

УДК 551.578.46(574-12+23.0)

**КОЛЕБАНИЯ СНЕЖНОСТИ В ГОРНЫХ РАЙОНАХ
ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА**

Доктор геогр. наук

В.П. Благовещенский
Н.В. Пиманкина

Рассмотрены изменения высоты, водности и продолжительности залегания снежного покрова в горных районах Юго-Восточного Казахстана за последние 30 лет. Установлено, что изменения параметров снежности в различных высотных поясах гор имеют разный размах колебаний и направленность.

Снежность является одной из важных климатических характеристик горной территории, оказывающих сильное влияние на природные процессы и хозяйственную деятельность человека. К числу основных показателей снежности относятся: высота снежного покрова, запас воды в снежном покрове (водозапас) и продолжительность залегания устойчивого снежного покрова (УСП). Высота снежного покрова и продолжительность его залегания определяют условия развития зимней рекреационной деятельности. Запас воды в снежном покрове влияет на сток горных рек и обуславливает снеговые нагрузки на инженерные сооружения. Продолжительность периода с УСП, даты его образования и схода необходимо учитывать при определении сроков вегетации и условий перезимовки сельскохозяйственных культур, прогноза температуры сезонно- и многолетнемерзлых пород и несущей способности грунтов. Продолжительность периода с УСП в значительной мере определяет расходы топлива, энергии, тепла в коммунальном хозяйстве. Наблюдаемый в настоящее время период устойчивого потепления, усиленный антропогенными факторами, приводит к изменению характеристик снежного покрова. Правильный учет тенденций развития климатических особенностей региона в холодное полугодие должен способствовать принятию оптимальных решений, особенно в сфере топливно-энергетического комплекса и транспорта, в эпоху рыночных отношений и постоянно меняющейся ценовой политики.

Для изучения колебаний характеристик снежности в горных районах Юго-Восточного Казахстана использовались результаты многолетних наблюдений Казгидромета за снежным покровом на 11 снегомерных маршрутах и 33 метеостанциях, а также данные двух

стационаров Института географии. Число лет наблюдений составляет от 20 до 67. Для многолетних трендов использовалась линейная аппроксимация и рассчитывались угловой коэффициент тренда A , константа B и их ошибки, а также среднее квадратическое отклонение остатков и статистика Дарбина-Уотсона DW . Достоверность A и B определялась по критерию Стьюдента t . Результаты расчетов параметров линейных трендов максимальных водозапаса W на метеостанциях приведены в табл. 1, максимальной высоты снега h на снегомерных маршрутах - в табл. 2. Поскольку характеристики h и W тесно связаны между собой (коэффициент корреляции 0,88), можно считать, что сведения, помещенные в таблицах, дополняют друг друга. Первое, что бросается в глаза при анализе данных - это низкая достоверность трендов. Из 62 пунктов наблюдений только на 18 вероятность наличия тренда превышает 80 и 90 % - лишь на 10.

Таблица 1

Параметры линейных трендов максимального водозапаса по данным метеостанций за весь период наблюдений

Метеостанция	Высота метеостанции, м абс.	Угловой коэффициент тренда, мм/год	Вероятность тренда	Константа, мм
Шилик	608	-0,12	0,29	27
Жаркент	640	-0,35	0,84	32
Лепсинск	1022	-1,21	0,47	202
Кордай	1145	-0,29	0,57	58
Подгорное	1273	0,02	0,06	48
Кугалы	1385	-0,73	0,80	164
Текели	1702	2,90	0,99	91
Луговой	682	0,20	0,69	23
Блинково	1122	0,82	0,92	61
Алматы, агро	1370	0,10	0,14	109
Большое Алма-тинское Озеро	2516	-0,06	0,07	160
ледн. Тулюксу	3400	2,48	0,50	307

Тем не менее, можно констатировать, что при общей низкой достоверности максимальный снегозапас, по данным ряда метеостанций, расположенных в низкогорной зоне хребтов Заилийского и Джунгарского Алатау, в течение всего периода наблюдений уменьшается со скоростью около 0,5 мм/год. В то же время, средние значения W , зафиксированные на метеостанциях, расположенных на западной периферии горных хребтов, увеличились за последние 30 лет по сравнению с наблюдавшимися до середины 60-х годов, т.е. за период, который можно принять за условно-естественный.

Параметры линейных трендов максимальной высоты снега на снеговой маршрутах за весь период наблюдений

Бассейн реки	Высота снеговой линии, м абс.	Угловой коэффициент, см/год	Вероятность тренда	Статистика Ларбина-Уотсона	Константа, см	Ошибка константы, см	Среднеквадратическое отклонение остатков, см
Малая Алматинка	1342	0,27	0,76	2,24	48	5,0	15
	2200	0,41	0,74	2,64	68	6,5	18
	2600	0,68	0,69	1,67	93	11,6	31
	2800	0,05	0,07	1,69	82	11,5	34
	3650	-0,81	0,86	2,36	162	13,1	41
Большая Алматинка	2500	0,59	0,89	1,94	63	8,8	28
	1300	-1,09	0,96	2,44	48	6,4	15
	1500	0,98	0,76	1,44	81	9,2	19
	2200	0,05	0,09	1,87	36	6,4	14
	2630	0,26	0,46	1,92	40	5,8	13
Турень	1300	-1,09	0,96	2,44	48	6,4	15
	1500	0,98	0,76	1,44	81	9,2	19
	2200	0,05	0,09	1,87	36	6,4	14
	2630	0,26	0,46	1,92	40	5,8	13
	2976	2,36	0,99	1,49	34	8,1	18
Шилик	1790	1,02	0,99	2,10	44	5,3	13
	2150	0,28	0,53	2,18	35	5,6	14
	2976	2,36	0,99	1,49	34	8,1	18
	3140	3,05	0,99	1,22	41	6,8	15
	1920	-0,12	0,42	2,49	28	4,7	14
Шалкундысу	1920	-0,12	0,42	2,49	28	4,7	14
	2360	-0,11	0,37	1,89	24	4,3	12
	2820	-0,46	0,80	1,91	47	7,1	21
	3220	-1,80	0,99	1,10	90	9,9	29

Бассейн реки	Высота снегопунк- та, м абс.	Угловой коэффициент тренда, см/год	Вероят- ность тренда	Статистика Дарбина- Уотсона	Конс- танта, см	Ошибка константы, см	Среднеквад- ратическое отклонение остатков, см
Дардамты	1600	-0,01	0,10	1,58	30	9,2	11
	2330	1,94	0,99	1,73	34	5,4	11
	2860	1,09	0,66	1,91	45	12,1	25
	3250	1,65	0,85	1,56	57	11,6	24
Балдабрек	1540	0,03	0,90	2,00	43	5,7	18
	1580	0,11	0,62	2,20	44	5,3	17
	1900	-0,24	0,43	2,30	97	7,5	23
	2020	-0,52	0,12	2,20	85	7,6	23
Каратал	1300	0,10	0,24	1,97	43	7,1	21
	1820	-0,59	0,79	2,56	109	9,9	29
	2060	-1,10	0,96	2,40	127	10,3	29
	2450	-1,09	0,81	2,12	188	17,3	51
Баскан	1750	-0,12	0,19	2,35	55	7,5	18
	1920	0,11	0,21	2,14	42	6,5	16
	2590	-0,12	0,18	1,93	75	7,9	19

Так, по данным снегосъемок на М Блинково ($H = 1122$ м), среднее из максимальных значений запаса воды в снежном покрове за период наблюдений до 1965 г. составляет 64 мм, а за период с 1965 по 1992 г. оно увеличилось до 90 мм, на М Текели ($H = 1702$ м) величина снегозапаса увеличилась от 97 до 180 мм соответственно. По данным наблюдений станций и измерений на маршрутных снегосъемках в различных высотных зонах, размах колебаний экстремальных значений величины снегозапаса за последние 30 лет существенно (на ряде станций более чем в два раза) увеличился по сравнению с условно-естественным периодом, при этом встречаемость аномальных величин W возросла. Наибольшее увеличение размаха колебаний величин снегозапаса отмечено в низкогорной зоне Южной Джунгарии и Западного Тянь-Шаня. С середины 60-х годов на ряде пунктов наблюдений отмечается увеличение средней высоты снежного покрова (рис. 1). Эта тенденция зафиксирована в бассейнах рек Тургень, Шилик, Дардамты, Малая Алматинка (см. табл. 2).

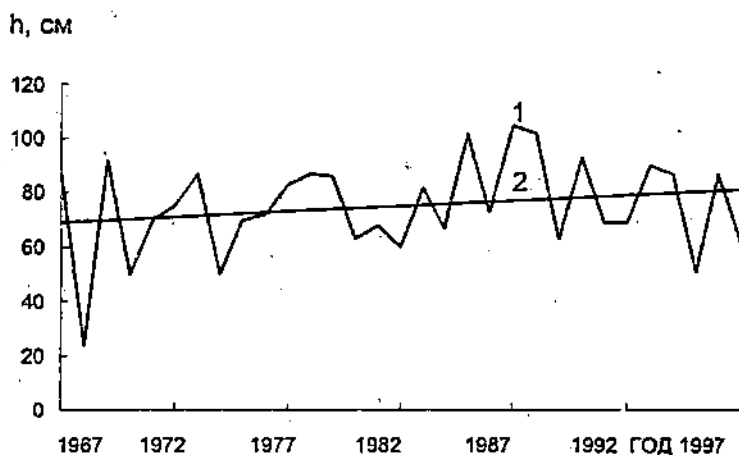


Рис. 1. Максимальная высота снега (1) на горизонтальной площадке СЛ Шимбулак (2200 м) и линейный тренд значений h (2)

Характерная величина тренда составляет 0,5 - 1 см/год. Отрицательный тренд h с различной вероятностью отмечается в бассейнах рек Каратал, Баскан, Шалкудысу, Балдабрек, Боролдай, причем на снегопунктах, расположенных при выходе из гор этих рек, наблюдается тенденция к некоторому увеличению значений h и W .

Для практической деятельности гораздо большее значение, чем тренды, имеет межгодовая изменчивость снежности. Если за 20 лет норма h в среднегорной зоне может измениться на 5-10 см (5-10 %), то в этот же период размах колебаний этой характеристики может составить 100 см и более (около 100 % нормы). При этом малоснежные и многоснежные годы могут следовать непосредственно друг за другом, и различия h двух последующих лет могут достигать 300 %.

На одних и тех же высотах колебания снежности происходят в целом синхронно, то есть малоснежные и многоснежные зимы наблюдаются в одни и те же годы. Однако для разных высотных зон эта синхронность нарушается. В высокогорной зоне малоснежные годы могут наблюдаться тогда, когда в среднегорной и низкогорной зонах зимы многоснежные, как это было зимой 1965/66 и 1987/88 гг. Этот вывод подтверждается расчетами коэффициентов корреляции высоты снега на снегомерных пунктах. Для расчетов коэффициентов корреляции использованы данные за весь период работы метеостанций, число лет наблюдений колеблется от 20 до 62. Для пунктов, расположенных в одной и той же высотной зоне, коэффициент корреляции равен 0,8-0,9. В пунктах соседних высотных зон он составляет 0,5-0,6, а между h низкогорной и высокогорной зон коэффициент корреляции становится отрицательным (минус 0,1), т.е. корреляция отсутствует. Корреляционная связь периода с устойчивым залеганием снега (D) даже на соседних метеостанциях невысока, в одинаковых высотных зонах не превышает 0,6, а в пунктах, расположенных в различных высотных зонах, корреляция D , как и h , также отсутствует (например, для метеостанций Алматы, ОГМС и Мынжилки коэффициент корреляции равен минус 0,1).

Межгодовая изменчивость может быть охарактеризована коэффициентом вариации C , равным отношению среднеквадратического отклонения к норме. В горных районах Юго-Восточного Казахстана для высоты снега и водозапаса в низкогорной зоне $C = 0,5-0,7$, в среднегорной зоне он понижается до 0,3-0,4, а в высокогорной зоне несколько увеличивается и составляет 0,4-0,5. Для периода с УСП, по данным станций средне- и высокогорной зоны, $C = 0,1-0,2$, а в низкогорных районах он несколько выше и составляет 0,2-0,4.

Продолжительность залегания снежного покрова связана с осадками и температурой воздуха в переходные периоды (осенью и весной), и слабо зависит от этих показателей в зимнее время. В высокогорной зоне коэффициент корреляции между D и осадками в сентябре и мае равен 0,3-0,4. Связь D с температурой воздуха в эти месяцы характеризуется коэффициентами корреляции минус 0,3-0,4.

Построены карты сроков залегания и средней многолетней продолжительности периода D с устойчивым снежным покровом, а также карты 5- и 95 %- й обеспеченности этих характеристик снежного покрова на территории Юго-Восточного Казахстана масштаба 1:1 000 000. В низкогорной зоне Угамского и Киргизского хребтов (Шымкентская и Жамбылская области), в Южной Джунгарии, в низкогорьях на востоке и западе Алматинской области 1 раз в 20 лет следует ожидать зимы с УСП продолжительностью более четырех, в долине Или - немного менее четырех месяцев, что превышает среднюю длительность зим на полтора месяца. При этом в средне- и высокогорной зонах хребтов возможно увеличение продолжительности залегания УСП на 20-40 суток относительно рассчитанных средних величин. Существенно отличается распределение по территории периода D 95 %- й обеспеченности, т.е. близкой к минимальным значениям. В низкогорной зоне Угамского и Киргизского хребтов, Заилийского Алатау, в долине р. Или, в Южной Джунгарии, Кегенской долине возможны зимы с устойчивым снежным покровом продолжительностью всего около 30 суток, а в средне- и высокогорье может наблюдаться уменьшение продолжительности периода D на 1-2 мес., причем наименьшее сокращение периода с УСП следует ожидать в центральной части Северной Джунгарии.

За последние 30 лет средняя продолжительность залегания устойчивого снежного покрова уменьшилась по сравнению с наблюдавшейся ранее (до середины 60-х годов) во всех высотных зонах и практически на всех станциях, кроме М Большое Алматинское Озеро. Средние величины D выведены непосредственно из рядов наблюдений и не приведены к единому периоду. Метеостанции, расположенные на территории относительно крупных городов - Алматы, Талдыкоргана, Жаркента (т.е. в связи с застройкой городов подверженные изменению метеорологического режима), а также в засушливых Текесской и Кегенской долинах, зафиксировали наибольшее сокращение продолжительности периода с УСП - на 10-20 % (или на 15-24 суток). В хорошо увлажненной средне- и высокогорной части Заилийского Алатау это уменьшение не так значительно и составляет 2-7 % (или 3-10 сут). Также незначительно сократился период с УСП в предгорной и среднегорной Джунгарии - на 4-7 % (на 7-9 сут).

Анализ временной изменчивости периода с УСП показывает, что в целом на всех станциях региона за весь период наблюдений отмечена тенденция к уменьшению продолжительности D. Однако статистически значимые тренды выявлены только для метеостанций Сарыджаз, Подгорное, Верхний Горельник, Алматы ОГМС, Лепсинск, Аягуз. Отдельно анализировались тенденции в изменении продолжительности периода D за последние 30 лет. В целом с середины 60-х годов отмечена тенденция к увеличению продолжительности периода с УСП на метеостанциях всех высотных зон региона, кроме М Сарыджаз

и Талдыкорган. На рис. 2 в качестве примера приведены фактические значения периода с устойчивым снежным покровом (в сутках) на М Аягуз за последние 30 лет и его линейный тренд.

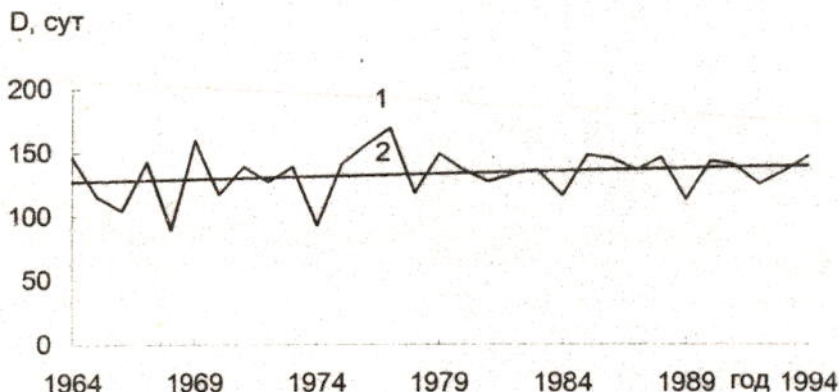


Рис. 2. Изменение продолжительности периода с устойчивым залеганием снежного покрова (1) и линейный тренд периода с УСП (2) по данным М Аягуз за 1965-1995 гг.

Статистически значимые положительные тренды выявлены для М Текели, Нарынкол, Жаланаш, Ассы, Усть - Горельник, а также для низкогорных метеостанций - Моинты, Аягуз (табл. 3). Анализ тенденций в изменении календарных дат формирования и разрушения УСП на этих станциях показал наличие статистически значимых трендов как к более раннему образованию, так и к более позднему разрушению УСП. Установлена также общая тенденция для низкогорной зоны Тянь-Шаня и хр. Кетмень* к более позднему разрушению УСП весной по сравнению с условно-естественным периодом, что связано, по-видимому, с увеличением повторяемости на этой территории холодных весен. При этом средние даты разрушения УСП в высокогорной части Тянь-Шаня, а также в Джунгарии, практически не изменились по сравнению с условно-естественным периодом, и тенденции в их изменении не установлены. Увеличение продолжительности периода с УСП происходит на фоне неоднократно отмеченного роста приземной температуры воздуха, особенно в зимнее время, и роста количества осадков (анализ временных и пространственных тенденций распределения которых требует отдельного рассмотрения).

Возможно, это связано с более интенсивными процессами циклогенеза в зимние сезоны, способствующими адвекции тепла и влаги на юго-восток Казахстана.

Таблица 3

Параметры линейных трендов продолжительности залегания устойчивого снежного покрова за весь период наблюдений и за 1965-1995 гг.

Метеостанция	Абсолютная высота, м	Угловой коэффициент тренда		Вероятность тренда	
		Весь период наблюдений	1965-1995 гг.	Весь период наблюдений	1965-1995 гг.
Аягуз	563	-0,20	0,41	0,90	0,84
Сарканд	764	-0,12	0,56	0,64	0,71
Лепсинск	1022	-0,14	0,09	0,88	0,22
Текели	1702		0,99		0,97
Кугалы	1385	-0,15	0,22	0,74	0,35
Сарыджаз	1956	-0,28	-0,40	0,93	0,56
Нарынкол	1806	-0,18	1,48	0,45	0,96
Большое Алма-тинское Озеро	2516	-0,10	0,28	0,57	0,44
Мынжилки	3017	-0,02	0,06	0,13	0,12
Верхний Горельник	2268	-0,30	0,29	0,95	0,42
Усть-Горельник	1943	-0,04	1,15	0,25	0,98
Алматы, ОГМС	844	-0,28	0,38	0,93	0,37
Есик	1098	-0,07	0,05	0,28	0,07
Мерке	691	0,01		0,02	
Ванновка	809	0,14	0,24	0,39	0,17
Блинково	1122	-0,04	0,07	0,17	0,06
Чокпак	1135	-0,03	0,56	0,11	0,43
Чуулдак	1947		-0,02		0,06
Моинты	582	0,14	2,16	0,52	0,99

Несмотря на некоторое увеличение продолжительности периода с УСП практически на всей рассматриваемой территории по сравнению с теплыми 60-70-ми годами, абсолютные значения продолжительности периода D остаются меньше наблюдавшихся в холодные 30-40-е годы.

Анализ долговременных наблюдений за залеганием УСП выявил, что в последние 30 лет во всех высотных зонах в 4-30 % случаев отмечены зимы с периодом УСП, превышающим на 3-4 и более недель среднее для каждой станции значение, т.е. примерно 1 раз в 5 лет

наблюдается зима большой продолжительности. Расчет количества осадков X , выпадающих за период залегания УСП на ряде метеостанций средне- и высокогорной зоны Заилийского и Джунгарского Алатау показал, что за последние 30 лет суммы X практически не изменились по сравнению с условно-естественным периодом. Доля осадков, выпадающих в твердом и смешанном виде, по данным [3], заметно увеличилась на М Куталы и Нарынкол, на М Мынжилки сократилась на 4 %, по данным других станций региона осталась без изменений. По данным наблюдений на стационаре Института географии на леднике Туюксу установлены слабые отрицательные корреляционные зависимости месячных сумм осадков от среднемесячной температуры воздуха. Коэффициенты корреляции этих зависимостей меняются от месяца к месяцу от минус 0,1 до минус 0,5. Это говорит о том, что более холодные зимы в гляциальной зоне являются и более снежными.

Расчеты статистики Дарбина-Уотсона (DW) показали, что периодичность в колебаниях характеристик снежности выражена очень слабо. В большинстве случаев DW мало отличается от 2, что бывает при отсутствии периодической составляющей. Этот вывод подтверждается расчетами периодограмм для некоторых наиболее достоверных рядов h и D . Можно отметить только некоторое повышение вероятности появления циклов продолжительностью 3 года. Это приводит к тому, что 2 многоснежные или малоснежные зимы могут следовать друг за другом.

Сопоставление колебаний снежности с колебаниями солнечной активности показало отсутствие значимой связи между ними: коэффициент корреляции между h и среднегодовым значением индекса солнечной активности равен минус 0,1. Тем не менее необходимо отметить, что максимальные значения h приходится на годы с минимальными показателями солнечной активности (например, 1966, 1969 и 1987 гг.). Со снежностью года тесно связана лавинная активность территории. Коэффициент корреляции между максимальной высотой снега и суммарным объемом лавин в бассейнах рек Большой и Малой Алматинки в Заилийском Алатау, рассчитанный по данным [1, 2], равен 0,66 и 0,72. При этом следует отметить, что анализ данных наблюдений за лавинной активностью в бассейне р. Малой Алматинки (СЛ Шимбулак) показал отсутствие достоверного тренда как числа лавин, сходящих за зиму, так и их суммарного и максимального объема.

Итак, в целом для рассматриваемого региона в течение нынешнего глобального потепления с середины 60-х годов отмечено увеличение средней максимальной высоты снега и продолжительности залегания устойчивого снежного покрова. Размах колебаний экстремальных значений снегозапаса, высоты снега и продолжительности залегания устойчивого снежного покрова увеличился. Региональные временные ряды показывают (с различной

степеню достоверности) некоторое уменьшение общей снежности в низкогорных районах и увеличение в высокогорных и увлажненных районах. Снежность в высокогорье мало зависит от зимних температур, а в низкогорной зоне, особенно в южных районах, где снежный покров неустойчив и залегает только в самые холодные месяцы года, характеристики снежности весьма зависят от зимних температур. Потепление оказывает более значительное влияние на характеристики снежного покрова в низкогорных засушливых районах, особенно в южной части рассматриваемой территории, и меньшее - в средне- и высокогорных районах, более холодных и хорошо увлажненных. Климатические изменения в отдельных районах проявляются по-разному и требуют более тщательного изучения для принятия решений в сельскохозяйственной и инженерной практике. Несмотря на фактическое потепление в холодное полугодие, трудно прогнозировать экономию на подаче тепла в жилые дома или упадок зимнего туризма, а также скорое и необратимое изменение ландшафтной поясности и перемену привычной трудовой деятельности населения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. К вопросу оценки лавинной опасности в Заилийском Алатау/ Е.И. Колесников, Е.Е. Коченова, Е.В. Новикова, А.Н. Подстречный // Гидрометеорология и экология. - 1996. - № 3. - С. 77-87.
2. Кондрашов И.В. Прогноз лавин и некоторых характеристик снежности в горах Казахстана. - Л.: Гидрометеиздат, 1991. - 72 с.
3. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Вып. 18. Книга 1, 2. - Л.: Гидрометеиздат, 1989. - 514 с., 440 с.

Институт географии МН-АН РК

ҚАЗАҚСТАННЫҢ ОҢТҮСТІК- ШЫҒЫС ТАУЛЫ АЙМАҒЫНДА ҚАРЛЫЛЫҚТЫҢ ӨЗГЕРУІ

Геогр. г. докторы В.П. Благовещенский
Н.В. Пимакина

Соңғы 30 жылда Қазақстанның оңтүстік-шығыс таулы аймағындағы қар жамылғысының биіктіктігін, сулылығының және жату ұзақтығының өзгеруі қарастырылған. Қар жамылғысы параметрлерінің өзгеруі таудың әртүрлі биіктік белдеулерінде әртүрлі мөлшер бағытта болатындығы анықталды.