейсмического микрорайонирования. – М.: ОИФЗ РАН, 2000. – 367с.
6. Заалишвили В. Б., Невская Н. И., Харебов А. К. Анализ инструментальных записей схода ледника Колка по данным локальной сети сейсмических наблюдений // Вестник ВНЦ РАН и РСО-А. – Т.4. – №3. – 2004. – С.58-64.
7. Заалишвили В. Б., Невская Н. И., Макиев В. Д., Мельков Д. А. Интерпретация инструментальных данных процесса схода ледника Колка 20 сентября 2002 года // Вестник Владикавказского Научного Центра РАН и РСО-А. Т.5, №3, 2005. С.43-54.
8. Заалишвили В. Б., Харебов К. С. Исследование процесса схода ледника Колка 20 сентября 2002 года по динамическим характеристикам инструментальных записей / Труды Международной научно-практической конференции «Опасные природные и техногенные геологические процессы на горных и предгорных территориях Северного Кавказа». – Владикавказ: ВНЦ РАН. – 2008. – С.202-221.
9. Черноморец С. С. Селевые потоки до и после катастроф. – М.: Научный мир, 2005. – 184 с.
10. Шейдеггер А. Е. Физические аспекты природных катастроф. – М.: Недра, 1981. – 232с.
11. Guber H. Swiss Avalanche-Dynamics Procedures for Dense Flow Avalanches. AlpuG, 2005. (http://www.alpug.ch/pdf/pdf_01_en.htm)
12. Javakhishvili Z., Varazanashvili O., Butikashvili N. Interpretation of the Macro seismic field of Georgia. Journal of Georgian Geophysical Society. Issue (A) Solid Earth V3. 1998. Pp 85-88.

13. Menke William & Abbott Dallas (1990). *Geophysical Theory*. Columbia University Press, pp. 124-126.

14. Salm B., Burkard A., Gubler H. U., *Berechnung von Flieslawinen: eine Anleitung für Praktiker mit Beispielen*. Mitteilungen des Eidgenössischen Instituts für Praktiker mit Beispielen. Mitteilungen des Eidgenössischen Instituts für Schnee- und Lawinenforschung, Nr. 47. Davos, 1990.

FEATURES OF PROCESS AND MACROSEISMIC EVIDENCE OF GLACIER KOLKA FALL 20 SEPTEMBER 2002 ON INSTRUMENTAL DATA OF MODERN OBSERVATION SYSTEMS

**Zaalishvili V. B. Sc. Doctor (Phys.-math.), prof., Melkov D. A., Sc. Candidate
(Tech.)**

Center of Geophysical Investigations of VSC RAS & RNO-A, Vladikavkaz, Russia,
e-mail: cgi_ras@mail.ru

Glacier Kolka fall of 20 September 2002 is investigated on the basis of instrumental data: seismic records, data of operational scheme of Genaldon gorge and results of macroseismic exploration. Velocities of ice-rock flow on different stages, its length intensity of impact on the slope in the region of Karmadon Gates were estimated.

Keywords: glacier, avalanche, intensity, flow velocity