

Пространственная изменчивость толщины снежного покрова на горном склоне (архипелаг Шпицберген)

© 2018 г. П.А. Черноус*, Н.И. Осокин, Р.А. Чернов

Институт географии РАН, Москва, Россия

*pchernous48@gmail.com

Spatial variability of the snow depth on mountain slope in Svalbard

P.A. Chernous*, N.I. Osokin, R.A. Chernov

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*pchernous48@gmail.com

Received November 1, 2017

Accepted February 14, 2018

Keywords: *avalanches, monitoring, snow depth variability, snow stability evaluation.*

Summary

The study was carried out to estimate the spatial variability of snow cover depths in avalanche centers of the mountain slopes of Svalbard. Accounting for the variability is necessary for monitoring the snow cover depths in the avalanche centers and evaluating the snow cover stability on the slope. The main tasks of the work were to evaluate the variability parameters and compare them with similar estimates obtained in other regions. In contrast to conventional snow surveys, thickness measurements were carried out more frequently (with resolution of every 1 m) in profiles (eight profiles in total), not exceeding the characteristic linear size of the avalanche origin zone (up to 100 m²). Spatial variations of snow cover thickness in each profile are considered as the realization of a random process. Data of the spring measurements of 2015 were used to estimate the mathematical expectations, variances, and autocorrelation functions of the snow cover depth on the Mount Olav slopes. Comparison of parameters of variability with those obtained in different mountain regions of Russia with the similar underlying surface, shows that the variability on Svalbard are the most similar to the variability in the Khibiny Mountains. Although the scattering and coefficients of variation obtained in the Khibiny Mountains are slightly larger, the spatial coherence of the snow cover depths is the lowest on Svalbard. Estimates of the correlation radii are within the range of 2–6 m. With such variability any deterministic estimation of spatial snow accumulation with the help of remote measurement stakes is impossible. The obtained parameters of the spatial statistical structure of the snow cover thickness allow using statistical modeling for the interpretation of point measurements. In that case, uncertainty of snow cover thickness data in places where measurements were not made will be reflected in their probabilistic estimation.

Citation: Chernous P.A., Osokin N.I., Chernov R.A. Spatial variability of the snow depth on mountain slope in Svalbard. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018. 58 (3): 353–358. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-353-358.

Поступила 1 ноября 2017 г.

Принята к печати 14 февраля 2018 г.

Ключевые слова: *изменчивость толщины снежного покрова, лавины, мониторинг, оценка устойчивости снега.*

Пространственные изменения толщины снежного покрова на горных склонах Шпицбергена рассматриваются как реализации случайных процессов. Параметры этих процессов оценены на основании специальных снегосъёмок. Статистические связи толщины снега в разных точках склона резко падают с расстоянием между этими точками. По сравнению с Западным Тянь-Шанем, Кавказом, Алтаем, Байкальским хребтом и Хибинами изменчивость снега в горах Шпицбергена самая высокая и близка к Хибинам.

Введение

Использование моделей механической устойчивости снега для диагностики лавиноопасных ситуаций на склонах произвольной конфигурации и гидрологических моделей с пространственно распределёнными параметрами с целью прогнозирования водоснежных

потоков требует достоверных данных о толщине снежного покрова в зонах, влияющих на возникновение этих явлений. Данные о толщине снежного покрова необходимы и для расчёта устойчивости многолетнемёрзлых пород [1]. Вместе с тем традиционно эта характеристика измеряется лишь в нескольких точках зон зарождения лавинных очагов. Например, в Хибинах, где пло-

щадь таких зон зарождения составляет десятки гектаров, число снегомерных реек не превышает десяти, а иногда их бывает ещё меньше.

Существующие снегомерные сети, используемые для контроля лавинной опасности, формируются субъективно и не имеют под собой рациональной основы, позволяющей оценить качество интерпретации данных, получаемых с их помощью. На Шпицбергене такие сети вообще отсутствуют, хотя район относится к лавиноопасному. Интерпретация данных точечных измерений для оценки возможности образования лавин или водоснежных потоков и проектирование сети мониторинга толщины снежного покрова требуют учёта возможных ошибок, связанных с пространственной изменчивостью этой характеристики. Размер участков, для которых в этом случае оценивается изменчивость, не должен превышать размера зон зарождения лавин и водоснежных потоков. Использование для моделирования пространственных распределений толщины снега в лавинном очаге, оценок дисперсий и автокорреляционных функций, полученных на участках, существенно превышающих размеры лавинного очага, может дать неправильную картину распределения за счёт искажения этих параметров, т.е. масштаб изменчивости должен соответствовать размеру участка.

Как правило, для соблюдения условий статистической однородности поля толщины снежного покрова размеры участков, для которых необходимо оценить изменчивость, должны быть меньше размера зоны зарождения. Обычно зону зарождения в соответствии с элементами рельефа и их параметрами можно разбить на более мелкие участки, для которых и требуется оценить изменчивость. Характерный линейный размер таких участков не превышает 100 м. Очевидно, что данные об изменчивости, получаемые при стандартных маршрутных снегосъёмках, предназначенных для оценки снегозапасов на значительных территориях, не соответствуют требуемому масштабу оценок. Кроме того, с их помощью невозможно оценить вклад в общую дисперсию короткопериодных флуктуаций, учёт которых важен при статистическом моделировании пространственных распределений снежного покрова для определения его устойчивости [2].

Оценка статистических параметров изменчивости должна выполняться на основании дан-

ных, полученных с более высоким пространственным разрешением (10 м при стандартных снегосъёмках). Для некоторых районов России и Узбекистана оценка пространственной статистической структуры толщины снежного покрова на склонах на малых площадях выполнена [3–6]. Однако горы Шпицбергена сильно отличаются по своим физико-географическим условиям от остальных районов России и тем более Средней Азии. Именно поэтому для создания сети мониторинга толщины снежного покрова в лавинных очагах и в зонах зарождения водоснежных потоков на Шпицбергене необходимо рассмотреть эти различия и оценить возможности их применения на Шпицбергене.

Измерения

Измерения толщины снежного покрова проводились 10–15 апреля 2015 г. в период, близкий к максимальному снегонакоплению в двух высотных зонах горы Улав (100–150 м и 300–400 м над ур. моря) с различными уклонами и экспозициями (таблица). Нижняя зона — это ровный пологий склон западно-юго-западной экспозиции крутизной 15°. Верхняя зона имела западно-северо-западную экспозицию, крутизну до 30° и представляла собой широкий слабовыпуклый водораздел. Толщина измерялась по нормали к поверхности снега с помощью 1,5-метрового металлического щупа, отградуированного в сантиметрах. Если толщина снега превышала 1,5 м, то в этом месте проходили шурф, глубина которого позволяла щупом достичь земли. Щуп использовался также для определения толщины слоя снега над мощной сплошной ледяной коркой в снежном покрове. Все измерения проводились по профилям, направленным вдоль линии падения склона сверху вниз. Расстояния между измерениями — 1 м. Минимальный размер «ядер зарождения» лавины из снежной доски — порядка 1 м. С таким или с более высоким разрешением необходимо генерировать реализации распределений толщины снежного покрова для определения его устойчивости на склоне. Соответственно и параметры статистической структуры толщины снежного покрова должны определяться по измерениям с таким или с более высоким разрешением. В общем случае оценки

Характеристики профилей измерений толщины снега и их статистических параметров

Номер профиля	Дата измерений	Экспозиция склона	Угол склона, градусы	Число изме- рений	Средняя толщина, см	Стандартное отклонение, см	Коэффициент вариации	Минимальная толщина, см	Максимальная толщина, см
1	10.04.15	ЗЮЗ	15	59	24,4	6,8	0,28	14	45
2					13,2	4,6	0,35	5	25
3					11,2	4,5	0,40	4	22
4	11.04.15				69,9	35,2	0,50	18	144
5	12.04.15				48,2	19,8	0,41	23	88
6					52,8	17,8	0,34	21	91
7	15.04.15	ЗСЗ	30	51	46,1	6,4	0,15	35	61
8					56,6	9,5	0,17	35	76

параметров статистической структуры зависят от интервала между измерениями. Измерения с большими интервалами не показывают вклада высокочастотной составляющей в дисперсию.

Измерения выполнялись по восьми профилям (см. таблицу). Профили 1–3 на склоне совпадают, но в профиле 1 измерения велись от поверхности снега до грунта, в профиле 2 – от поверхности снега до мощной ледяной корки внутри снежного покрова (метелевый и свежесвыпавший снег), в профиле 3 – от этой ледяной корки до грунта. Подстилающая поверхность в профилях 1, 3–6 представляла собой задернованный грунт, в профилях 7 и 8 – скальную поверхность, а в профиле 2 – ледяную корку. Измерения в профилях 7 и 8 проводили в верхней высотной зоне, все остальные измерения были в нижней высотной зоне. Всего выполнено 456 измерений. Статистические параметры рядов измерений оценивали для каждого профиля отдельно, в том числе и для профилей 2 (верхний слой снега) и 3. Точность отсчёта толщины снежного покрова составляла $\pm 0,5$ см, а точность метода измерений, видимо, была несколько ниже. Экстраполируя значения автоковариационной функции в ноль, можно оценить ошибку метода, но в настоящей работе такая задача не стояла.

Результаты и их обсуждение

В таблице представлены основные статистические параметры измерений толщины снега в профилях. Разброс значений толщины снежного покрова в профиле относительно среднего может быть охарактеризован величиной среднего квадратичного отклонения σ (СКО) или дисперсии σ^2 . Как было показано ранее при ис-

следованиях в Хибинах [5], значения СКО возрастают до определённой величины с ростом средней толщины снежного покрова, а затем остаются постоянными. Полученная максимальная величина СКО для Шпицбергена, равная 0,35 м (см. таблицу), хотя и несколько ниже, чем для Хибин (0,4 м [5]), но выше, чем для Кавказа (0,2 м [4]), существенно больше, чем для Алтая (0,07 м [4]), Байкальского хребта (0,07 м [4]) и Западного Тянь-Шаня (0,12 м в районе горнолавиной станции «Дукант» и 0,27 м в районе горнолавиной станции «Камчик» [3, 6]).

Учитывая, что подстилающая поверхность, где велись измерения, во всех упомянутых здесь районах примерно одинаковая, различия, скорее всего, связаны с ветровым режимом. Влияние скорости ветра чётко проявляется в различиях стандартных отклонений СКО, полученных для района метеостанций Дукант – 0,12 м и Камчик – 0,27 м в Западном Тянь-Шане. Метеостанция Камчик расположена на одноимённом перевале и относится к району с интенсивной метелевой деятельностью. Оценки СКО и автокорреляционной функции $r_h(l)$ (индекс h обозначает толщину верхнего слоя снега) для верхнего слоя снега, полученные по данным измерений в профиле 2, очень близки к аналогичным оценкам для Хибин.

Оценки пространственных автокорреляционных функций полной толщины снега $r_H(l)$ (индекс H обозначает полную толщину снежного покрова – от поверхности до земли), полученные на основании измерений в профилях 1, 3–8, приведены на рис. 1. Автокорреляционная функция толщины верхнего слоя снега (рис. 2) оказалась близкой к осреднённой автокорреляционной функции \bar{r} для профилей 1, 3–8 (см. рис. 1). Радиусы корреляции (под радиусом

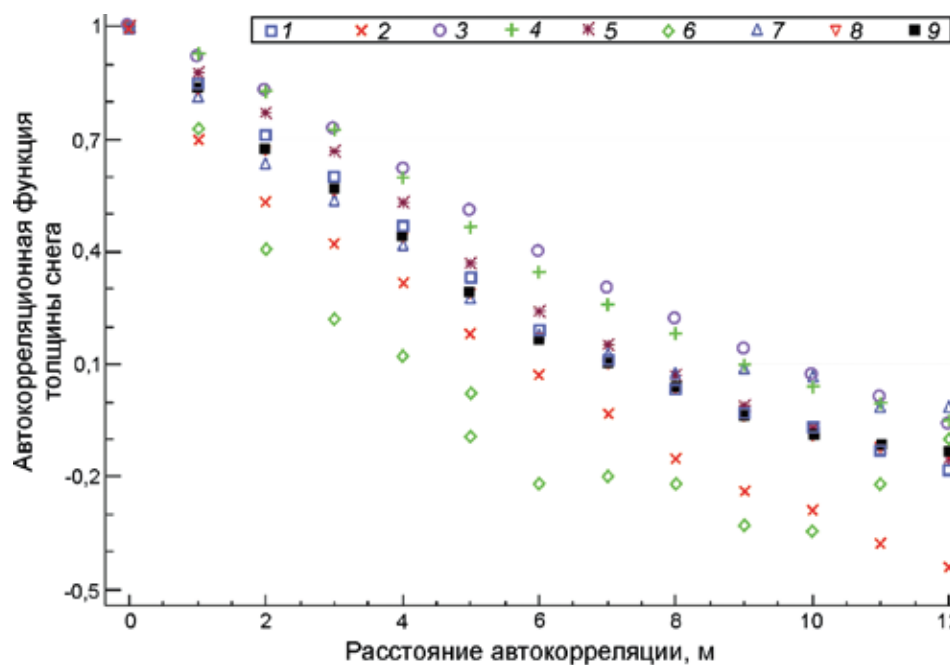


Рис. 1. Оценки пространственных автокорреляционных функций толщины снежного покрова, полученные для различных профилей.

1–8 – номера профилей; 9 – среднее значение по профилям 1, 3–8

Fig. 1. Assessment of the spatial autocorrelation functions of snow depth for different profiles.

1–8 – numbers of show profiles; 9 – the mean value of the profiles 1, 3–8

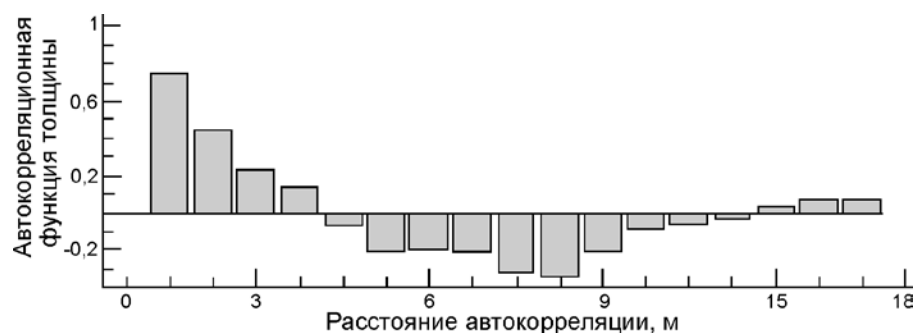


Рис. 2. Оценка пространственной автокорреляционной функции толщины верхнего слоя снега, полученная на основе измерений в профиле 2

Fig. 2. Assessment of the spatial autocorrelation functions of the upper snow layer for profile 2

корреляции здесь понимается расстояние, на котором автокорреляционная функция убывает в e раз), полученные на основе измерений в разных профилях, находятся в диапазоне 2–6 м. Для осреднённой автокорреляционной функции $r_H(l)$ он равен 5 м (рис. 3). Радиус корреляции для осреднённой автокорреляционной функции $r_H(l)$ в Хибинах составляет около 7 м (см. рис. 3). Аналогичные измерения на Кавказе показали, что там радиусы корреляции находятся в диапазоне 11–19 м. Для Западного Тянь-Шаня радиусы корреляции превышают десятки метров [3, 6].

В качестве характеристик качества сети мониторинга толщины снежного покрова предлагается использовать ошибки замены среднего интегрального значения на определённой площади и математического ожидания средним арифметическим, а также ошибки интерполяции

между точками измерений. Расчёты, выполненные в предположении, что полученные оценки параметров статистической структуры соответствуют однородному и изотропному случайному полю толщины снежного покрова, аналогично тому, как это было сделано в работах [4, 5], показывают, что единичное измерение толщины снега в центре квадрата площадью 100 м^2 может интерпретироваться, например, как среднее интегральное значение для его площади с ошибкой равной $0,54\sigma$ и может достигать 0,2 м. Этот показатель может служить характеристикой репрезентативности отдельного измерения. Для измерений в центрах четырёх равновеликих квадратов на этой же площади ошибка близка к $0,07\sigma$ и не превышает 0,03 м. Аналогичная оценка погрешности замены среднего интегрального значения единичным измерением (по одной рейке), выполненная для Хибин, составляет $0,8\sigma$

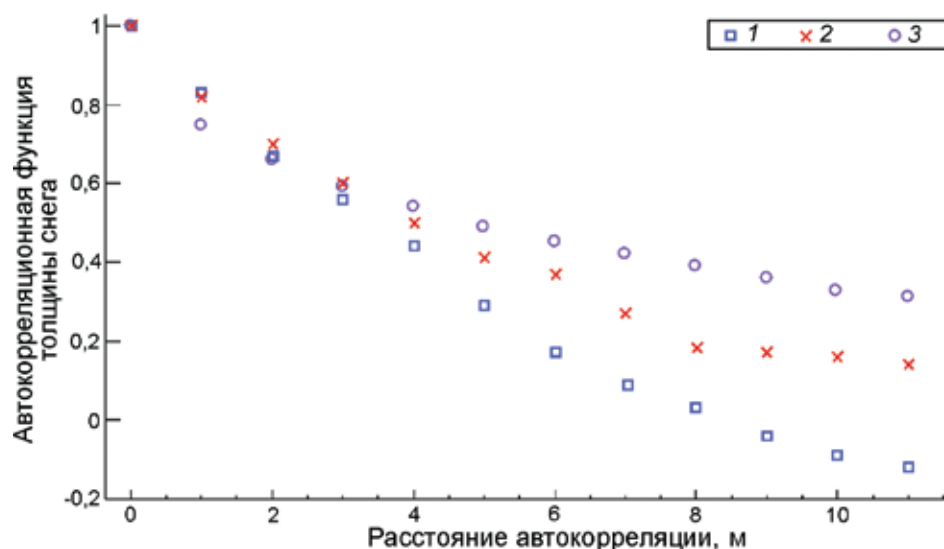


Рис. 3. Осреднённые пространственные автокорреляционные функции толщины снежного покрова, полученные для одинаковой подстилающей поверхности (задернованная почва) на склонах:

1 – Шпицбергена; 2 – Хибин; 3 – Кавказа

Fig. 3. Averaged spatial autocorrelation functions of snow depth for the same underlying surface (sodden ground):

1 – Svalbard; 2 – Khibiny; 3 – Caucasus

или 0,3 м. Ошибка линейной интерполяции на середину 10-метрового отрезка между измерениями близка к $0,95\sigma$ или 0,33 м. Для Хибин эта же ошибка составляет $0,78\sigma$ или 0,31 м.

Ошибка замены математического ожидания средним арифметическим при независимых измерениях (расстояние между измерениями больше 10 м) составляет не менее $\sigma/n^{0,5}$, где n – число точек измерений. Все приведённые оценки выполнены без учёта точности измерений. Стандартная ошибка измерений толщины снега для снегомерной сети в лавинных очагах Хибин составляет 0,2 м, тогда как на Тянь-Шане – не более 0,05 м [5]. Из-за условий освещения в зимнее время и интенсивного отложения изморози получить точность измерений на Шпицбергене выше, чем в Хибинах, вряд ли возможно. Оценки точности интерполяции и замены средних интегральных и математических ожиданий средними арифметическими для статистической структуры толщины снега на Тянь-Шане достаточно малы и в значительной мере определяются ошибками измерений.

Для представленной структуры толщины снега на Западном Тянь-Шане [3, 6] традиционные снегомерные сети и методы проведения снегосъёмок могут достаточно точно описывать распределение снега в лавинном очаге. Для Шпицбергена информативность данных, полученных с их помощью, будет минимальной, так как изменение толщины снега в конкретном месте за некоторый период времени определяется как разность двух измерений в этом месте:

в конце и начале периода. Абсолютная ошибка определения изменения будет больше ошибки отдельного измерения. С учётом примерно одинаковой пространственной автокорреляции полей общей толщины снежного покрова и его прироста (толщины верхнего слоя) относительные ошибки интерполяции в поле прироста, а также замены среднего интегрального и математического ожидания будут существенно больше, чем для поля общей толщины снега.

Заключение

Получены первые оценки параметров пространственной статистической структуры толщины снежного покрова для лавинных очагов Шпицбергена. Конечно, они нуждаются в уточнении. Для этого необходимо проведение новых массовых специализированных снегосъёмок, желательно с использованием современных измерительных систем (лазерное сканирование, радиолокация). Вместе с тем полученные результаты уже сейчас могут быть использованы при разработке методов диагностики неустойчивых состояний снега в лавинных очагах с помощью статистического моделирования, а также расчёте расходов воды в подснежном канале, используя гидрологические модели с пространственно распределёнными параметрами.

Полученные результаты показывают, что пространственная изменчивость толщины снежного покрова на склонах гор Шпицберге-

на очень велика. Связи между толщинами снега убывают с расстоянием сильнее, чем в большинстве исследованных горных районов. Для аналогичных видов подстилающей поверхности параметры пространственной изменчивости толщины снега близки к Хибинам и сильно отличаются от полученных на Кавказе, Алтае, в Прибайкалье и на Тянь-Шане, что можно объяснить различиями в условиях снегонакопления. При такой статистике для оценки устойчивости снега на склонах гор Шпицбергена нереально построить надёжную систему мониторинга толщины снега, основанную на традиционных методах измерений (с помощью дистанционных снегомерных реек).

Рекомендации строить снегомерную сеть с расстояниями между снегомерными рейками в 50 м для Шпицбергена неприемлемы. Даже сеть с 10-метровым шагом между точками измерений будет бесполезной для интерполяции получаемых с её помощью данных в целях оценки возможности образования лавин. Связано это с тем, что ошибки интерполяции будут больше минимальной толщины снежной доски (0,1–0,2 м), из которой формируются лавины. Это же можно

сказать и об использовании сети с 10-метровым шагом между точками измерений (см. ранее) сети для оценки средних интегральных по площади величин и математических ожиданий. В данном случае требуется применение других современных методов.

По нашему мнению, единственно адекватный метод интерпретации точечных измерений снега в лавинных очагах Шпицбергена для оценки лавинной опасности – статистическое моделирование его неустойчивых состояний, при котором неопределённость данных о толщине снега отображается в вероятностной оценке устойчивости снега [2].

Благодарности. Экспедиционные исследования на архипелаге Шпицберген выполнялась при финансовой поддержке госзадания 0148-2017-0005 и логистической помощи Российского научного центра на Шпицбергене (РНЦШ).

Acknowledgements. Field studies on Svalbard were conducted with financial support from the state assignment 0148-2017-0005 and logistical assistance of the Russian Scientific Center on Spitsbergen (RSCS).

Литература

1. Osokin N.I., Samoylov R.S., Sosnovskiy A.V., Sokratov S.A., Zhidkov V.A. Model of the influence of snow cover on soil freezing // *Annals of Glaciology*. 2000. V. 31. P. 417–421.
2. Chernouss P.A., Fedorenko Y. Probabilistic evaluation of snow stability on mountain slopes // *Annals Glaciology*. 1998. V. 26. P. 303–306.
3. Канаев Л.А. Об изменчивости свойств снега // *Тр. САРНИГМИ*. 1969. Вып. 44 (59). С. 25–42.
4. Черноус П.А., Селиверстов Ю.Г., Сучков В.Е. Влияние характеристик снега на лавинообразование // *Лёд и Снег*. 2015. № 2 (130). С. 53–59.
5. Черноус П.А., Христоев Ю.В. Оценка точности данных о толщине снега в лавиносборах // *МГИ*. 1988. № 55. С. 201–206.
6. Чиркова А.А. Статистический анализ распределения глубины снежного покрова на малых площадях в горах // *Тр. САРНИГМИ*. 1977. Вып. 37 (118). С. 43–50.

References

1. Osokin N.I., Samoylov R.S., Sosnovskiy A.V., Sokratov S.A., Zhidkov V.A. Model of the influence of snow cover on soil freezing. *Annals of Glaciology*. 2000, 31: 417–421.
2. Chernouss P.A., Fedorenko Y. Probabilistic evaluation of snow stability on mountain slopes. *Annals Glaciology*. 1998, 26: 303–306.
3. Kanaev L.A. On the variability of snow properties. *Trudy SARNIGMI. Proc. of the Central Asian hydrometeorological Institute*. 1969, 44 (59): 25–42. [In Russian].
4. Chernous P.A., Seliverstov Y.G., Suchkov V.E. Snow variability effect upon avalanching. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2015, 2 (130): 53–59. [In Russian].
5. Chernous P.A., Khristoev Y.V. Estimation of data accuracy on the snow depth in avalanche catchments. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies*. 1988, 55: 201–206. [In Russian].
6. Chirkova A.A. Statistical analysis of the snow depth distribution in small mountain areas. *Trudy SARNIGMI. Proc. of the Central Asian hydrometeorological Institute*. 1977, 37 (118): 43–50. [In Russian].