

УДК 556.124:556.625

**О ДИНАМИКЕ УПЛОТНЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В
ВЫСОКОГОРНОЙ ЗОНЕ ЗАИЛИЙСКОГО АЛАТАУ И
ВОЗМОЖНОСТИ ЕЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ
СНЕГОЗАПАСОВ**

Канд. геогр. наук Е.И. КолесниковВ.А. Кузьменко

Приведены данные статистического анализа плотности снега по наземным снегосъемкам в Заилийском Алатау в диапазоне высот 1900 - 3600 м за период 1950-1989 гг. Установлены зависимости для климатической оценки снеготазпасов. Предложена методика для расчета снеготазпасов в высокогорьях по дистанционным измерениям высоты снежного покрова.

Исследование уплотнения снежного покрова производилось по трем физически обоснованным факторам. Это - влияние сил гравитации, температурный режим, ветровой снегоперенос. Материалом для исследования послужили данные декадных снегосъемок и метеорологических элементов на станциях Усть-Горельник, Верхний Горельник, Большое Алма-тинское Озеро и Мынжилки, расположенных в диапазоне высот от 1943 до 3036 м над уровнем моря. Кроме того, была привлечена информация по Малоал-матинскому наземному снегомерному маршруту. Всего для исследования использованы материалы наблюдений за 39 лет, начиная с 1950 года. Цель его состояла в установлении статистически надежных закономерностей уплотнения снега на авиаснегопунктах.

Запас воды в снеге является важнейшей характеристикой при составлении гидрологических прогнозов, в частности, стока горных рек. Эту характеристику гидропрогнозисты-практики считают более предпочтительной, чем высоту снежного покрова,

так как последней при различной плотности снега не всегда соответствуют сопоставимые значения запаса воды. Однако известны случаи успешного использования данных о высоте снега на авиаснегопунктах для целей гидрологических прогнозов [1].

В качестве факторов, оказывающих влияние на уплотнение снежного покрова, рассматривались:

- продолжительность залегания снежного покрова (T) от даты его установления до даты проведения снегосъемок, сут;

- продолжительность поземков (T_{Π}) за текущий месяц, ч;

- суммарная продолжительность поземков (ΣT_{Π}) за период залегания снега до даты проведения снегосъемок, ч;

- сумма осадков за третью декаду (X_3) и за месяц (X), мм;

- суммарное количество осадков (ΣX) от установления снежного покрова до даты снегосъемки, мм;

- средняя месячная температура воздуха (t) на станции, $^{\circ}\text{C}$;

- сумма средних месячных температур воздуха (Σt) за период залегания снежного покрова до даты снегосъемки, $^{\circ}\text{C}$.

Взаимосвязь плотности снега с перечисленными факторами показана в табл.1. Наиболее значительной в 1100-метровом диапазоне высот оказалась зависимость уплотнения снега от гравитационного фактора, определяемого снеговой нагрузкой (ΣX) и продолжительностью залегания снежного покрова (T). Ветровое уплотнение, характеризуемое ΣT_{Π} , также имеет существенное значение, особенно в высокогорной зоне. При этом влияние снеговой нагрузки и ветрового снегопереноса на уплотнение снега стабильно прослеживается в течение всего зимне-весеннего периода. Чем они значительнее, тем больше плотность снежной толщи. В то же время осредненная плотность снежной толщи зависит еще и от слоя свежеснегосъемки накануне снегосъемки снега. Так, снегомерщикам давно известен факт резкого уменьшения средней плотности снежной толщи после обильного снегопада. Как следствие этого, связь плотности с фактором X_3 часто имеет отрицательный знак.

Таблица 1

Коэффициенты корреляции плотности снега на конец месяца с снегометеорологическими характеристиками в Заилийском Алатау

Ме- сяц	Характеристика							
	T	T_{II}	ΣT_{II}	X_3	X	ΣX	t	Σt
Мынжилки ($N=3036$ м)								
1	0,42	0,15	0,38	-0,20	0	0,50	-0,21	-0,20
2	0,16	0,09	0,22	-0,29	0	0,50	-0,01	-0,09
3	0,41	-0,13	0,16	0,09	0,04	0,42	0,19	-0,10
Большое Алматинское Озеро ($N=2516$ м)								
1	0,38	-0,01	0,38	-0,21	-0,06	0,54	0,09	-0,09
2	0,32	0,27	0,31	-0,21	-0,05	0,43	0,09	-0,02
3	-0,10	0,09	0,07	0,13	0,06	0,15	0,34	0,35
Верхний Горельник ($N=2272$ м)								
1	0,32	0,27	0,27	-0,25	0,03	0,65	0,14	0,02
2	0,08	0,12	0,23	-0,19	0,14	0,31	0,07	0,10
3	0,02	-0,05	0,31	-0,23	0,07	0,43	0,09	-0,06
Усть-Горельник ($N=1943$ м)								
1	0,32	-0,20	-0,09	-0,17	0,08	0,38	0,11	-0,01
2	0,13	0,17	-0,06	-0,19	0,17	0,30	0,18	0,28
3	0,15	-0,07	-0,01	0,14	0,01	0,11	-0,22	-0,02
Среднее по всем станциям								
	0,22	0,06	0,18	-0,13	0,04	0,39	0,07	0,03

Разнообразно, хотя и четко не прослеживается, влияние температурного фактора на процессы уплотнения снежной толщи в различных высотных зонах в течение зимне-весеннего периода (см. табл.1). В холодные зимы, по сравнению с теплыми, особенно в высокогорьях снежная толща уплотняется медленнее. Однако в среднегорном поясе, преимущественно в весенний и осенний периоды, влияние температурного фактора на процессы уплотнения снега велико.

В период предзимья (октябрь - ноябрь) при обильных снегопадах и сравнительно высоком температурном фоне в горах процесс уплотнения снежной толщи протекает интенсивно во всех высотных зонах

и особенно в среднегорном поясе. Здесь градиент уплотнения снежной толщи за ноябрь на высоте 2000 м составляет 0,043, на высотах 2500-3000 порядка 0,022 г/см³, а плотность снега в пределах высот 2000-3000 м возрастает на 0,003 г/см³ с увеличением высоты на 100 м. Это видно по данным табл.2 и рис.1, полученным на основе материалов наблюдений на маршрутных снегосъемках в бассейне р.Малая Алматинка и высокогорных снегопунктов (H>2900 м), расположенных в хребтах Кетмень и Кунгей-Алатау.

Таблица 2

Изменение с высотой средней многолетней плотности снега и градиента уплотнения снежной толщи в бассейне р.Малая Алматинка

Высота, м	Месяц					
	10	11	12	1	2	3
Плотность снега, г/см ³						
2000	0,138	0,181	0,185	0,195	0,205	0,273
2500	0,165	0,188	0,198	0,198	0,207	0,241
3000	0,190	0,212	0,223	0,230	0,238	0,255
Градиент уплотнения снежной толщи, г/см ³ · 10 ⁻³ на 100 м высоты						
2000-2500	5,0	1,6	1,4	0,6	0,4	-6,4
2500-3000	5,0	4,8	6,4	6,4	6,0	2,8
3000-3200	-	-	-	-	8,5	22,5

В зимний период (декабрь- февраль), по тем же данным, процессы уплотнения снежной толщи по всему диапазону высот (2000-3000 м) резко замедляется. Так, изменение плотности снега за весь этот период равно 0,020-0,030 г/см³.

В марте процессы уплотнения снежной толщи в различных высотных зонах сильно отличаются от осенне-зимнего периода. Частые оттепели в среднегорном поясе в это время года обуславливают резкое возрастание плотности снега. На высоте 2000 м оно составляет 0,068 г/см³, на 2500 м - 0,034, на 3000 м - 0,017 г/см³ (см.табл.2). В высотной зоне

2000-2500 м из-за понижения температурного фона плотность снежного покрова уменьшается с градиентом $0,0064 \text{ г/см}^3$ на 100 м, но на высотах 2500-3000 м она несколько увеличивается. В высокогорных районах, в связи с увеличением параметров ΣX , T , ΣT_{II} , плотность снега резко возрастает (см. рис.1).

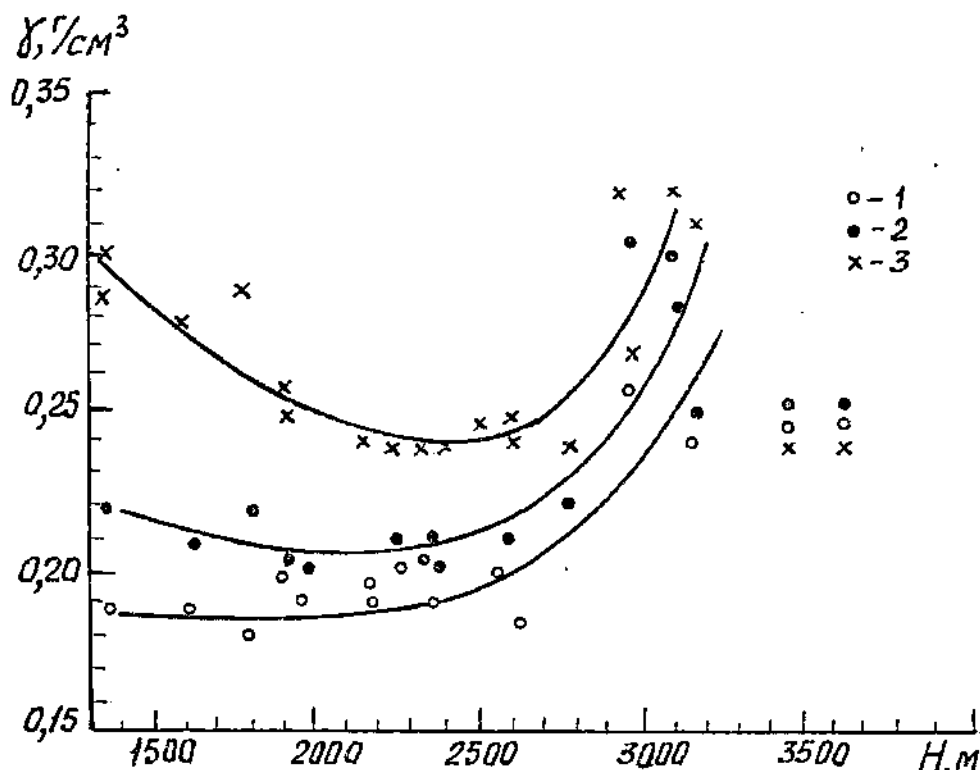


Рис.1. Зависимость средней плотности снега на конец месяца (ρ) от высоты местности (H):

1 - январь; 2 - февраль; 3 - март.

Некоторого пояснения требуют данные плотности снега на снегопунктах 1 и 1а, расположенных на леднике Туяксу (на рис.1 точки, соответствующие высотам 3450 и 3650 м). Процесс метаморфизации снежной толщи протекает здесь иначе, чем на снегопунктах с грунтовой подстилающей поверхностью: общая закономерность уплотнения снежной толщи как во времени, так и по высоте четко не прослежива-

ется. В то же время на высокогорных снегопунктах с грунтовой подстилающей поверхностью, расположенных в соседних горных районах (хребты Кунгей-Алатау, Кетмень), величины плотности снега в марте подтверждают тенденцию ее увеличения в высокогорной зоне /6/. Поэтому зависимости на рис.1 в диапазоне высот 3000-3300 м экстраполированы не на точки, соответствующие снегопунктам 1 и 1а, а получены по значениям градиентов уплотнения в зоне 2800-3000 м.

Таким образом, процесс уплотнения снежного покрова во времени и в пространстве сложный и зависит от множества природных факторов - климатических, геоморфологических, геоботанических и других. Поэтому рассчитать надежно значения плотности снега только по ее связям с высотой местности не всегда возможно.

В табл.3 приведены уравнения регрессии уплотнения снежной толщи, полученные с помощью метода "просеивания". Из этой таблицы следует, что доминирующим фактором является суммарное количество осадков (ΣX) за период залегания снежного покрова до даты снегосъемки. Доля его вклада в описанную уравнениями регрессии дисперсию составляет 40-93 %. Однако статистические характеристики установленных уравнений регрессии (за редким исключением) не удовлетворяют общепринятым требованиям: коэффициенты корреляции (r) малы, обеспеченность допустимой погрешности расчетов (p) небольшая, отношение s/b превышает допустимые пределы. Это свидетельствует о слабой тесноте корреляционных связей.

Сопоставление рассчитанных значений плотности снега с фактическими показало, что погрешность определения ρ , а следовательно и расчетных снегозапасов, все же небольшая - в пределах 6-12 %. Несмотря на это, из-за перечисленных выше недостатков регрессионных зависимостей их практическое использование нежелательно.

К такому же выводу пришел ранее В.Г.Коновалов [4], исследуя статистические свойства плотности снежного покрова в ряде горных районов Средней Азии. По его мнению, средние многолетние

значения плотности снега в высокогорьях пригодны только для климатических оценок снегозапасов, так как стандарт изменчивости плотности снега в верхних зонах достигает всего 0,02-0,05 в январе-феврале и 0,05-0,07 г/см³ в последующие месяцы. Для оперативной же оценки плотности снега в местах, где не проводятся натурные ее измерения, рекомендуется использование наземных снегосъемок по соседним речным бассейнам на таких же высотных уровнях и на ту же, либо близкую к ней, дату измерений. Об этом упоминается и в работе [3].

Таблица 3

Регрессионные зависимости для определения плотности снега и их оценка

Месяц	Уравнение регрессии	r	s/б	p, %
Мынжилки				
1	$\rho = 0,0003\sum X + 0,191$	0,48	0,88	66,7
2	$\rho = 0,0003\sum X - 0,0015X + 0,207$	0,59	0,81	64,1
3	$\rho = 0,0002\sum X + 0,0007T +$ $+ 0,0074t_{10-01} + 0,151$	0,46	0,84	68,4
Большое Алматинское Озеро				
1	$\rho = 0,0005\sum X - 0,0006X_{01} +$ $+ 0,158$	0,60	0,80	65,8
2	$\rho = 0,0004\sum X - 0,001X_{02} +$ $+ 0,0006T_{II} + 0,166$	0,59	0,81	76,9
3	$\rho = 0,0025\sum t + 0,0082t_{03} +$ $+ 0,349$	0,40	0,92	70,3
Верхний Горельник				
1	$\rho = 0,0004\sum X - 0,0012X_3 +$ $+ 0,155$	0,77	0,64	74,4
2	$\rho = 0,0002\sum X - 0,0008X_3 +$ $+ 0,187$	0,34	0,94	66,7
3	$\rho = 0,0003\sum X - 0,001X_3 -$ $- 0,0017\sum t_{10-03} + 0,18$	0,61	0,79	59,0

В [2] предлагается расчетный метод экстраполяции плотности снега во времени по высоте снежного покрова h . В основу метода положены сравнительно устойчивые связи плотности снега с его вы-

сотой для районов повышенного снегонакопления. Погрешность оценки снеготпасов в результате определения плотности этим методом может достигать 8-16 %.

Для условий Заилийского Алатау, с его умеренным снегонакоплением, такие закономерности отсутствуют. В то же время существуют устойчивые корреляционные связи между запасами воды (S) и высотой (h) снежного покрова по всем снегопунктам. В прил.1 приведены уравнения этих связей для 14 пунктов наблюдений в диапазоне высот от 1990 до 3650 м. Связи установлены для месяцев с января по март, данные по которым часто используются в гидрологических прогнозах. Статистические характеристики полученных уравнений удовлетворяют общепринятым требованиям. Поэтому уравнения можно применять для определения снеготпасов в высокогорной зоне.

Анализ параметров уравнений связи между S и h для различных снегопунктов показал, что в рассматриваемом регионе прослеживается четкая закономерность их изменения с высотой местности. Это дало возможность по уравнениям регрессии произвести построение номограммы для расчета снеготпасов в зависимости от высоты снега для произвольно выбранных градаций h (рис.2).

По виду кривые на рис.2 несколько напоминают соответствующие кривые на рис.1, что можно объяснить величинами коэффициентов в уравнениях регрессии, косвенно характеризующих осредненную плотность снега в марте на снегопунктах Малоалматинского снегомерного маршрута. В свою очередь это связано с тем, что кривые в зоне 3000-3300 м экстраполированы по величине градиента снеготпасов в зоне 2800-3036 м. О правильности проведения кривых на рис.2 свидетельствует сопоставление рассчитанных и фактических снеготпасов, приведенное в прил.2, а для верхних их участков - данные по снегопунктам 23,25,26, расположенных, что важно отметить, на грунтовой поверхности в других горных регионах (хребты Кетмень, Кунгей-Алатау).

Для проверочных расчетов (прил.2) использованы данные из работ [3,5]. Результаты проверки

на зависимом материале показали, что величины запасов воды в снеге, рассчитанные по средним значениям h , имеют преимущественно небольшую погрешность (до 5 %). Однако при проверке на независимом материале погрешность рассчитанных снегозапасов увеличивается почти вдвое.

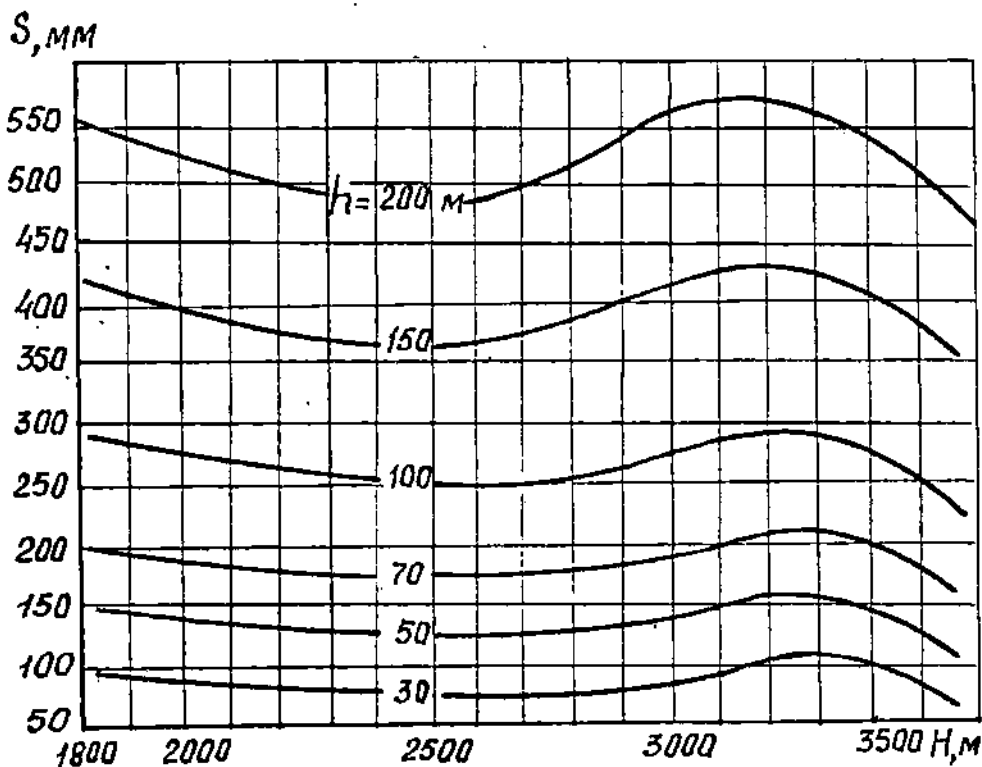


Рис. 2. Номограмма для расчета запаса воды в снеге (S) на конец марта по высоте местности (H) и высоте снежного покрова (h) на северном склоне Заулийского Алатау

Приведенные в прил. 2 данные по другим горным регионам Казахстана, полученные по уравнениям в прил. 1 и номограмме на рис. 2, свидетельствует о том, что для отдельных речных бассейнов предлагаемая номограмма должна уточняться. Для практических целей имеет смысл построить аналогичные номограммы также для января и февраля.

Результаты исследования позволяют надеяться на возможность широкого использования разработанной методики для оценки снеготпасов в высокогорных районах на основе дистанционных авиаснегосъемок.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахунджанов Ш.М. Краткий анализ результатов аэровизуальных наблюдений над снежным покровом в бассейне р.Ахангаран // Тр. САРНИГМИ. - 1983. - Вып.99(180). - С.16-20.
2. Геткер М.И., Шенцис И.Д. Комплексная методика оценки снеготпасов в горном бассейне на основе авиадистанционных измерений // Тр. САРНИГМИ. - 1983. - Вып.99 (180). - С.3-15.
3. Колесников Е.И., Подстречный А.Н. Закономерности вертикального распределения снеготпасов в течение зимнего периода в горных районах Казахстана // Тр. САРНИГМИ. - 1987. - Вып.123 (204). - С.12-21.
4. Коновалов В.Г. Проблемы рационализации методов измерения запасов сезонного снега в горах Средней Азии // Тр. САНИГМИ. - 1967. - Вып.30(45). - С.58-78.
5. Материалы анализа наблюдений за снежным покровом на высокогорных маршрутах Казахстана / Казахское республиканское Управление по гигиетеорологии и контролю природной среды. - Алма-Ата: ФОЛ Казгидромета, 1984. - 46 с.
6. Северский И.В. Снежные лавины Зайлийского и Джунгарского Алатау. - Алма-Ата: Наука, 1978. - 255 с.

Статистические характеристики зависимости запасов воды в снежном покрове (S) от его высоты (h) на конец месяца по снегопунктам и метеорологическим станциям

Месяц	Уравнение регрессии	r	s, мм	p, %	б _{доп} , мм	S, мм
Снегопункт 1а (H=3650 м)						
1	$S = 2,76 h - 21,53$	0,91	41,6	92	67	208
2	$S = 2,45 h - 0,92$	0,98	19,4	100	58	211
3	$S = 2,61 h - 22,72$	0,90	34,7	91	52	253
Снегопункт 1 (H=3450 м)						
1	$S = 2,73 h - 19,32$	0,94	30,6	92	60	174
2	$S = 2,63 h - 14,00$	0,93	27,0	84	51	186
3	$S = 2,54 h - 14,02$	0,89	36,0	88	54	220
Метеостанция Мынжилки (H=3036 м)						
1	$S = 2,59 h - 11,12$	0,76	13,6	97	34	119
2	$S = 2,68 h - 13,88$	0,95	17,9	97	40	141
3	$S = 2,71 h - 9,19$	0,96	20,0	97	50	175
Снегопункт 38 (H=2800 м)						
1	$S = 2,25 h - 3,27$	0,96	16,5	97	34	208
2	$S = 2,36 h - 4,57$	0,96	15,0	97	35	211
3	$S = 2,70 h - 18,88$	0,97	20,2	100	52	253
Снегопункт 7 (H=2620 м)						
1	$S = 2,28 h - 14,46$	0,91	18,6	92	29	174
2	$S = 2,32 h - 17,16$	0,93	18,9	89	34	186
3	$S = 2,45 h - 5,84$	0,94	25,7	86	49	220
Снегопункт 3 (H=2600 м)						
1	$S = 2,28 h - 15,11$	0,92	18,8	92	32	108
2	$S = 2,28 h - 8,85$	0,92	20,1	92	34	136
3	$S = 2,41 h - 4,12$	0,96	19,7	100	48	159
Метеостанция Большое Алматинское Озеро (H=2516 м)						
1	$S = 2,26 h - 8,05$	0,95	11,4	97	24	92
2	$S = 2,28 h - 17,40$	0,90	20,1	92	31	112
3	$S = 2,41 h - 0,12$	0,93	21,7	89	39	139
Снегопункт 10а (H=2350 м)						
1	$S = 2,58 h - 30,35$	0,93	20,0	94	35	124
2	$S = 2,78 h - 4,76$	0,94	17,8	97	36	149
3	$S = 2,90 h - 25,08$	0,89	38,7	86	56	194

Месяц	Уравнение регрессии	r	s, мм	p, %	б _{доп} , мм	S, мм
Снегопункт 8 (H=2340 м)						
1	$S = 2,51 h - 7,80$	0,89	17,6	89	26	101
2	$S = 2,18 h - 6,73$	0,91	19,8	89	33	124
3	$S = 2,52 h - 3,32$	0,91	29,2	86	48	151
Метеостанция Верхний Горельник (H=2272 м)						
1	$S = 2,40 h - 17,96$	0,95	12,9	95	27	95
2	$S = 2,39 h - 11,50$	0,91	21,5	85	34	122
3	$S = 3,03 h - 15,28$	0,97	19,5	97	51	128
Снегопункт 11 (H=2250 м)						
1	$S = 2,58 h - 29,78$	0,92	19,5	89	33	118
2	$S = 2,70 h - 41,92$	0,92	15,8	97	34	144
3	$S = 2,73 h - 16,02$	0,89	35,6	86	54	180
Снегопункт 9 (H=2170 м)						
1	$S = 2,27 h - 13,37$	0,92	15,1	89	25	84
2	$S = 2,13 h - 6,00$	0,92	16,7	92	29	93
3	$S = 2,63 h - 0,94$	0,96	17,7	94	44	98
Снегопункт 20 (H=1950 м)						
1	$S = 2,31 h - 16,80$	0,92	10,0	92	27	105
2	$S = 2,40 h - 20,13$	0,95	13,0	100	27	130
3	$S = 2,69 h - 0,06$	0,96	20,6	97	50	147
Снегопункт 22 (H=1900 м)						
1	$S = 2,12 h - 4,68$	0,91	14,6	92	27	100
2	$S = 2,24 h - 12,18$	0,91	15,5	94	25	126
3	$S = 2,54 h + 7,03$	0,92	26,2	92	46	150

Фактические и рассчитанные по уравнениям регрессии значения запасов воды в снеге на конец марта на снегомерных маршрутах в различных горных районах Казахстана

Номер снего-пункта, метеостанция	Высота снего-пункта, м	Высота снега, см	Средний запас воды в снеге, мм		Погрешность расчета	
			фактический	рассчитанный	мм	%

А. Независимый материал

Хребет Кетмень (бассейн р.Шалкудысу)						
17	2690	25	60	55	-5	-8
19	2820	36	89	77	-11	-12
20	3030	50	118	130	12	10
23	3220	67	203	204	1	1
Хребет Заилийский Алатау (бассейн р.Турген)						
11	2600	32	76	73	-3	-4
13	2600	27	63	61	-2	-3
14	2600	28	69	64	-5	-7
8	2630	34	82	78	-4	-5
12	2680	31	76	70	-6	-8
Хребет Кунгей-Алатау (бассейн р.Шилик)						
24	2660	40	105	92	-13	-12
25	2975	35	88	90	2	2
26	3140	28	91	82	-9	-10
27	3260	77	194	207	13	7
Хребет Джунгарский Алатау (бассейн р.Каратал)						
13	2580	134	369	324	-45	-17
14	2630	130	355	314	-41	-11
15	2880	160	424	413	-11	-2

Номер снего - пункта, метео- станция	Высота снего- пункта, м	Высота снега, см	Средний запас воды в снеге, мм		Погрешность расчета	
			факти- ческий	рассчи- танный	мм	%

Б. Зависимый материал

Хребет Заилийский Алатау (бассейн р.Малая Алматинка)						
1a	3650	106	253	248	-5	-2
1	3450	92	220	230	10	5
38	2800	66	159	160	1	1
7	2620	73	172	170	-2	-1
3	2600	68	159	160	1	1
8	2340	62	152	152	0	0
10a	2350	76	194	186	-8	-4
11	2250	72	180	178	-2	-1
9	2170	38	98	96	-2	-2
20	1950	55	147	154	7	5
22	1900	56	150	157	7	5
Мынжилки						
	3036	66	175	175	0	0
Верхний Горельник						
	2272	47	128	117	-11	-9
Хребет Заилийский Алатау (бассейн р.Большая Алматинка) Большое Алматинское Озеро						
	2516	57	139	137	-2	-2

Бюро погоды Казгидромета

ІЛЕ БОЙЫ АЛАТАУЫНЫҢ БИІК ТАУЛЫ АУМАҒЫНДА
ҚАР ЖАМЫЛҒЫСЫНЫҢ ТЫҒЫЗДАНУ ҚОЗҒАЛЫСЫ
ЖӘНЕ ОНЫ ҚАР ҚОРЫН АНЫҚТАУ ҮШІН ПАЙДАЛАНУ
МҮМКІНДІГІ ТУРАЛЫ

Геогр. г. канд. Е.И. КОЛЕСНИКОВ

В.А. КУЗЬМЕНКО

1950-1989 ж.ж. аралығында Іле бойы Алатауының 1900-3600 м. биіктік кеңістігіндегі қар суреті негізіндегі қар қалыңдығының статистикалық дәйектік талдамалары келтіріледі. Қар қорын климаттық бағалаудың әсері белгіленген. Биік таулы аумақтардағы қар қорын есептеудің, қар жамылғыларын өлшеудің қашықтық әдістемесі ұсынылады.