

**III Международный симпозиум
«Физика, химия и механика снега»
Сборник трудов
Часть I.**



**Proceedings of the
III International Symposium on
“Physics, Chemistry and Mechanics of Snow”
Part I.**

**FEDERAL AGENCY OF SCIENTIFIC ORGANIZATIONS
FEDERAL STATE-FUNDED INSTITUTION OF SCIENCE
FAR EAST GEOLOGICAL INSTITUTE
FAR EASTERN BRANCH OF RUSSIAN ACADEMY OF
SCIENCE**

**Proceedings of the
III International Symposium on
«Physics, Chemistry and Mechanics of Snow»
Part I.**

Yuzno-Sakhalinsk, Russia,
2017

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНСТВО НАУЧНЫХ ОРГАНИЗАЦИЙ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК**

**Сборник трудов
III Международного симпозиума
«Физика, химия и механика снега»
Часть I.**

Южно-Сахалинск, Россия,
2017

УДК: 551.321+551.322+551.578+551.579+543.2+556.124

ББК: 26.222.8

ISBN: 978-5-904521-12-7

III Международный симпозиум «Физика, химия и механика снега»: сборник докладов, Часть I, Южно-Сахалинск, 2-6 октября 2017 г. / Отв. редактор Н.А. Казаков - Южно-Сахалинск, Сахалинский филиал ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН. - 152 с.

В сборнике представлены доклады III Международного научного симпозиума «Физика, химия и механика снега», проходившего 2-6 октября 2017 г. в г. Южно-Сахалинске. Доклады симпозиума посвящены рассмотрению фундаментальных аспектов исследования физических, химических и механических свойств снежного покрова, оценке современного уровня фундаментальных знаний о снеге, снежном покрове и лавинах, перспективам исследования их фундаментальных свойств, а также прикладным вопросам проектирования сооружений в снежных регионах.

Ответственные редакторы: к.г.-м.н. Н.А. Казаков, проф. К. де Йон,
Редакционная коллегия: к.г.н. Е.Н. Казакова, к.г.н. В.А. Лобкина, А.А. Музыченко
Рецензенты: проф., д.г.н. Э.Г. Коломыц; к.г.н. П.А. Черноус

Печать ИП Хан Наталья Викторовна (полиграфическая компания «Кано»)
ОГРН 309650109000031, г. Южно-Сахалинск, ул. Адмирала Макарова, 27, оф. 7,
Тел. (4242) 43-81-57, тираж 120 экз. 2017 год

Proceedings of Part I, the III International Symposium on "Physics, Chemistry and Mechanics of Snow", Yuzhno-Sakhalinsk, 2nd - 6th October, 2017 / Editor-in-chief Kazakov N.A.- Yuzhno-Sakhalinsk, Russia, Sakhalin Department of Far East Geological Institute FEB RAS. - 152 p.

The proceedings present the outcome of the III International Symposium on "Physics, Chemistry and Mechanics of Snow", which took place in Yuzhno-Sakhalinsk between the 2nd – 6th October 2017. The symposium papers are devoted to fundamental aspects of research on the physical, chemical and mechanical properties of snow packs and avalanches, the evaluation of state-of-the-art knowledge on snow, snow packs and avalanches, research perspectives on their fundamental properties in addition to applied questions related to civil engineering in snowy regions.

Editor-in-Chief: Ass. Prof. N. Kazakov, Prof. C. de Jong
Editorial college: PhD. E. Kazakova, PhD. V. Lobkina, A. Muzyichenko
Reviewers: Prof. E. Kolomitz; PhD. P. Chernouss

Print SP Khan Natalia Viktorovna (the Printing Company "Kano")
Bin 309650109000031
Yuzhno-Sakhalinsk, str. Admirala Makarova, 27, of.7, tel: (4242) 43-81-57
Edition of 120 copies, 2017

ОРГАНИЗАТОРЫ

- ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия
- Автономная некоммерческая организация научно-исследовательский центр по изучению геодинамических процессов «ГЕОДИНАМИКА», Южно-Сахалинск, Россия
- Японская Ассоциация снега и льда, Токио, Япония
- Лаборатория физической географии Национального центра научных исследований Франции и Университета Париж 1 Пантеон-Сорбонна, Париж, Франция
- ФГБУН Специальное конструкторское бюро средств автоматизации морских исследований ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

ФИНАНСОВАЯ ПОДДЕРЖКА

Симпозиум проводится при финансовой поддержке следующих организаций:

- Правительство Сахалинской области, Южно-Сахалинск, Россия
- Автономная некоммерческая организация научно-исследовательский центр по изучению геодинамических процессов «ГЕОДИНАМИКА», Южно-Сахалинск, Россия
- Федеральное Агентство Научных Организаций РФ, Москва, Россия

ORGANIZERS

- Far East Geological Institute of the Far Eastern Branch of Russian Academy of Science, Vladivostok, Russia
- Nonprofit Organization Research Center for the Study of geodynamic processes "Geodynamics", Yuzno-Sakhalinsk, Russia
- Japanese Society of Snow and Ice (JSSI), Tokyo, Japan
- Laboratory of the Physical Geography, CNRS and Pantheon-Sorbonne University Paris 1, Paris, France
- Special Research Bureau for Automation of Marine Researches of the Far Eastern Branch of Russian Academy of Science", Yuzno-Sakhalinsk, Russia

FINANCIAL SUPPORT

The symposium is sponsored by the following organizations:

- The Government of the Sakhalin region, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia.
- Nonprofit Organization Research Center for the Study of geodynamic processes "Geodynamics", Yuzhno-Sakhalinsk, Russia.
- Federal Agency for Scientific Organizations, Moscow, Russia.

ОРГКОМИТЕТ

Сопредседатели:

- академик Ханчук А.И., научный руководитель ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток, Россия
- проф. Такахаша С., президент Японской Ассоциации снега и льда, Токио, Япония
- Ph.D. Джомелли В., директор по исследованиям, Лаборатория физической географии Национального центра научных исследований Франции и Университета Париж-1 Пантеон-Сорбонна, г. Париж, Франция

Заместители председателя:

- к.г.-м.н. Казаков Н.А., директор Сахалинского филиала ДВГИ ДВО РАН, заведующий лабораторией лавинных и селевых процессов, г. Южно-Сахалинск, Россия
- к.г.н. Сократов С.А., заместитель декана по научной работе Географического факультета МГУ им. М.В.Ломоносова, г. Москва, Россия
- проф. Де Йон К., профессор Университета Страсбурга, г. Страсбург, Франция

Ответственный секретарь:

- к.г.н. Казакова Е.Н., старший научный сотрудник Сахалинского филиала ДВГИ ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия

Оргкомитет:

- член-корреспондент Соломина О.Н., Вице-президент Международной ассоциации криосферных наук; директор Института географии РАН, г. Москва, Россия
- проф. Адамс Е., профессор Университета Монтана, г. Боземан, США
- д.г.н. Благовещенский В.П., Руководитель лаборатории природных опасностей Института географии Республики Казахстан, г. Алматы, Казахстан
- к.г.-м.н. Генсиоровский Ю.В., зам. директора Научно-исследовательского центра "Геодинамика", г. Южно-Сахалинск, Россия
- проф., д.г.н. Глазырин Г.Е., профессор Национального университета Узбекистана, г. Ташкент, Узбекистан
- к.ф.-м.н. Зайцев А.И., зам. директора по научным направлениям СКБ САМИ ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
- проф., д.г.н. Коломыц Э.Г., зав. лабораторией ландшафтной экологии Института экологии Волжского бассейна РАН, г. Пущино, Россия

- д.г.-м.н. Лапердин В.К., вед. научный сотрудник Института земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия
- Ph.D. Мак-Кланг Д., профессор Отделения исследования снега и лавин Географического университета Британской Колумбии, г. Ванкувер, Канада
- проф. Маэно Н., экс-президент Международного гляциологического общества, профессор Университета Хоккайдо, г. Саппоро, Япония
- к.п.н. Молчанов К.Я., референт департамента развития предпринимательства и конкуренции науки и инноваций министерства экономического развития Сахалинской области, учёный секретарь научно-экспертного совета при Правительстве Сахалинской области, г. Южно-Сахалинск, Россия
- проф. Нишимура К., профессор Университета Нагоя, , г. Нагоя, Япония
- Ph.D. (Sci) Фукс С., зам. директора Института прикладных исследований горных рисков Университет природных ресурсов и наук о жизни, г. Вена, Австрия
- Ph.D. Хестнес Э., ст. геоморфолог, Норвежский геотехнический институт, г. Осло, Норвегия
- к.г.н. Шныпарков А.Л., ведущий научный сотрудник, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия
- Ph.D. Ямагучи С., Национальный исследовательский институт наук о Земле и защиты от стихийных бедствий, Нагаока, Япония
- Ph.D. (Sci) Сато А., Технический Консультант Sekisui Plastics Co., LTD., г. Токио, Япония

Рабочая группа:

к.г.н. Лобкина В.А., ст. научный сотрудник; к.г.н. Боброва Д.А., научный сотрудник; к.г.-м.н. Степнова Ю.А., научный сотрудник; Кононов И.А., научный сотрудник; Рыбальченко С.В., мл. научный сотрудник; Музыченко А.А., мл. научный сотрудник; Ставнийчук В.К., ст. инженер; Павлов В.С., инженер (СФ ДВГИ ДВО РАН, лаборатория лавинных и селевых процессов, Южно-Сахалинск); Степанюк С.А., зам. директора по экономике – главный бухгалтер; Беликова Т.Н., ведущий бухгалтер; Владзимирская О.Н., старший экономист (ДВГИ ДВО РАН, Владивосток)

ORGANIZING COMMITTEE

Co-Chairs:

- Academician A.I. Khanchuk, Academician of RAS, Scientific Director of the FEB RAS, Vladivostok, Russia
- Prof. S. Takahashi, President of Japanese Society of Snow and Ice (JSSI), Tokyo, Japan
- Ph.D. V. Jomelli, Research Director, Laboratory of Physical Geography, CNRS and Pantheon-Sorbonne University Paris 1, Paris, France

Deputy Chairmen:

- Ass. Prof. N.A. Kazakov, Director of the Sakhalin Branch of Far East Geological Institute FEB RAS, Head of the Laboratory of Avalanche and Debris Flow Processes, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia
- Ph.D. S.A. Sokratov, Deputy Dean of Research of the Faculty of Geography of the Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
- Prof. C. de Jong, Professor of the Institute of Imagery, City and Environment Faculty of Geography and Spatial Planning of University of Strasbourg, Strasbourg, France, Ex-President of Cryospheric Sciences of the European Geosciences Union

Senior Secretary:

- Ph.D. E.N. Kazakova, Senior Researcher, Laboratory of Avalanche and Debris Flow Processes, Sakhalin Department of FEGI FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

Organizing Committee:

- Corresponding Member of RAS O. N. Solomina, Vice-president of the International Association of Cryospheric Sciences, Director of the Institute of Geography RAS, Moscow, Russia
- Prof. E.E. Adams, Professor of the Montana State University, Bozeman, USA
- Ph.D. Yu. V. Gensiorovskiy, Deputy Director of the Research Center for the Study of Geodynamic Processes "Geodynamics", Yuzhno-Sakhalinsk, Russia
- Prof. G.E. Glazyrin, Professor of the National University of Uzbekistan, Tashkent, Uzbekistan
- Ph.D. A.I. Zajcev, Deputy Director of Research of the Special Research Bureau for Automation of Marine Researches of the Far Eastern Branch of RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia
- Prof. E.G. Kolomyc, Head of the Laboratory of Landscape Ecology, Institute of Volga Basin Ecology RAS, Pushchino, Russia

- Prof. N. Maeno, Ex-president of the International Glaciological Society, Board Member of the International Glaciological Society, Professor at Hokkaido University, Sapporo, Japan
- Prof. K. Nishimura, Professor of the Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, Nagoya, Japan
- Dr. Sc. V.P. Blagovechshenskiy, Head of the Department of the Natural Hazards of the Institute of Geography of Kazakhstan, Almaty, Kazakhstan
- Dr. Sc. V.R. Laperdin, Senior Researcher of the Institute of the Earth's Crust Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia
- Ph.D. (Sci) S. Fuchs, Deputy Director of the Institute of Mountain Risk Engineering, University of Natural Resources and Life Sciences, Wien, Austria
- Ph.D. D. McClung, Professor Emeritus of the Avalanche Engineering; Snow and Avalanche Research, Department of Geography, University of British Columbia, Vancouver, Canada
- Ph.D. K.Ya. Molchanov, Referent of the Department for Development of Entrepreneurship and Competition of Science and Innovation, Ministry of Economic Development of Sakhalin region, Scientific Secretary of the Scientific Expert Council of Government of the Sakhalin region, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia
- Ph.D. E. Hestnes, Senior Geomorphologist, Norwegian Geotechnical Institute, Oslo, Norway
- Ph.D. A.L. Shnyparkov, Leading Researcher, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
- Ph.D. S. Yamaguchi, Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, Nagaoka, Japan
- Ph.D. (Sci) A. Sato, Technical Advisor, Sekisui Plastics Co., LTD., Tokyo, Japan

Local Organizing Group:

Ph.D. V.A. Lobkina, Senior Researcher; Ph.D. D.A. Bobrova, Researcher; Ph.D. Yu. A. Stepnova, Researcher; I.A. Kononov, Researcher; S.V. Rybalchenko, Junior Researcher; A.A. Muzychenko, Junior Researcher; V.K. Stavniychuk, Senior Engineer; V.S. Pavlov, Engineer (Laboratory of Avalanche and Debris Flow Processes, Sakhalin Branch of FEGI FEB RAS); S.A. Stepanjuk Deputy Director for Economics - Chief Accountant; T.N. Belikova, Leading Accountant; O.V. Vladzimirskaya, Senior Economist (FEGI FEB RAS, Vladivostok)

ПРЕДИСЛОВИЕ

В 2011 и 2013 годах в г. Южно-Сахалинске были проведены I и II Международные научные симпозиумы «Физика, химия и механика снега». По окончании первого симпозиума участниками было принято решение сделать это мероприятие регулярным. III Международный научный симпозиум «Физика, химия и механика снега», который проводится 2-6 октября 2017 г. в г. Южно-Сахалинске, продолжает начатую традицию.

Доклады симпозиума посвящены рассмотрению фундаментальных аспектов исследования физических, химических и механических свойств снежного покрова, оценке современного уровня фундаментальных знаний о снеге, снежном покрове и лавинах и перспективам исследования их фундаментальных свойств.

Часть тематики посвящена рассмотрению прикладных вопросов, а именно использованию знаний о снеге и лавинах при проектировании зданий и сооружений в снежных регионах. Такое расширение тематики симпозиума оправдано, поскольку многие инженерные задачи, стоящие перед обществом, можно решить только с использованием научных знаний, полученных при проведении фундаментальных исследований.

Редакционная коллегия

PREFACE

In 2011 and 2013 the I and II International Scientific Symposium «Physics, Chemistry and Mechanics of Snow» were conducted in Yuzhno-Sahalinsk (Russia). At the end of the I Symposium the participants decided that such a Symposium should be organised regularly every two years. The III International Scientific Symposium «Physics, Chemistry and Mechanics of Snow», carried out between the 2nd to 6th Oktober, 2017 in Yuzhno-Sahalinsk continued this tradition.

The papers of the symposium are devoted to fundamental research aspects on physical, chemical and mechanical properties of snow-cover, evaluation of state-of-the-art knowledge on snow, snow-cover and avalanches and research perspectives on their fundamental properties.

Besides considering scientific questions, part of the present symposium subjects are devoted to applied questions on snow and avalanches such as application of knowledge on snow and avalanches for planning of buildings and building in snow regions as well as snow issues in ski resorts.

It seems that the expansion of symposium topics is justified since many engineering tasks that face society today can only be carried out when based on scientific knowledge obtained from fundamental research.

Editorial college

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	10
Раздел I. Механические свойства снега и снежной толщи: методы исследования, экспериментальные данные и результаты моделирования.	15
Беляков В.В. и др. <i>Снежно-минеральные миксты прибрежной зоны, как полотно пути транспортно-технологических машин</i>	16
N. Maeno. <i>Drag force acting in snow</i>	20
Раздел II. Физические и химические свойства снега.	25
Верховов К.В., Рыбальченко С.В. <i>Теплопроводность свежеснегавшего снега</i>	26
Лобкина В.А., Казакова Е.Н. <i>Плотность отложенного снега на о. Сахалин (2005 - 2017 гг.)</i>	31
Масликова О.Я. <i>Изменение альбедо снега под действием солнечной радиации (по данным лабораторных экспериментов)</i>	37
Михалев М.В., Лобкина В.А., Ухова Н.Н. <i>Оценка ущерба наносимого почве при эксплуатации снежных полигонов</i>	43
Сосновский А.В., Осокин Н.И. <i>Определение коэффициента теплопроводности снега по его плотности и твердости</i>	48
Раздел III. Метаморфизм снежного покрова: структура, текстура, стратификация снежной толщи.	53
Казаков Н.А. и др. <i>Содержание ледяных кристаллов разных классов форм в слоях вторично-идиоморфного снега</i>	54
Казаков Н.А. и др. <i>Структура и текстура снежной толщи на Кольском полуострове</i>	58
Комаров А.Ю. и др. <i>Изучение пространственно-временной неоднородности снежной толщи с использованием пенетрометра snowmicropen</i>	64
Кононов И.А., Степнова Ю.А., Музыченко А.А. <i>Влияние гидротермических условий развития снежного покрова на симметричную установку кристаллов в снежной толще</i>	69
Ложкомоев В.В. и др. <i>Характеристика снежной толщи в зонах отрыва лавин в восточной части о. Сахалин</i>	74
Музыченко А.А., Волков А.В., Рябчиков М.В. <i>Погребённая в снежной толще зернистая изморозь как один из факторов формирования лавиноопасных слоев в Хибинах</i>	80

Раздел IV. Физическое и математическое моделирование процессов, происходящих в снежной толще; приборы, оборудование и методики их исследования.....	87
---	----

Макаров В.С. и др. <i>Статистическая модель снежного покрова на примере острова Сахалин</i>	88
--	----

Максютова Е.В., Истомина Е.А. <i>Использование спутниковых снимков для характеристики пространственной структуры снежного покрова Предбайкалья</i>	93
---	----

Раздел V. Горная гидрометеорология.....	95
---	----

Виноградова Т.А. и др. <i>Моделирование характеристик снежного покрова и стока воды на малых горных водосборах Восточной Сибири</i>	96
--	----

Кураков С.А. <i>Автономные измерительные комплексы для мониторинга гидрометеорологических процессов в удаленных и горных районах для измерения параметров окружающей среды</i>	103
---	-----

Максютова Е.В. <i>Экстремальные зимы Прибайкалья в условиях изменения климата</i>	108
--	-----

Шамов А.А. и др. <i>Склоновый сток – ключевой компонент снеговых и дождевых паводков на горных реках</i>	111
---	-----

Раздел VI. Разные вопросы снеговедения.	117
--	-----

Глазырин Г.Е., Казаков Н.А. <i>Девятый вал: неожиданный аспект в поисках солнечно-земных связей с климатическими процессами</i>	118
--	-----

Грицук И.И. и др. <i>Снеготаяние как один из факторов разрушения берегов водных объектов в условиях криолитозоны</i>	125
---	-----

Лобкина В.А. и др. <i>Применение методов дистанционного зондирования для исследования снежных полигонов</i>	130
--	-----

Шейко В.В., Генсировский Ю.В. <i>Влияние аномального сочетания погодных условий зимы 2015/16 годов на деревянистые растения близ Южно-Сахалинска</i>	135
---	-----

A.L. Shynparkov and others. <i>Natural hazard and risk research in Russia</i>	140
--	-----

СПИСОК АВТОРОВ.....	146
---------------------	-----

CONTENTS

PREFACE	10
Section I. Snowpack mechanical properties. Research methods, experimental data area and modeling results.	15
V.V. Belyakov and others. <i>Snow-mineral mixtures on roads for sustaining transport and technological vehicles in coastal zones</i>	16
N. Maeno. <i>Drag force acting in snow</i>	20
Section II. Physical and chemical properties of snow.	25
K.V. Verkhovov, S.V. Rybalchenko. <i>The conductivity of freshly fallen snow</i>	26
V.A. Lobkina, E.N. Kazakova. <i>The density of different types of deposited snow</i>	33
O. Ja. Maslikova. <i>Study of the effects of solar radiation on snow melt under laboratory conditions</i>	31
M.V. Mikhalev, V.A. Lobkina, N.N. Uhova. <i>Assessment of damage to soil pollution the operation of anthropogenic snowpatch.</i>	37
A.V. Sosnovsky, N.I. Osokin. <i>Determination of the coefficient of thermal conductivity of snow based on its density and hardness</i>	43
Section III. Snowpack metamorphism. Microstructure, texture and stratigraphy of snowpack.	53
N.A. Kazakov and others. <i>The ratio of ice crystals of different classes of shapes in the layers of secondary idiomorphic snow</i>	54
N.A. Kazakov and others. <i>The structure and texture of snow pack on the Kola peninsula</i>	58
A.Y. Komarov and others. <i>Assessment of the spatial and temporal variability of a snowpack using a smp penetrometer</i>	64
I.A. Kononov, Y.A. Stepnova, A.A. Muzychenko. <i>Influence of hydrothermal conditions of snow cover development on the symmetrical installation of crystals in the snow layer</i>	69
V.V. Lozhkomoev and others. <i>Characteristics of snow cover in the separation zone of an avalanche in the eastern part of Sakhalin Island</i>	74
A.A. Muzychenko, A.V. Volkov, M.V. Ryabchikov. <i>Hard rime buried in snow as following one of the factors of avalanche formation in Hibins</i>	80

Section IV. Physical and mathematical modeling of snow processes. Devices and equipment; research techniques.....	87
---	----

V.S. Makarov and others. <i>A statistical model of snow cover - an example from Sakhalin Island</i>	88
--	----

E.V. Maksyutova, E.A. Istomina. <i>The use of satellite imagery to characterize the spatial structure of snow cover of Predbaikalie</i>	93
--	----

Section V. Mountain Hydrometeorology.....	95
---	----

T.A. Vinogradova and others. <i>Modelling of snow cover characteristics and runoff in small mountainous watersheds of Eastern Siberia</i>	96
--	----

S.A. Kurakov. <i>Autonomous weather stations for environmental monitoring in remote and mountainous areas</i>	103
--	-----

E.V. Maksyutova. <i>Extreme winters of the Baikal region under conditions of climate change</i>	108
--	-----

V.V. Shamov and others. <i>Subsurface flowpaths as a key component for snowmelt and rainfall floods in mountainous rivers</i>	111
--	-----

Section VI. Different aspects of snow studies.	117
---	-----

G.E. Glazyrin, N.A. Kazakov. <i>The ninth wave: an unexpected aspect of in search of sun-earth connections climate processes</i>	118
---	-----

I.I. Gritsuk and others. <i>Snowmelt as a destructive factor of coasts in the permafrost zone</i>	125
--	-----

V.A. Lobkina and others. <i>Use of remote sensing methods for research of anthropogenic snowpatches</i>	130
--	-----

V.V. Sheiko, Y.V. Gensiorovskiy. <i>Influence of anomal combination of weather conditions of winter 2015/16 on wood plants near Yuzhno-Sakhalinsk</i>	135
--	-----

A.L. Shynparkov and others. <i>Natural hazard and risk research in Russia</i>	140
--	-----

LIST OF AUTHORS	146
-----------------------	-----

Раздел I.

**Механические свойства снега и снежной толщи:
методы исследования, экспериментальные данные и
результаты моделирования.**



Section I.

**Snowpack mechanical properties. Research methods,
experimental data area and modeling results.**

СНЕЖНО-МИНЕРАЛЬНЫЕ МИКСТЫ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ, КАК ПОЛОТНО ПУТИ ТРАНСПОРТНО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ МАШИН

**Беляков В.В.¹, Береснев П.О.¹, Зезюлин Д.В.¹, Колотлин В.Е.¹,
Куркин А.А.¹, Макаров В.С.¹, Порубов Д.М.¹, Филатов В.И.¹,
Минаев Д.Д.², Малашенко А.Е.²**

¹Нижегородский государственный технический университет
им. Р.Е. Алексеева, Нижний Новгород, Россия

²Специальное конструкторское бюро средств автоматизации морских
исследований ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

Аннотация. Рассмотрены физико-механические свойства снежно минеральных микстов образующихся в межсезонье и зимний период в прибрежной зоне, как полотна пути транспортно-технологических машин. Показано влияние концентрации снежной и минеральной компоненты несущие и сдвиговые характеристики микстов.

Ключевые слова: снежно-минеральные миксты, прибрежная зона, транспортно-технологические машины.

SNOW-MINERAL MIXTURES ON ROADS FOR SUSTAINING TRANSPORT AND TECHNOLOGICAL VEHICLES IN COASTAL ZONES

**V.V. Belyakov¹, P.O. Beresnev¹, D.V. Zeziulin¹, V.E. Kolotlin¹,
A.A. Kurkin¹, V.S. Makarov¹, D.M. Porubov¹, V.I. Filatov¹,
D.D. Minaev², A.E. Malashenko²**

¹R.E. Alekseev Nizhny Novgorod State Technical University,
Nizhny Novgorod, Russia

²Special Research Bureau for Automation of Marine Researches,
Far Eastern Branch RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

Abstract. The physico-mechanical properties of snow-mineral mixtures formed in the off-season and winter period in coastal zones on roads for transport and technological vehicles are considered. The influence of the concentration snow and mineral composition on the loading and shear characteristics of the mixtures is shown.

Key words: snow-mineral mixes, coastal zone, transport-technological vehicles.

Из анализа поверхностей движения машин в прибрежной зоне в межсезонные, а в ряде случаев и в зимнем периоде, преобладающими становятся опорные основания, представляющие собой *снежно-минеральные дисперсные смеси зонально-слоистой структуры*. Таким образом, возникает вопрос учета влияния минерального и снежного

компонента на деформацию микста, что может быть сделано путем введения, в систему уравнений описывающих движение транспортно-технологической машины, зависимостей, учитывающих изменение деформаций и напряжений в среде от действия движителя машины в зависимости от концентрации минерального («М») и снежного («С») компонента.

Если в качестве рабочей гипотезы [Беляков, 1999, Беляков и Куляшов, 2004, Беляков и Куруин, 2014] принять, что с увеличением минерального компонента интенсивность нормальных I_σ и касательных I_τ напряжений снежно-минерального микста («МС») приобретает более резкий характер нарастания, при этом предельными (ограничивающими) кривыми являются линии «нагрузка- деформация» для чистых снега и грунта. Тогда интенсивности деформаций (смятия I_ϵ и сдвига I_γ , которые есть инварианты тензора деформаций) могут быть определены соотношениями (1) и (2)

$$I_\epsilon^{[MC]} = I_\epsilon^{[M]} + [k_{MC}(I_\epsilon^{[C]} - I_\epsilon^{[M]})]; \quad (1)$$

$$I_\gamma^{[MC]} = I_\gamma^{[C]} + [k_{MC}(I_\gamma^{[M]} - I_\gamma^{[C]})], \quad (2)$$

где k_{MC} - коэффициент концентрации снежно-минеральной композиции, который вычисляется по формуле (3) в зависимости от концентраций компонентов микста

$$k_{MC} = (V_C - V_M)[(V_C - V_M) + V_C V_M]^{-1} = [1 + C_C(1 - C_M)]^{-1}. \quad (3)$$

Здесь V_C и V_M - объемы снежно-ледяного и минерального компонента соответственно; C_C и C_M - их концентрации, удовлетворяющие условию $C_C + C_M = 1$. При этом диапазон коэффициента концентрации имеет границы $0 < k_{MC} \leq 1$.

На рисунке 1 представлены результаты моделирования характеристик «нагрузка-осадка» и «нагрузка-сдвиг» для снежно-минеральной квазимонослойной среды на основе водного снега и кварцевого песка.

При этом следует помнить, что минеральная фракция является полидисперсной в 70% прибрежных зон это гравийно-песчаная смесь, где также имеет место влияние на физико-механические свойства характеристика концентрации щебня и песка с учетом их гранулометрическое распределения. Концентрации минеральной фракции микста должны удовлетворять собственному

ограничивающему условию $C_{щ} + C_{п} = 1$, где соответственно $C_{щ}$ - концентрация щебня, а $C_{п}$ - песка.

Также следует при расчетах учесть, что щебневая фракция может быть как гравийной (не окатанной), так и галечной (окатанной). Учет окатанности щебневой фракции в основном сказывается на формировании нагрузка-сдвиг, чем на деформации смятия. Подробно влияние типов щебнев на формирование тягово-опорных свойств рассмотрено в работах [Вахидов, 2009, 2012, Беляков, 2012].

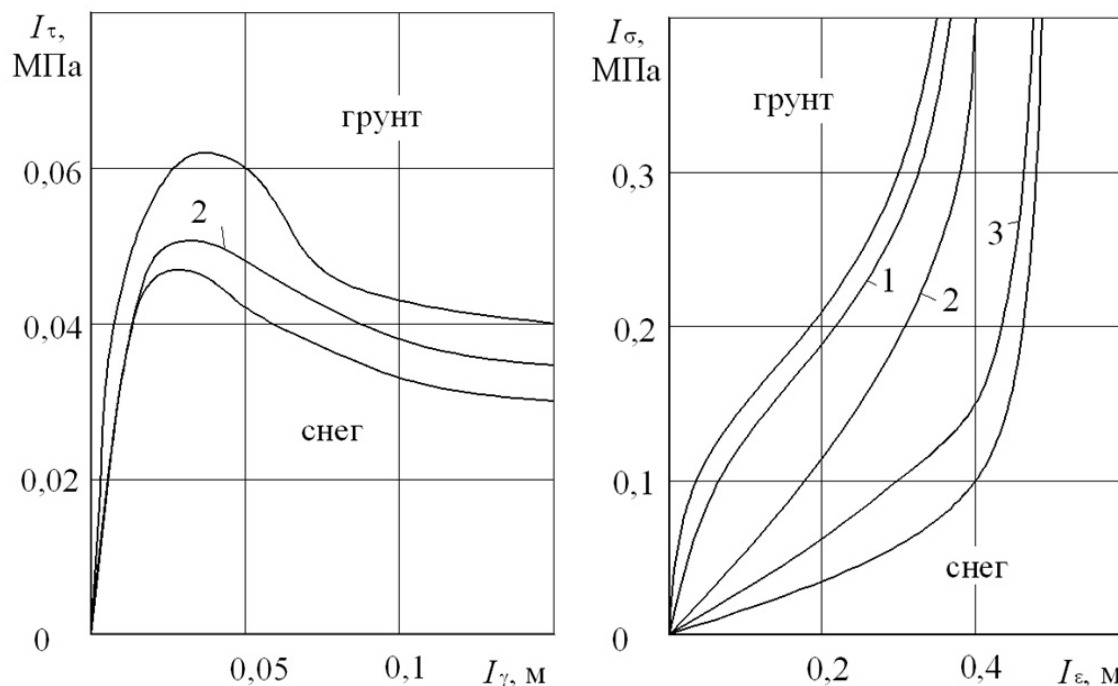


Рисунок. 1. Диаграммы «нагрузка – деформация» для снежно-минеральных микстов при коэффициентах концентрации 1 - 0,1; 2 - 0,5; 3 - 0,9: а – нагрузка-смятие; б – нагрузка-сдвиг.

Песчаная фракция, кроме гранулометрического состава в прибрежной зоне сильно подвержена концентрации в ней влаги, что оказывает существенное влияние на обе характеристики «нагрузка-деформация».

Учет этих параметров еще больше осложняет расчет взаимодействия движителей транспортно-технологических машин с местностью в береговых зонах, что требует проведения серьезных экспериментально-теоретических исследований.

Представленные результаты получены при финансовой поддержке грантов Президента Российской Федерации для государственной поддержки ведущих научных школ Российской Федерации НШ-6637.2016.5 и молодых ученых - кандидатов наук МК-5854.2016.5.

Литература

1. Беляков В.В. Взаимодействие со снежным покровом эластичных движителей специальных транспортных машин. Диссертация докт. техн. наук: 05.05.03 НГТУ, 1999. 485 с.
2. Вездеходные транспортно-технологические машины. Основы теории движения Научно-техническое издание / Под общ. ред. Белякова В.В. и Куляшова А.П. Н.Новгород: ТАЛАН, 2004. 961 с. (ISBN 5-93496-036-9).
3. Полотно пути транспортно-технологических машин. Под общей редакцией В.В. Белякова и А.А. Куркина. Нижний Новгород, 2014. 447 с.
4. Вахидов У.Ш. Транспортно-технологические проблемы Северного Кавказа. / Вахидов У.Ш., Беляков В.В., Молев Ю.И. // Научное издание, НГТУ им. Р.Е. Алексеева. – Н.Новгород, 2009. - 330 с. (ISBN 978-5-93272-644-0).
5. Вахидов У.Ш. Математическое описание дорог типа «stone-road» / Вахидов У.Ш., Макаров В.С., Беляков В.В. // Современные проблемы науки и образования. 2012. № 3. С. 151.
6. Беляков В.В. Подвижность специальных транспортных средств по дорогам типа «stone-road» / Беляков В.В. [и др.] // Труды НГТУ им. Р.Е. Алексеева. 2012. № 1 (94). С. 143-151.

DRAG FORCE ACTING IN SNOW

N. Maeno

Hokkaido University, Sapporo, Japan

Abstract. Drag force acting on an object moving in snow is the sum of the force to compress snow particles in front and the force to move them aside. According to our recent study the drag force increases with the decreasing moving velocity. The velocity dependence can be explained by the mutual snow particle friction which is realized by the water lubrication mechanism. At much higher moving velocities, however, snow is fluidized, and the velocity dependence is opposite, that is the drag force increases with the increasing velocity.

Key words: drag force, snow, ice, friction coefficient, sintering

Drag force required to move an object through snow is composed of two forces to compress snow particles in front and to displace them aside. The latter is a force to rearrange and reorganize the surrounding particles, which are more or less connected with ice bonds through sintering process.

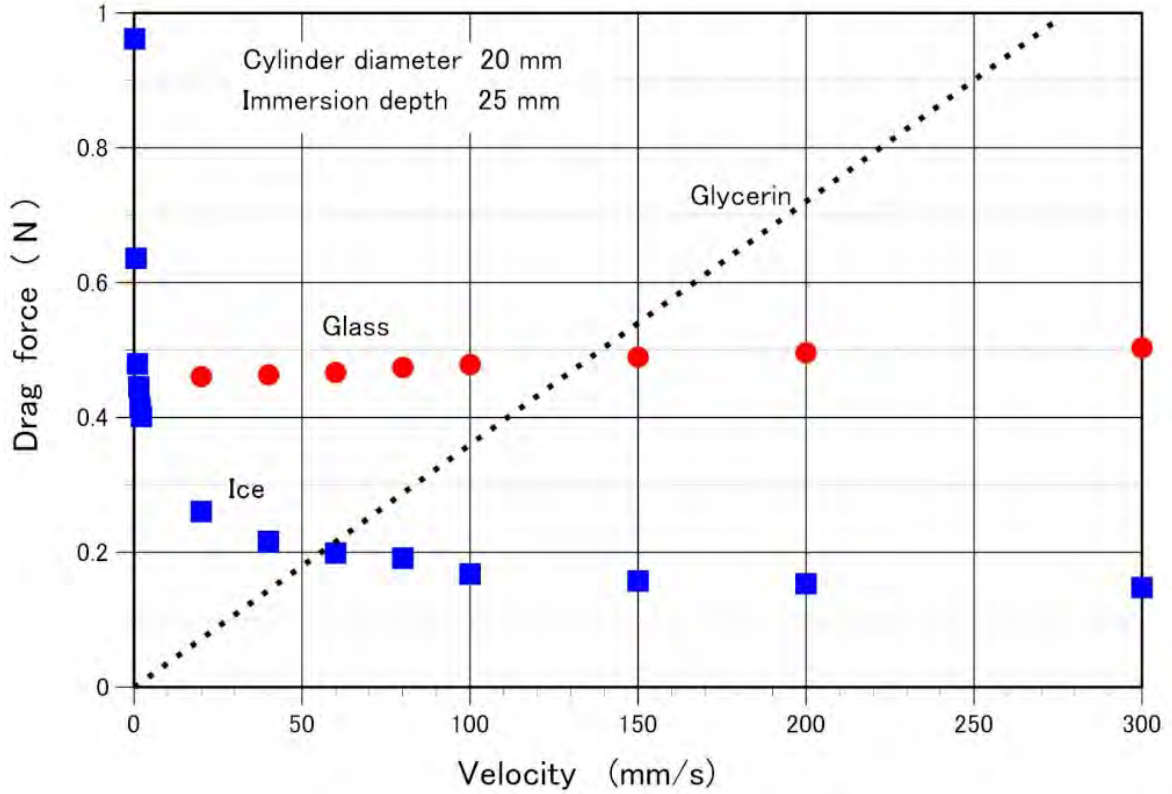
Recently Matsumoto *et al.* (2017) published a result of measurements of the drag force, F , resisting a metal cylinder moving slowly through snow, 0.2–500 mm/s. They used uniform-sized ice spheres of average diameter 2.8 mm to avoid unnecessary complexities anticipated in natural snow.

Figure 1 shows the velocity dependence of F measured for a cylinder of diameter 20 mm and immersion depth 25 mm. For comparison F measured for glass spheres and the calculated viscous drag force (dotted line) for the cylinder moving through glycerin at 20 °C are also plotted. In the velocity range measured the drag force for glass spheres is almost constant around 0.5 N.

Similar results of the independent drag force on velocity have been reported by Wieghardt (1975), Albert *et al.* (1999) and Chehata *et al.* (2003), and have been explained as that F is the force necessary to make a grain slip relative to another and proportional to the friction coefficient between the grains which should be independent of velocity. Viscous drag force in glycerin increases linearly with the increasing velocity.

On the other hand, the magnitudes of F for ice spheres increase rapidly with the decreasing velocity at velocities lower than about 50 mm/s.

This result suggests the velocity dependence of the ice friction coefficient as stated below.



Drag force measured with a cylinder of diameter 20 mm immersed 25 mm in the granular media of ice spheres at -22.5°C and glass spheres. Average diameter is 2.8 mm (ice) and 3.0 mm (glass). The dotted line is the calculated viscous drag force expected moving through glycerin at 20°C (multiplied by 10). Numerical data from Matsumoto *et al.* (2017)

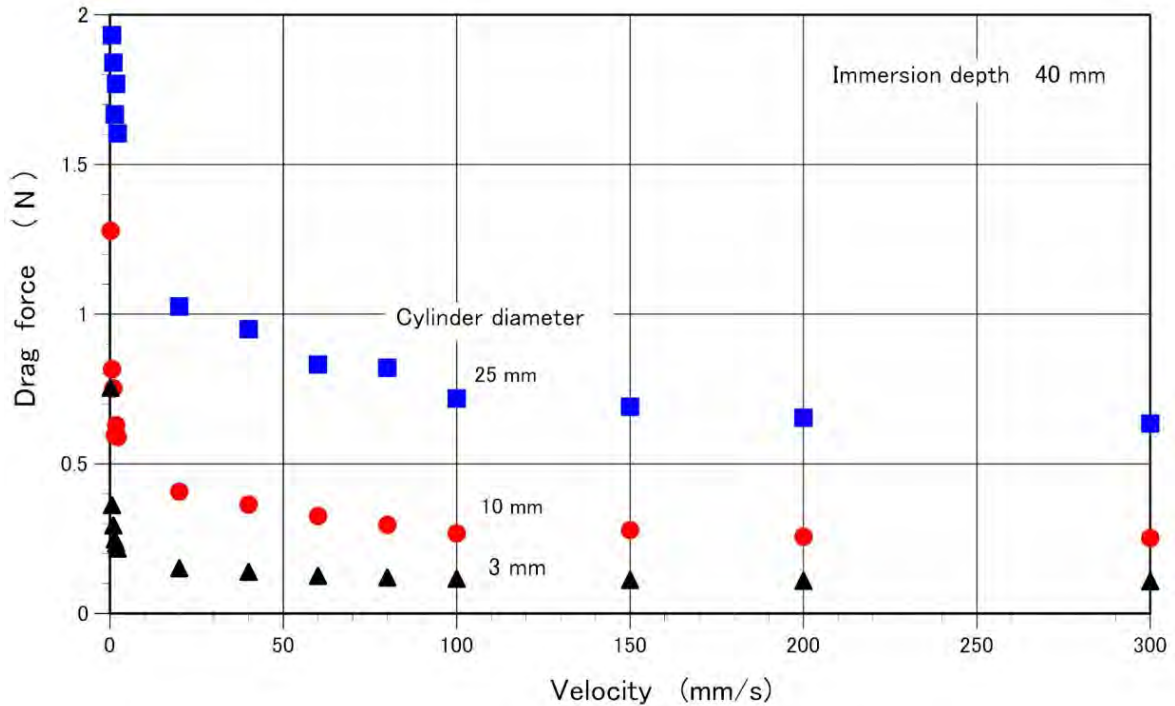
Figure 1. Drag force of a cylinder immersed in various media.

Figure 2 shows the drag force for the cylinder of three different diameters, 3, 10, and 25 mm. The velocity dependence of each result is all similar, that is, F shows rapid increase with the decreasing velocity at lower velocities. Theoretical analysis gives that the drag force in a granular medium can be expressed as follows:

$$F = K\rho dgh^2 \quad (1)$$

where K , ρ , d , g , and h are the dimensionless parameter, density of ice grain, gravitational acceleration, diameter and immersion depth of the cylinder respectively (Albert *et al.*, 2003; Matsumoto *et al.*, 2017).

Thus it is reasonable to consider that the velocity dependence observed for the drag force should be attributed to the dimensionless parameter K , which is a function of friction coefficient, shape, packing of the grains. Then we can expect that the velocity dependence of K reflects directly that of ice friction coefficient assuming that K is a linear function of ice friction coefficient.



Drag force measured for the cylinder of diameters 3, 10 and 5 mm immersed 40 mm in a granular medium of ice spheres. Numerical data from Matsumoto et al. (2017).

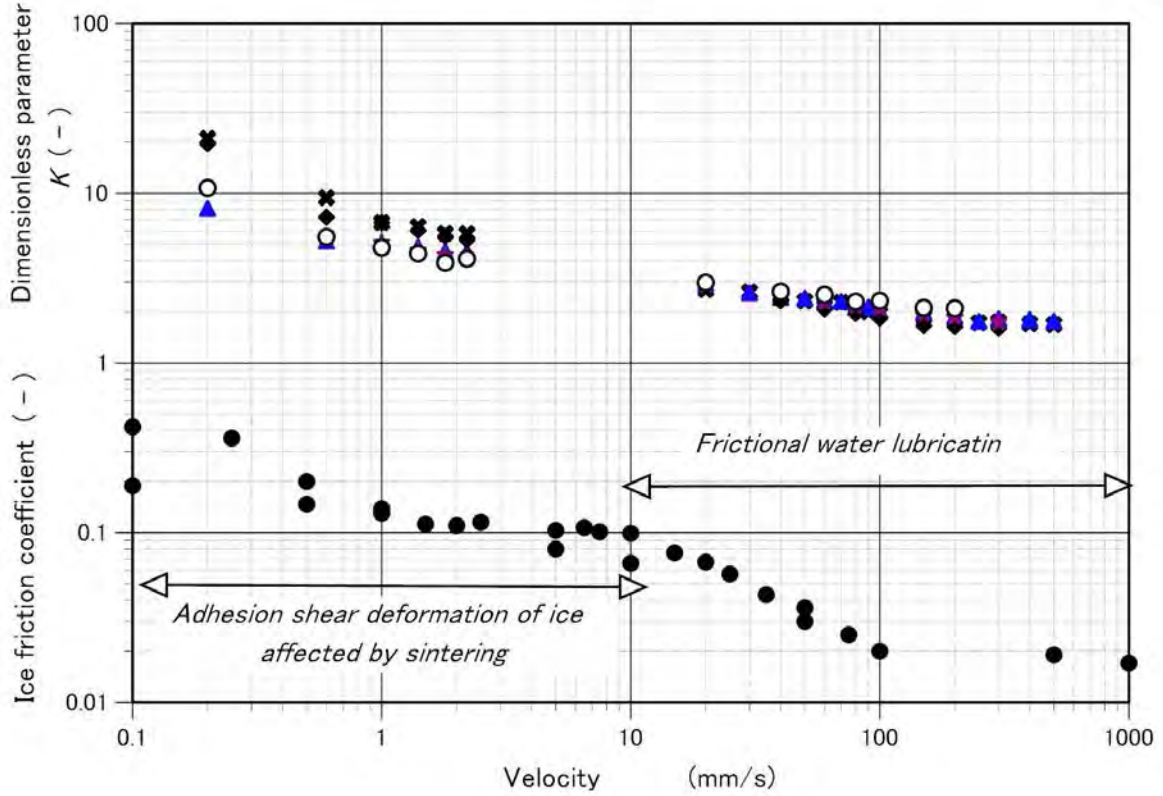
Figure 2. Velocity dependence of drag force of a cylinder.

In the upper figure of Figure 3 the values of K calculated from drag force measured for various diameters and immersion depths of a cylinder are plotted against velocity. It should be noted that all the values can be described with a single line indicating that this approach of analysis and consideration is reasonable.

The lower figure of Figure 3 gives ice-ice friction coefficients around -10°C measured by several different authors (Maeno and Arakawa, 2004; Maeno, 2004), in which the two friction mechanism regions, frictional water lubrication and adhesion shear deformation of ice, are also indicated.

Frictional water lubrication is more effective at higher velocities, so that the ice-ice friction coefficient decreases rapidly with increasing velocity. At lower velocities than about 10 mm/s, however, the frictional water lubrication is not effective and ice friction is mainly caused by the adhesion shear deformation of thin ice.

Essentially the ice friction coefficient should be much smaller and decrease with the decreasing velocity, but it continues to increase with the decreasing velocity. This apparently strange velocity dependence was explained by the active sintering of ice at lower velocities (Maeno and Arakawa, 2004).



Upper figure: Dimensionless parameter K was estimated for various diameters and immersion depths of a cylinder, indicated with different signs. Numerical data from Matsumoto *et al.* (2017).

Lower figure: Numerical data of ice friction coefficient from Oksanen and Keinonen (1982), Jones (1989), Yasutome *et al.* (1999) and Kanazawa *et al.* (2003).

Figure 3. Velocity dependence of K and ice friction coefficient.

Finally it is significant to note the resemblance of the velocity dependence of K and that of ice friction coefficient in Figure 3, implying that the velocity dependence of the drag force is the direct reflection of the ice friction coefficient. At much higher velocities than the present measurements there will be an increase of drag force due to an additional inertial term and fluidization.

References

1. Matsumoto, G., M. Arakawa and N. Maeno, Drag on a body moving through snow. *Seppyo*, 2017, Vol. 79, No.5 (in print).
2. Wieghardt, K. Experiments in granular flow. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, 1975, Vol. 7, p.89-114.
3. Albert, R., M.A. Pfeifer, A.-L. Barabasi, and P. Schiffer, Slow drag in a granular medium. *Phys. Rev. Letters*, 1999, Vol. 82, No.1, p.205-208.
4. Chehata, D., R. Zenit and C.R. Wassgren, Dense granular flow around an immersed cylinder. *Phys. Fluid*, 2003, Vo. 15, No. 6, p.1622-1631.

5. Maeno, N. and M. Arakawa, Adhesion shear theory of ice friction at low sliding velocities, combined with ice sintering. J. Appl. Phys., 2004, Vol. 95, p. 134-139.
6. Maeno, N. Ice Science (Koori no Kagaku). Hokkaido Univ. Press, 2004, 234pp .
7. Oksanen, P. and J. Keinonen, The mechanism of friction of ice. Wear, 1982, Vol. 78, p.315-324.
8. Jones, D.E. An experimental investigation of low-speed ice-ice friction. Master of Engineering thesis, Thayer School of Engineering, Dartmouth College, 1989, 156 pp.
9. Yasutome, A., M. Arakawa and N. Maeno, Measurements of ice-ice friction coefficients. Seppyo, 1999, Vol. 61, p.437-443.
10. Kanazawa, S., M. Arakawa and N. Maeno, Measurements of ice-ice friction coefficients at low sliding velocities. Seppyo, 2003, Vol. 65, p.389-398.

Раздел II.
Физические и химические свойства снега.



Section II.
Physical and chemical properties of snow.

ТЕПЛОПРОВОДНОСТЬ СВЕЖЕВЫПАВШЕГО СНЕГА

Верховов К.В.¹, Рыбальченко С.В.²

¹ МКУ «Управление капитального строительства»,
Южно-Сахалинск, Россия

² Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
Сахалинский филиал, Южно-Сахалинск, Россия

Аннотация. В работе рассмотрен вопрос теплоизоляционных свойствах свежесыпавшего снега с учетом его плотности, коэффициента теплопроводности, воздухопроницаемости и стратиграфии. Описаны эксперименты по замерам колебаний температур в слое свежесыпавшего снега относительно температур атмосферного воздуха. По результатам которых выявлено, что свежесыпавший снег плотностью менее 150 кг/м³ оказался абсолютно проницаемым для атмосферного воздуха, колебания температур происходят идентично колебаниям температуры воздуха.

Во всех существующих эмпирических формулах, теплопроводность снега является прямой квадратичной зависимостью от его плотности. Но на практике получается, что снег плотностью до 150 кг/м³ не обладает теплоизоляционными свойствами, в связи с его высокой воздухопроницаемостью.

Ключевые слова: коэффициент теплопроводности снега, свежесыпавший снег.

THE CONDUCTIVITY OF FRESHLY FALLEN SNOW

K.V. Verkhovov¹, S.V. Rybalchenko²

¹ MPI «Capital construction management», Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

² Far East Geological Institute of Far Eastern Branch Russian Academy of
Science, Sakhalin Department, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

Abstract. The paper discusses the question of insulating properties of freshly fallen snow taking into account its density, conductivity, air permeability and stratigraphy. Describes the experiments on the measurements of temperature fluctuations in a layer of freshly fallen snow relative to air temperature. The results of which revealed that the fresh snow density less than 150 kg/m³ were totally permeable to air, temperature fluctuations occur identical to air temperature fluctuations. In all existing empirical formulas, the heat conductivity of snow is a direct quadratic dependence of its density. But in practice it turns out that the snow density of 150 kg/m³ has no insulating properties, in connection with its high breathability.

Key words: new snow, rounded snow particles.

Введение. В условиях стремительно меняющегося климата в последнее время все большая роль уделяется влиянию снежного покрова, в том числе его утепляющему действию в зимний период. Определяющими факторами в данном случае является мощность снежного покрова, теплопроводность, время его формирования и залегания.

Вопросам теплопроводности снежного покрова посвящены работы множества исследователей: Г.Ф. Абельса, А.С. Кондратьевой, З. Иосиды, В.В. Пиотровича, И. Брахта, А.В. Павлова, Г.К. Сулаквелидзе, Р.И. Гаврильева, и др. На основе работ данных авторов составлено множество эмпирических формул для определения коэффициента теплопроводности снежного покрова. Так или иначе, все они основываются на прямой квадратичной зависимости коэффициента теплопроводности снежного покрова от его плотности:

$$\lambda = 2,85 \cdot 10^6 \rho^2 (\text{Вт/м}^2 \cdot \text{С}^\circ), \quad (1)$$

- формула Абельса, где ρ – плотность снега в кг/м^3 .

Однако стоит заметить, кривые зависимости теплопроводности снежного покрова, построенные по формулам разных авторов, существенно не совпадают (рис. 1).

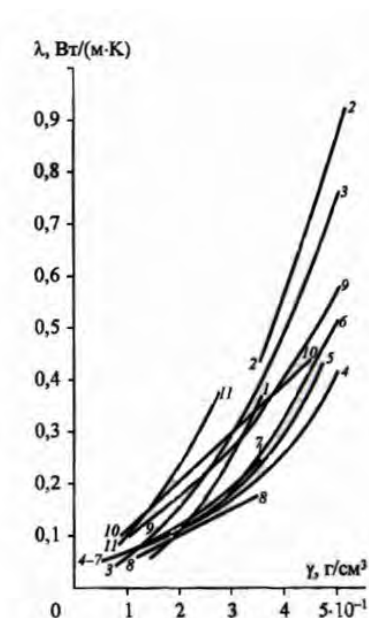


Рисунок 1. Зависимость коэффициента теплопроводности снежного покрова от его плотности по эмпирическим формулам различных авторов:

1 – Г.Ф. Абельса; 2 – А.С. Кондратьевой, 3 – В.В. Пиотровича и Д. Дево;
4 – З. Иосиды; 5 – Т.В. Дьячковой и Н.В. Серовой; 6 – И. Брахта;
7 – А.В. Павлова; 8 – Г.К. Сулаквелидзе; 9 – М. Янсона;
10 А.К. Проскурякова; 11 – Н.И. Шендера.

Это объясняется региональными и климатическими особенностями метаморфизма снежного покрова, а также различными условиями проведения опытов. Наиболее подробная теоретическая модель, учитывающая диагенетическое преобразование снега и термодиффузию водяного пара, была построена Гаврилевым (1998 г.). На основе модели было построена расчетная номограмма для определения коэффициента теплопроводности снега с учетом его плотности и температуры окружающей среды (рис. 2).

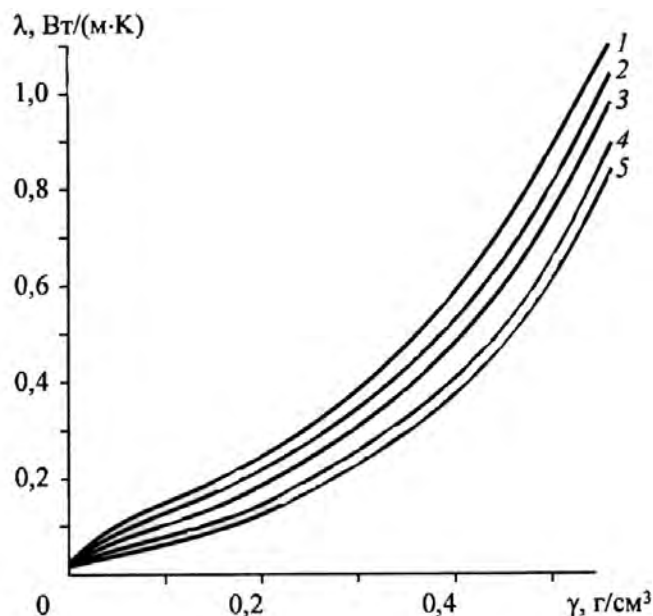


Рисунок 2. Номограмма для расчета коэффициента теплопроводности снежного покрова по его плотности и температуре, °С: 1 – 0; 2 – -5; 3 – -10; 4 – -20; 5 – -30.

Так или иначе, все исследователи вопроса теплопроводности снежного покрова сходятся во мнении, что чем меньше плотность снега, тем больше термическое сопротивление снежного покрова. Наибольшие показатели получены для свежеснегавшего снега, обладающего крайне малым объемным весом 50-120 кг/м³.

Интересные результаты были получены при проведении работ на территории метеостанции Нагаево (г. Магадан) в 2012-2016 гг., при изучении отепляющего действия снежного покрова на состояние многолетнемерзлых горных пород.

С.А. Гулым, К.В. Верхововым (ИМЗ СО РАН) был предложен метод удаленного измерения толщины снежного покрова при помощи температурных датчиков, объединённых по технологии one wire, осуществляющих запись на логгер через заданный интервал времени.

Способ основывается на разности теплоемкости двух сред: воздух и снег. Принцип определения толщины снежного покрова основан на различиях в показаниях температуры внутри снежного покрова и температуры атмосферного воздуха, полученных в один и тот же момент времени. По этим различиям на графиках распределения температур, зная высоту, на которой расположен датчик, можно определить высоту снежного покрова в любой момент времени. Полученные данные о толщине снежного покрова сверялись с данными наблюдений за снегомерными рейками метеорологов (рис. 3).

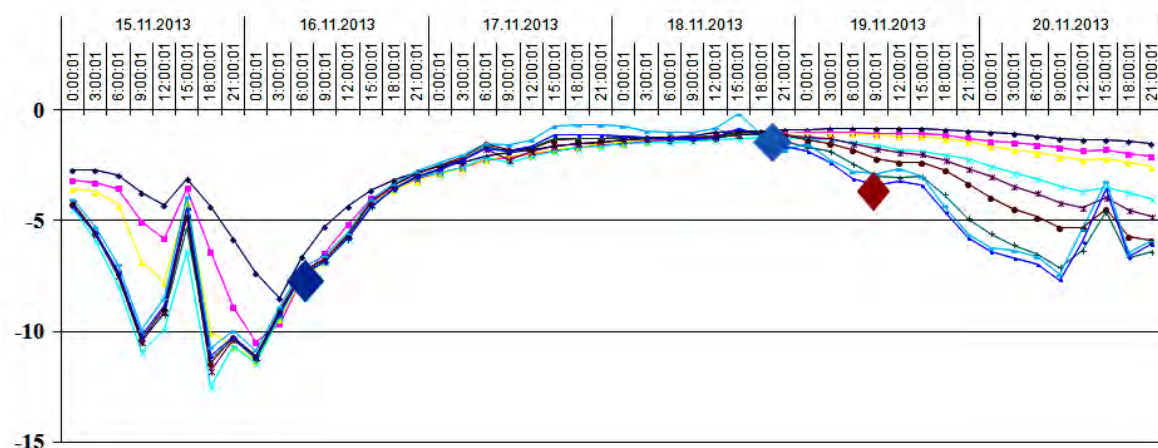


Рисунок 3. График колебаний температур датчиков снегомерной рейки конструкции ИМЗ СО РАН (1 - момент занесения датчика снегом; 2 - момент выхода датчика из-под снега).

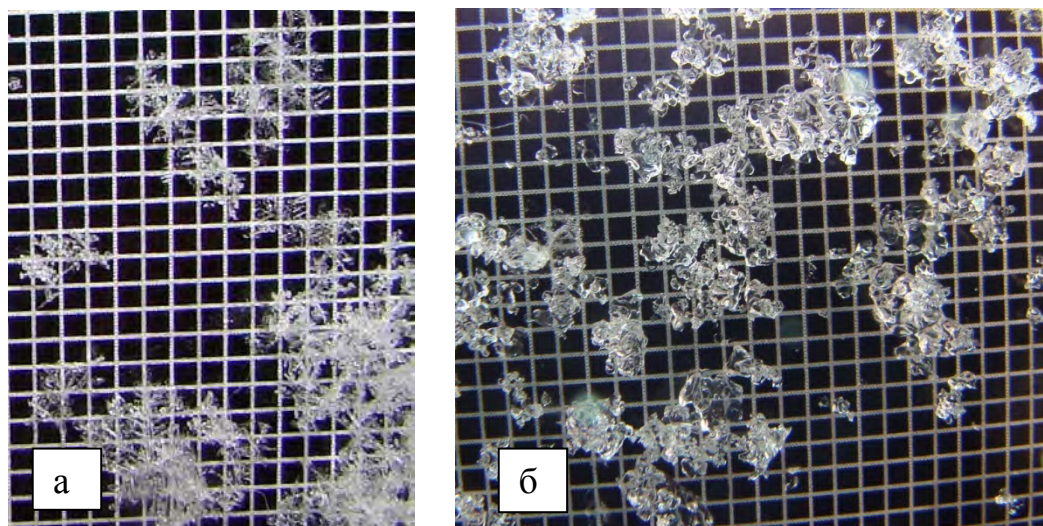
Методика хорошо себя зарекомендовала и позволила удалено производить замеры толщины снежного покрова с точностью до 2-3 см.

Однако в ходе эксперимента выяснилось, что данные температурных датчиков не совсем корректно позволяют определить толщину снежного покрова в период снегопада. Свежевыпавший снег плотностью менее 150 кг/м^3 оказался абсолютно проницаемым для атмосферного воздуха, колебания температур происходят идентично колебаниям температуры воздуха.

В свежевыпавшем снеге пространственная форма снежинок препятствует компактной упаковке кристаллов, что обеспечивает большую пористость слоя снега и незначительную плотность (рис. 4а).

Исследование теплопроводности свежевыпавшего снега производились рядом ученых. Однако стоит отметить, что работы эти велись в условиях лаборатории или климатической камеры без учета ветрового воздействия на отобранные образцы снега. Скорость движения воздушных потоков в помещениях обычно не превышает $0,2 \text{ м/с}$, таким образом, градиент давлений не воздействует на образец и оценить его воздухопроницаемость не представляется возможным. В то же время стоит заметить, что даже небольшой порыв ветра скоростью 10 м/с создает давление на препятствие не менее 60 Па , обеспечивая активную циркуляцию атмосферного воздуха в слоях свежевыпавшего снега плотностью менее 150 кг/м^3 .

После уплотнения свежевыпавшего снега под действием ветра, градиента температур или диффузии водяного пара, происходит стабилизация температур в снежном покрове, он приобретает свои теплоизоляционные свойства и работает как система «замкнутых пор» (рис. 4б).



**Рисунок 4. а) Кристаллы свежеснег, плотностью 70 кг/м^3 ;
б) Кристаллы гранного класса форм, плотностью 160 кг/м^3 .
Метеостанции Нагаево (г. Магадан)/**

Возможно, стоит пересмотреть взгляд на теплофизические свойства свежеснег. Во всех существующих эмпирических формулах, теплопроводность снега является прямой квадратичной зависимостью от его плотности. Но на практике получается, что снег плотностью до 150 кг/м^3 не обладает теплоизоляционными свойствами, в связи с его высокой воздухопроницаемостью.

При определении теплопроводности и плотности снежного покрова посредством стандартного весового плотномера типа ВС-43, также закрадывается методологическая неточность. Свежеснег значительно увеличивает толщину снежного покрова, снижая его осредненную плотность.

Наиболее точные значения термического сопротивления снежного покрова могут быть получены в периоды отсутствия снегопадов при измерении коэффициента теплопроводности снега послойно с учетом его слоистой структуры и стратиграфии.

Литература

1. Гаврильев Р.И. Теплофизические свойства компонентов природной среды в криолитозоне. Справочное пособие. – Новосибирск. Издательство СО РАН, 2004-146 с.
2. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А. Влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление. // Лед и снег, вып. 3, 2013 – с. 63-70.
3. Чернов Р. А. Метаморфизм и термические свойства свежеснег (по исследованиям в Подмоскowie). // Лед и снег, вып. 2, 2016 – с. 199-206.

ПЛОТНОСТЬ ОТЛОЖЕННОГО СНЕГА НА о. САХАЛИН (2005 - 2017 гг.)

Лобкина В.А., Казакова Е.Н.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
Сахалинский филиал, Южно-Сахалинск, Россия

Аннотация. В работе приводятся данные измерений плотности разных типов снега за период с 2005 по 2017 гг. на территории Сахалинской области. Проведен анализ более 3000 значений плотности слоев снежной толщи. Обобщены и структурированы данные по распределению плотности снега в различных ландшафтах. Установлено, что плотность слоев снежного покрова ненарушенного залегания колеблется в пределах 40-790 кг/м³ в зависимости от типа снега (по Э.Г. Коломышу) и среднего диаметра кристаллов.

Ключевые слова: плотность снега, Сахалин, снежный покров.

THE DENSITY OF DIFFERENT TYPES OF DEPOSITED SNOW

V.A. Lobkina, E.N. Kazakova

Sakhalin Department of Far East Geological Institute FEB RAS,
Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

Abstract. The paper presents observational data on the density of snow cover in different regions of Sakhalin for the period from 2005 to 2016. The density of different layers of snow cover ranged from 40 to 790 kg m³ depending on the type of snow and snow crystal diameter.

Key words: snow density, Sakhalin, snow cover.

Введение.

Определение плотности снега является важной задачей при проведении снеголавинных наблюдений, поскольку эта величина влияет на параметры снежных лавин, объемы снегопереноса, несущую способность снежного покрова, запас воды в снеге и т.п.

В настоящее время существует достаточно большое число отечественных и зарубежных работ, посвященных исследованию плотности снега [1, 3, 6, 8 и др.] в разных регионах мира.

Методика исследований.

Данные о плотности снега, на Сахалине, получены как во время регулярных наблюдений, проводившихся на стационарных горизонтальных площадках, расположенных в окрестностях г. Южно-Сахалинск с разной периодичностью (от ежедневных до 1 раза в 15 дней) с даты установления по дату разрушения устойчивого снежного

покрова с 2005 по 2017 гг., так и во время не регулярных наблюдений в разных ландшафтных зонах Сахалина.

Для проведения исследования снежный разрез разбивался на различные по генезису и морфологии слои. Для каждого слоя определялся класс форм ледяных кристаллов (структура слоя) по методике Э.Г. Коломыца [4] с учетом разработок лаборатории лавинных и селевых процессов Сахалинского филиала ДВГИ ДВО РАН [5], размеры кристаллов, текстура слоя, измерялась плотность, температура на контактах слоев, проводились метеорологические наблюдения. Плотность снежных слоев измерялась по единой методике с применением однотипного оборудования.

Всего было проанализировано более 3 000 значений плотностей снега. Общим параметром для анализа плотностей мы выбрали однородность структуры снежного слоя. С учетом погрешности наблюдателя и статистической ошибки были выбраны слои, содержание кристаллов одного класса в которых составляло более 75%. Такие слои составили около 20% от первоначальной выборки. В остальных случаях слои представляли собой смесь 3-5 типов снега в разных пропорциях.

Результаты исследований.

Для определения зависимости плотности от структуры и текстуры снега рассмотрим данные полученные на стационарных горизонтальных площадках (окрестности г. Южно-Сахалинска). Слоями с однородной структурой считаем слои, в которых количество кристаллов одного класса форм составляет более 75%.

В таблице 1 приведены минимальные, средние и максимальные значения плотностей разных типов снега по данным со стационарных горизонтальных площадок, расположенных в окрестностях г. Южно-Сахалинск.

Таблица 1.

Плотность разных типов снега.

Тип снега(по Э.Г. Коломыцу) [4]	Плотность снега, кг/м³			Количество значений	Стандартное отклонение	Стандартная ошибка
	мин.	сред.	макс.			
Слой с преобладанием одного типа снега более 75%						
свежевыпавший	10	77	150	39	34,5	5,5
обломочный	50	125	240	55	46,3	6,2
сублимационно- полиэдрический	80	171	260	45	39,1	5,8
гранный	120	243	390	112	64,1	6,1
полускелетный	150	262	360	61	47,9	6,1
скелетный	160	284	380	75	49,8	5,8
секториальный	240	303	370	11	41,0	12,4
режеляционно- полиэдрический	60	310	500	50	96,4	13,6

Таблица 2.

Плотность разных типов снега по данным разных авторов.

Тип снега (по Э.Г. Коломьцу) [4]	Тип снега по Между- народной классифика- ции (код) [7]	Плотность разных типов снега, кг/м ³							
		по данным наблюдений авторов			по Б.П. Вейнбергу [1]	по Н.Г. Евфимову [3]			по данным "Гляциоло- гического словаря" [2]
		мин.	сред.	макс.	сред.	мин.	сред.	макс.	'
свежевыпавший	-	10	77	150	50 - 65	-	-	-	200
обломочный	DFdc	50	125	240	70 - 190	105	146	191	200-300
сублимационно- полиэдрический	RGsr, RGlr	80	171	260	200 - 500	-	-	-	200 - 500
гранный	RGxf, FCxr, FCso	120	243	390		201	227	276	
полускелетный	FCso, FCxr	150	262	360					
скелетный	DHla, DHcp, DHpr, DHch, DHxr	160	284	380		194	221	235	
секториальный	-	240	303	370					-
режеляционно- полиэдрический	MFcl, MFpc	60	310	500		272	316	406	

Полученные нами данные о плотности разных типов снега (табл. 1) мы сравнили с результатами других исследователей [1-3], соотнеся выделенные ими типы снега с используемой нами классификацией Э.Г. Коломьца [4]. Сравнение показало (табл. 2), что средние значения плотностей снега в целом характеризуются сходными диапазонами, тогда как максимальные и минимальные значения имеют большой разброс.

Четкой зависимости между плотностями разных типов вторично-идiomорфного снега (гранный, полускелетный, скелетный, секториальный, пластинчатый) не выявляется, однако, плотности слоев, состоящих преимущественно из кристаллов гранного класса форм, в целом несколько ниже плотностей полускелетного, скелетного и секториального класса.

Сравнив зависимость плотности снега от его текстуры получили, что средние плотности слоев с монолитной текстурой были меньше, чем слоев со столбчатой или волокнистой; чаще всего они находятся в пределах 200-250 кг/м³, тогда как плотности слоев со столбчатой и волокнистой текстурой чаще составляют 250-300 кг/м³. Это согласуется с отмеченной выше разницей плотности слоев гранного и слоев полускелетного, скелетного и секториального класса форм, поскольку монолитная текстура более характерна для гранных слоев.

Заметной зависимости между плотностью снега и диаметром кристалла без учета структуры снежной толщи не выявлено, для слоев

гранного и скелетного типов (количество кристаллов определенного типа в слое более 90%) наблюдается некоторая прямая зависимость, которая прослеживается при диаметре гранных кристаллов в диапазоне 0,2-0,7 мм, для скелетных 1,0-1,5 мм.

Около двух третей проб представляли собой смесь нескольких типов снега в разных соотношениях. Плотности таких слоев колеблются в широком диапазоне (100-480 кг/м³) в зависимости от процентного соотношения количества кристаллов разного класса форм.

Плотность отложенного снега значительно выше на участках, подверженных воздействию ветров (прибровочные части морских террас, верхние части горных хребтов). Например, средние плотности слоев, состоящих из кристаллов вторично-идиоморфного снега (гранного, полускелетного и скелетного), в прибровочных частях морских террас западного побережья Южного Сахалина составляют 300-400 кг/м³, тогда как средние плотности таких слоев на горизонтальных площадках, расположенных в окрестностях г. Южно-Сахалинск, колеблются в пределах 200-300 кг/м³.

Анализ многолетних данных измерений плотности снега на площадках, заложенных в окрестностях г. Южно-Сахалинск, показывает, что в начале зимы преобладают слои с плотностью до 150 кг/м³, что связано с активным снегонакоплением, увеличением мощности снежной толщи за счет снегопадов. Далее в процессе метаморфизма снег начинает уплотняться, что приводит к увеличению общей плотности снежной толщи с первой декады января. Однако слои с плотностью менее 100 кг/м³ отмечаются в течение всей зимы, что связано с выпадением осадков, их доля меняется в зависимости от снежности зимы. Со второй декады января увеличивается доля слоев с плотностью более 200 кг/м³. К первой декаде марта в снежной толще присутствуют слои с плотностью от 300 кг/м³, что объясняется увеличением среднесуточной температуры воздуха, выпадением смешанных видов осадков, приводящих к образованию режеляционных слоев. Наличие слоев с высокой плотностью в течение зимы связано с процессами возгонки водяного пара, которые увеличивают скорость роста снежных кристаллов в приземной части снежной толщи, а также способствуют образованию корок и приводят к смерзанию отдельных кристаллов в снежных слоях. Слои с плотностью более 400 кг/м³ наблюдаются не ежегодно, за исследуемый период такая плотность наблюдалась у режеляционных корок - 60% проб, у слоев, сложенных режеляционным снегом - 25%, у ледяных корок - 15%.

Наибольшие из измеренных плотностей характерны для режеляционных и ледяных корок и составляют 600-790 кг/м³.

В течение зимы преобладающей плотностью для слоев, сложенных гранным снегом, является плотность 200-250 кг/м³ (40% проб),

наибольшее количество слоев гранного снега наблюдается в январе и феврале; для полускелетных - 250-300 кг/м³ (40%), они чаще отмечаются в феврале; для скелетных на плотности 250-300 и 300-350 кг/м³ приходится одинаковое количество слоев, которые в сумме дают 66%, их наибольшее количество также приходится на февраль. Для слоев в стадии регрессивного метаморфизма преобладающей является плотность 300-350 кг/м³, такие слои чаще встречаются в первой декаде марта.

Начальная плотность является одной из важнейших характеристик снежной толщи, влияющей на скорость ее перекристаллизации, и, следовательно, на время возникновения лавиноопасных слоев. Установлено, что чем выше плотность снежных слоев, тем медленнее в них протекают процессы сублимационного метаморфизма.

Выводы.

В заключение можно сделать следующие выводы:

- Плотность слоев снега колебалась в пределах от 40 до 790 кг/м³ в зависимости от типа снега и среднего диаметра кристаллов. Для слоев, в которых преобладают обломочные кристаллы, характерны средние плотности 100 - 140 кг/м³, сублимационно-полиэдрические - 140 - 180 кг/м³, режеляционно-полиэдрические - 300-400 кг/м³, гранные - 220 - 260 кг/м³, скелетные - 260 - 320 кг/м³. Наибольшие плотности характерны для режеляционных и ледяных корок (600-790 кг/м³).

- В течение зимы для слоев, состоящих из разных типов снега, преобладают следующие плотности (на горизонтальных площадках, расположенных в окрестностях г. Южно-Сахалинск): гранного снега - 200-250 кг/м³ (40% проб), наибольшее количество слоев гранного снега наблюдается в январе и феврале; полускелетного снега - 250-300 кг/м³ (40% проб), чаще отмечаются в феврале; скелетного снега - 250-300 и 300-350 кг/м³ (одинаковое количество слоев, которые в сумме 66%), их наибольшее количество приходится на февраль.

- Плотность снега в стадии регрессивного метаморфизма 300-350 кг/м³, такие слои чаще встречаются в первой декаде марта.

Благодарности.

Авторы выражают признательность коллективу лаборатории лавинных и селевых процессов Сахалинского филиала Дальневосточного геологического института ДВО РАН за предоставленные материалы наблюдений.

Литература

1. Вейнберг Б.П. Снег, иней, град и ледники. М.: ОКТИ, 1936. 236 с.
2. Гляциологический словарь / под ред. член-корр АН СССР В.М. Котлякова. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 528 с.

3. Евфимов Н.Г. О плотности снега в связи с его структурой и глубиной залегания // Метеорология и гидрология. 1941. № 2. С. 18-22.
4. Коломыц Э.Г. Теория эволюции в структурном снеговедении. М.: ГЕОС, 2013. 482 с.
5. Кононов И.А., Казаков Н.А. Формализация задачи определения класса формы кристаллов льда по фотоснимкам с помощью ЭВМ. Лёд и снег. 2011. №3 (115). С. 85–90.
6. Кузьмин П.П. Формирование снежного покрова и методы определения снегозапасов. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 176 с.
7. Фирц Ш., Армстронг Р.Л., Дюран И., Этхеви П., Грин И., МакКланг Д.М., Нишимура К., Сатьявали П.К., Сократов С.А. Международная классификация для сезонно-выпадающего снега (руководство к описанию снежной толщи и снежного покрова). Русское издание. МГИ. М.: Институт географии РАН, Гляциологическая ассоциация, 2012. № 2. 80 с.
8. Geldsetzer T., Jamieson J.B. Estimating dry snow density from grain form and hand hardness // Proceedings International Snow Science Workshop. USA, Montana: Big Sky, 2000. P. 121-127.

ИЗМЕНЕНИЕ АЛЬБЕДО СНЕГА ПОД ДЕЙСТВИЕМ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ (ПО ДАННЫМ ЛАБОРАТОРНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ)

Масликова О.Я.

Институт водных проблем РАН, Москва, Россия

Аннотация. В гидравлической лаборатории РУДН выполнены эксперименты по изучению влияния радиации, имитирующей солнечную, на процесс таяния снега. Рассмотрено воздействие инфракрасного (ИК) и ультрафиолетового (УФ) излучения на снежный покров. Получены зависимости изменения альбедо снега в процессе таяния от лучей разной длины.

Ключевые слова: снеготаяние, солнечная радиация, альбедо снега.

STUDY OF THE EFFECTS OF SOLAR RADIATION ON SNOW MELT UNDER LABORATORY CONDITIONS

O. Ja. Maslikova

Water Problems Institute RAS, Moscow, Russia

Abstract. In the PFUR hydraulic laboratory, experiments were conducted to study the effect of solar radiation on the process of melting snow. The influence of infrared (IR) and ultraviolet (UV) radiation on snow cover is considered. A dependence was found between snow albedo and rays of different lengths in the melting process.

Key words: snowmelt, solar radiation, snow albedo.

Природная среда в средних и высоких широтах Северного полушария наиболее чувствительна к наблюдающимся глобальным изменениям климата. Весеннее изменение температуры, а вместе с ней и превращение снега в воду играют роль даже большую, чем влияние дождевых потоков. Это выражается в том, что процесс таяния в некоторых случаях происходит в течение нескольких суток, и все твердые осадки, накопившиеся за зимний период (их толщина может достигать нескольких метров), превращаются в потоки воды, провоцируя интенсивные береговые процессы. Быстрое таяние снега в период резкого потепления вкупе с дождевыми осадками также может являться причиной весенних паводков.

Поскольку потепление климата вызывает повсеместное таяние снега и льда, альбедо изменяется. Вместо того, чтобы отражать солнечный свет, пейзаж начинает поглощать больше тепла, чем это было ранее, что еще больше увеличивает тенденции потепления и таяния в этом районе.

Исследование влияния **конвективной** составляющей на процесс снеготаяния проводились в гидравлической лаборатории РУДН на установке, позволяющей моделировать дождевые потоки различной интенсивности, одновременно измеряя как скорость и количество инфильтрационных потоков, так и количество бокового стока. Результаты этих экспериментов приведены в (Грицук, 2013) и (Масликова, 2014).

Также проводились исследования влияния **радиационной** составляющей на процесс снеготаяния. Для этого в гидравлической лаборатории РУДН были поставлены эксперименты с воздействием инфракрасного (ИК) и ультрафиолетового (УФ) излучения на снежный покров. В процессе эксперимента измерялись количества таящего снега в реальном времени. Талые потоки просачивались через подстилающий грунт (в нашем случае – люберецкий песок), предварительно охлажденный до 0 - 2°C. Измерения проводились при примерно одинаковой мощности ламп (100 Вт), что дало возможность выявить разницу воздействия разной длины излучений на снеготаяние при прочих равных условиях (температура окружающей среды, плотность и структура снега, толщина снежного покрова) (Рис. 1). Также при этих же условиях проводился эксперимент со свободным (без воздействия излучения) таянием. Для всех трех случаев были построены графики зависимости количества талых потоков от времени.

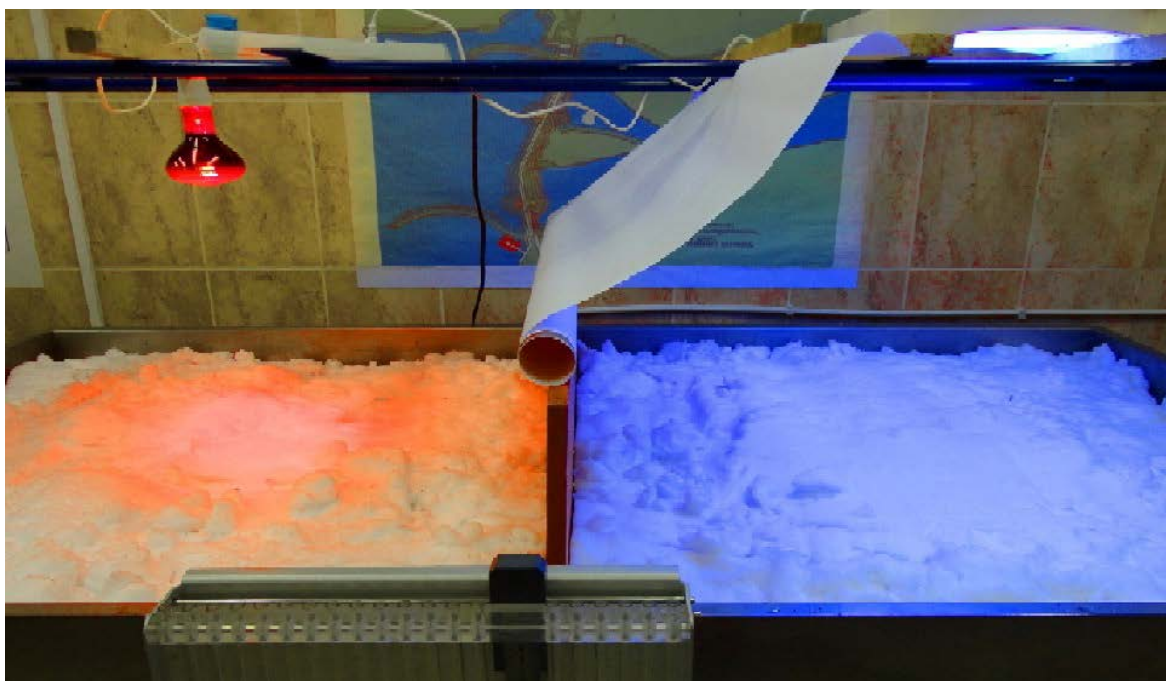


Рисунок 1. Эксперимент с одинаковой мощностью длинноволнового и коротковолнового участков спектра.

Так как во всех трех случаях присутствует одинаковая конвективная составляющая снеготаяния (эксперименты проводились при определенных начальных условиях), были получены графики зависимости снеготаяния исключительно от воздействия УФ и ИК-радиации путем вычитания из полученных экспериментально зависимостей графика свободного (конвективного) таяния (Рис. 2 – участок возрастания объема таяния).

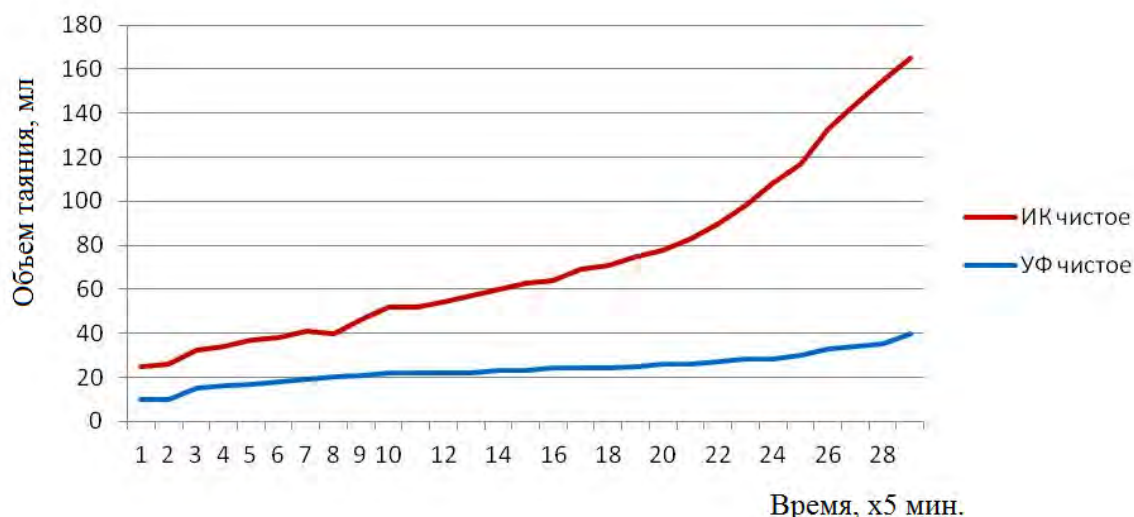


Рисунок 2. Объемы снеготаяния под влиянием УФ (синяя линия) и ИК (красная линия) участков спектра (без воздействия тепловой составляющей).

Из рисунка видно, что объем таяния возрастает от времени при постоянном внешнем воздействии ламп. Это объясняется изменяющейся структурой снега и, как следствие, изменением его влагоудерживающей способности.

Известно (Кузьмин, 1957), что коротковолновая часть радиации может проникать в снежную толщу на несколько десятков сантиметров. Известно также, что закон, по которому интенсивность радиации ослабевает с глубиной, имеет вид (закон Бугера-Ламберта):

$$I(z) = I_0 e^{-\beta z}, \quad (1)$$

где $I(z)$ – интенсивность радиации на глубине z м от поверхности снега, β – коэффициент экстинкции (ослабления, м^{-1}).

Существует большая разница в значении β для коротковолнового и длинноволнового участков спектра. В (Мачульская, 2001) предложено значение $\beta = 10 \text{ м}^{-1}$ для коротких волн и 250 м^{-1} для длинных.

В работе (Масликова, 2016) была получена формула, описывающая характер снеготаяния по времени:

$$M = \frac{I_0(1 - A)}{L_i \beta} (1 - e^{-\beta z}) \quad (2)$$

где M – скорость таяния снега, $L_i = 334 \text{ Дж/кг}$ – удельная теплота таяния (замерзания), A – альбедо снега. Все параметры у нас –

постоянные величины, кроме изменяющегося во времени альбедо. Из формулы видно, что при отсутствии снежного покрова (толщина $z=0$) никакого таяния происходить не будет.

Из уравнения (2) можно получить график зависимости альбедо от времени при воздействии лучей разной природы:

$$A(t) = 1 - \frac{M L_i \beta}{I_0 \cdot (1 - e^{\beta z})} \quad (3)$$

Для объема таяния M проинтерполируем полученные экспериментальные графики (рис. 2) экспоненциальными зависимостями. Подставляя эти зависимости в (3) и учитывая $\beta=250 \text{ м}^{-1}$ для ИК-лучей и $\beta = 10 \text{ м}^{-1}$ для УФ-лучей, а также то, что скорость таяния M есть производная объема таяния $V_{\text{экс}}$ по времени, можно построить графики изменения альбедо от времени в процессе таяния снега (Рис. 3).

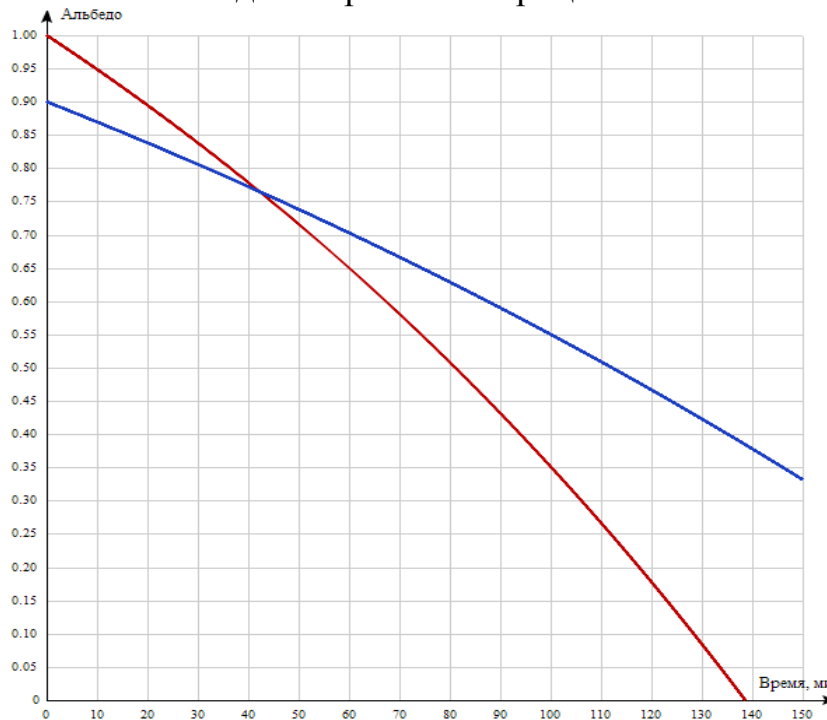


Рисунок 3. Графики изменения альбедо в процессе таяния снега для ИК (красная линия) и УФ (синяя линия) излучений

Из рисунка 3 видно, что под воздействием ИК-лучей альбедо изменяется и достигает нулевого значения быстрее, хотя начальное значение близко к 1, что означает полное отражение в начале таяния. УФ-волны практически сразу проникают вглубь снега, чем и объясняется меньшее отражение с поверхности, но альбедо под воздействием УФ-лучей уменьшается с меньшим коэффициентом. Период максимума таяния для случая с ИК-лампами наступает быстрее.

Зависимость альбедо от времени в процессе таяния носит экспоненциальный характер, что хорошо согласуется с данными, приведенными в (Калюжный, 1998).

Выводы.

- интенсивность воздействия на снег ИК и ИФ излучения ослабевает с глубиной по закону Бугера-Ламберта, согласно которому существует большая разница в значении коэффициента экстинкции (ослабления) для коротковолнового и длинноволнового участков спектра.

- Поскольку короткие волны (УФ) проникают вглубь непрозрачных веществ и преобразуются в тепловые потоки внутри снежной толщи, влияние этих лучей на снеготаяние носит отличный от влияния ИК-лучей характер. Облачность является задерживающим фактором только для ИК участка спектра. Поэтому в дневные часы воздействие ультрафиолета на снеготаяние происходит при любой погоде (кроме дождливой), тогда как инфракрасное излучение действует непосредственно лишь в ясные дни.

- Под воздействием ИК излучения альбедо снежного покрова изменяется и достигает нулевого значения быстрее, хотя начальное значение альбедо свежеснежного покрова близко к 1, что означает практически полное отражение в начале таяния. УФ-волны практически сразу проникают вглубь снега, чем и объясняется меньшее отражение с поверхности, но альбедо под воздействием УФ-лучей уменьшается с меньшим коэффициентом.

Полученные результаты исследования одной из составляющих единого термогидродинамического процесса (радиационное снеготаяние) являются необходимой частью общего прогноза влияния изменения климата на течение деструктивных криогенных процессов в зоне ММП.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 15-05-00342 и 16-08-00595).

Литература

1. Грицук И.И., Дебольский В.К., Масликова О.Я., Пономарев Н.К., Синиченко Е.К. Лабораторное исследование снеготаяния как составляющей сезонного процесса деформаций русла // Вестник РУДН, серия Инженерные исследования, 2013, №3, с. 83-91
2. Масликова О.Я., Козлов Д.В. Влияние зимних и весенних условий на размыв рек в криолитозоне // Природообустройство, -2014., -№1, с. 54-59
3. Кузьмин П.П., «Физические свойства снежного покрова», Ленинград, Гидрометеиздат, 1957, 180 с.
4. Мачульская Е.Е., Моделирование и диагноз процессов тепловлагообмена между атмосферой и сушей в условиях холодного климата // Диссертация на соискание ученой степени кандидата ф.-м. наук, Москва, МГУ, Геогр. ф-т., 2001г.

5. Масликова О.Я., Экспериментальное исследование интенсивности снеготаяния на лабораторной модели // Природообустройство, -2016., -№1, с. 28-33.
6. Калюжный И.Л., Шутов В.А., Современное состояние проблемы натуральных исследований снежного покрова, Водные ресурсы, 1998, том 25, №1, с.34-42.

ОЦЕНКА УЩЕРБА НАНОСИМОГО ПОЧВЕ ПРИ ЭКСПЛУАТАЦИИ СНЕЖНЫХ ПОЛИГОНОВ

Михалев М.В.¹, Лобкина В.А.², Ухова Н.Н.³

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
Сахалинский филиал, Южно-Сахалинск, Россия

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация. В работе рассчитывается ущерб наносимый почвам снежными полигонами. Приводятся данные химического анализа почв дневной поверхности полигона.

Ключевые слова: загрязнение почвы, снежные полигоны, ущерб.

ASSESSMENT OF DAMAGE TO SOIL POLLUTION THE OPERATION OF ANTHROPOGENIC SNOW PATCH.

M.V. Mikhalev¹, V.A. Lobkina¹, N.N. Uhova²

¹Sakhalin Department of Far East Geological Institute FEB RAS,
Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

²Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract. The damage caused to the soil by anthropogenic snow patch was calculated. The data of chemical analysis of soils of the base surface of the anthropogenic snow patch are given.

Key words: soil pollution, anthropogenic snow patch, damage.

Снежные полигоны представляют собой объект комплексного негативного воздействия на окружающую среду. Они оказывают воздействия на почву, поверхностные и подземные водные объекты, растительный и животный мир, атмосферный воздух, а также являются источниками теплового загрязнения.

В данной статье мы рассмотрим влияние снежных полигонов на почвы, как объект окружающей среды.

Снежные полигоны являются источником химического загрязнения почв. Почвы, расположенные на территориях занимаемых снежными полигонами, утрачивают плодородие в результате перекрытия почвенного профиля и длительного холодового воздействия ледяного ядра. На полигонах наблюдаются механические повреждения почв и их деградация в результате воздействия больших масс снега. В период снеготаянья интенсивно развиваются эрозионные процессы.

Нами было произведено обследование снежных полигонов расположенных на территории г. Южно-Сахалинска с целью определения степени негативного воздействия на окружающую среду.

С зимнего сезона 2010-2011 г. городскими властями отведены два участка под полигоны для складирования снежных масс: полигон 1 располагается в северной части города по пр. Мира (в р-не ТЭЦ), полигон 2 – в южной части в районе ул. Железнодорожной (рис. 1).



Рисунок 1. Общий вид полигона 2 в период начала снеготаяния.

На полигон 1 свозился снег с прилегающей к нему территории ТЭЦ, а также с ул. Украинской и территории оптово-торговой базы. С южных и центральных районов города снег свозился на полигон 2 [1, 2].

Нами было проведено комплексное исследование полигона 2 (далее полигон). Определены его морфометрические характеристики, химический состав, а также влияние на окружающие природные объекты.

Обследование полигона показало, что на всей площади основания полигона отсутствует гидроизоляция, а талые воды не подвергаются сбору и очистке. В результате происходит проникновение загрязняющих веществ в талую воду, почву и подстилающие грунты. Исследуемый полигон расположен на неиспользуемых сельскохозяйственных полях с мелиоративной системой, по которой происходит сток воды, как с самого полигона, так и с системы автодорожных канав, расположенных вдоль дороги, ведущей к нему. Кроме того, по этой территории протекает ручей, зарегулированный

выше полигона системой автодорожных канав и имеющий постоянное течение.

Отобраны пробы почв (аналитические работы выполнены в ЦКП ИЗК СО РАН «Геодинамика и геохронология», г. Иркутск) [1].

Обнаружено загрязнение почвы по следующим элементам (концентрация на дневной поверхности полигона/фоновая концентрация), мкг/кг: F (фтор) (580/470), V (ванадий) (160/130), Cr (хром) (94/69), Ni (никель) (48/35) [1].

Размер вреда причиняемого почвам был определен согласно методике исчисления размера вреда, причиненного почвам как объекту охраны окружающей среды (утв. Приказом Минприроды России от 8 июля 2010 г. № 238) предназначенной для исчисления в стоимостной форме размера вреда, нанесенного почвам, по формуле (1):

$$УЩ_{\text{загр}} = СХВ * S * K_r * K_{\text{исх}} * T_x, \quad (1)$$

где:

$УЩ_{\text{загр}}$ - размер вреда (руб.);

$СХВ$ - степень химического загрязнения;

S - площадь загрязненного участка (кв. м);

K_r - показатель в зависимости от глубины химического загрязнения или порчи почв;

$K_{\text{исх}}$ - показатель в зависимости от категории земель и целевого назначения, на которой расположен загрязненный участок;

T_x - такса для исчисления размера вреда.

Степень химического загрязнения зависит от соотношения фактического содержания i -го химического вещества в почве к нормативу качества окружающей среды для почв.

Соотношение (C) фактического содержания i -го химического вещества в почве к нормативу качества окружающей среды для почв рассчитывалось по формуле (2).

$$C = \sum_{i=1}^n X_i / X_n, \quad (2)$$

где:

X_i - фактическое содержание i -го химического вещества в почве (мг/кг);

X_n - норматив качества окружающей среды для почв (мг/кг).

Так как на территории Сахалинской области, на настоящий момент, отсутствуют утвержденные нормативы окружающей среды для почв в качестве значения X_n применяется значение концентрации этого химического вещества на сопредельной территории аналогичного

целевого назначения и вида использования, не испытывающей негативного воздействия от источника антропогенного воздействия.

$$C = (580/470) + (160/130) + (94/69) + (48/35) = 5,19$$

При значении (C) менее 5 CXB принимается равным 1,5; при значении (C) в интервале от 5 до 10 CXB принимается равным 2,0; при значении (C) в интервале от более 10 до 20 CXB принимается равным 3,0; при значении (C) в интервале от более 20 до 30 CXB принимается равным 4,0; при значении (C) в интервале от более 30 до 50 CXB принимается равным 5,0; при значении (C) более 50 CXB принимается равным 6,0.

$$CXB = 2.$$

Максимальная площадь снежного полигона составила 155 тыс. м². Именно на данной площади происходила интенсивная миграция загрязняющих веществ из тела полигона в почву.

Показатель в зависимости от глубины химического загрязнения или порчи почв (K_r) рассчитывается в соответствии с фактической глубиной химического загрязнения или порчи почв.

При глубине химического загрязнения или порчи почв до 20 см (K_r) принимается равным 1; до 50 см (K_r) принимается равным 1,3; до 100 см (K_r) принимается равным 1,5; до 150 см (K_r) принимается равным 1,7; более 150 см. (K_r) принимается равным 2,0.

Пробы были отобраны с глубины 20 см, $K_r = 1$.

Показатель в зависимости от категории земель и целевого назначения ($K_{исх}$) определяется исходя из категории земель и целевого назначения.

Для земель особо охраняемых территорий ($K_{исх}$) равен 2; для мохово-лишайниковых оленьих и лугово-разнотравных горных пастбищ в составе земель всех категорий ($K_{исх}$) равен 1,9; для водоохранных зон в составе земель всех категорий ($K_{исх}$) равен 1,8; для сельскохозяйственных угодий в составе земель сельскохозяйственного назначения ($K_{исх}$) равен 1,6; для облесенных территорий в составе земель всех категорий ($K_{исх}$) равен 1,5; для земель населенных пунктов (за исключением земельных участков, отнесенным к территориальным зонам производственного, специального назначения, инженерных и транспортных инфраструктур, военных объектов) ($K_{исх}$) равен 1,3; для остальных категорий и видов целевого назначения ($K_{исх}$) равен 1,0.

Полигон расположен на неиспользуемых землях сельскохозяйственного назначения – $K_{исх} = 1,6$.

Территория занятая полигоном относится к зоне хвойно-широколиственных лесов $T_x = 400$ руб./м².

Таким образом, сумма ущерба составляет:

$$УЩ_{загр} = 2 * 155000 * 1 * 1,6 * 400 = 198,4 \text{ млн. руб.}$$

Полученная сумма ущерба значительно превышает стоимость стационарных снегоплавильных пунктов (ССП) с производительностью порядка 7000 м³ в сутки. Переработка снега на ССП позволяет свести к минимуму негативное воздействие на окружающую среду. Плавление снега на ССП возможно осуществлять под воздействием тепла сточных вод без дополнительных энергозатрат, электроэнергия нужна лишь для обеспечения работы дробилок и насосной станции. Использование стационарных снегоплавильных пунктов позволит сократить площади занятые снежными полигонами, и значительно уменьшить объем загрязняющих веществ, поступающих в окружающую среду.

Дополнительно стоит отметить, что один из снежных полигонов расположен в непосредственной близости от ТЭЦ. Использование ее сточных вод позволит значительно повысить производительность ССП.

Литература

1. Лобкина В.А., Генсировский Ю.В., Ухова Н.Н. Геоэкологические проблемы участков, занятых снежными полигонами в городах (на примере г. Южно-Сахалинск) // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. - № 5. - 2016. - С. 328-338.
2. Podolskiy E.A., Lobkina V.A., Gensiorovsky Y.V., Thibert E. Evaluating ablation and environmental impact of anthropogenic snow patches (Yuzhno-Sakhalinsk, Russia) // Cold Regions Science and Technology. 2015. V. 114. P. 44–60.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТА ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ СНЕГА ПО ЕГО ПЛОТНОСТИ И ТВЕРДОСТИ

Сосновский А.В., Осокин Н.И.

Институт географии РАН, Москва, Россия

Аннотация. Рассмотрены результаты экспериментальных исследований коэффициента теплопроводности снега на архипелаге Свальбард в условиях естественного залегания снежного покрова. Для слоев снежного покрова разной твердости получены зависимости коэффициента теплопроводности снега от плотности. Проведено сравнение полученных формул коэффициента теплопроводности очень рыхлого, рыхлого, среднего и твердого снега (согласно международной классификации для сезонно-выпадающего снега) с данными других исследований. Они показали, что при плотности снега 200–400 кг/м³ полученные зависимости охватывают основной диапазон изменения коэффициента теплопроводности снега. Это позволяет в полевых условиях по измерениям плотности и твердости различных слоев снега оценить их коэффициент теплопроводности и определить термическое сопротивление снежного покрова.

Ключевые слова: снег, плотность, твердость, теплопроводность.

DETERMINATION OF THE COEFFICIENT OF THERMAL CONDUCTIVITY OF SNOW BASED ON ITS DENSITY AND HARDNESS

A.V. Sosnovsky, N.I. Osokin

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Abstract. The results of experimental studies of thermal conductivity of snow cover are presented for natural conditions in Svalbard. Relations between thermal conductivity and snow density were obtained for snow layers with different hardness. The results obtained for very loose, loose, medium and hard snow (according to the International Classification for Seasonal Snow on the Ground) were compared with those from other investigations. The comparisons showed that the relations obtained for snow densities in the range from 200–400 kg/m³ capture the main variability in snow thermal conductivity. It allows an estimation of the thermal conductivity and thermal resistance of different snow layers in the field based on the measurement of the density and hardness of these layers.

Key words: snow, density, hardness, thermal conductivity.

Снежный покров является важным фактором, влияющим на термический режим грунтов. Его теплозащитные свойства определяются величиной его термического сопротивления. Термическое сопротивление снежного покрова равно сумме термических сопротивлений отдельных его слоев, значения которых равны отношению толщины слоя к коэффициенту эффективной теплопроводности (Осокин, Сосновский, 2016). Определению коэффициента теплопроводности снега посвящено много работ. Известные зависимости коэффициента теплопроводности снега дают

большой разброс значений при одинаковой плотности снега. Одной из причин этого являются структурные особенности снежного покрова, обусловленные, в том числе, метеорологическими условиями (Осокин и др., 2013). Так, коэффициент теплопроводности глубинной изморози в несколько раз меньше, чем зернистого снега при равной плотности.

Теплопроводность снега состоит в основном из двух составляющих – конвективной и кондуктивной теплопроводности. Кондуктивная теплопроводность снега зависит от контактов между кристаллами льда. Чем больше площадь контактов, тем лучше происходит передача тепла от одного слоя к другому. Но от связей между кристаллами льда зависят и прочностные характеристики снега, в частности его твердость. Коэффициент эффективной теплопроводности снега (который будем называть коэффициентом теплопроводности) – комплексный параметр, характеризующий все теплофизические процессы в снежном покрове: кондуктивную теплопроводность; диффузию водяного пара; сублимацию и конденсацию; теплообмен между ледяными кристаллами и воздухом.

Цель исследования – определить влияние твердости снега на коэффициент теплопроводности снега по данным полевых измерений температурного режима снежного покрова на архипелаге Свальбард.

Экспериментальные исследования проводились в апреле 2013 – 2015 гг. Толщина снежного покрова составляла 0,8 – 1,2 м. Снежный покров был представлен слоями разной структуры и плотности. Температура в стенке снежного шурфа изменялась в основном вследствие суточного хода температуры воздуха и измерялась на глубинах 5, 10 и 15 см. В отдельных случаях проводилось нагревание поверхности снега до небольших отрицательных температур. Точность измерения температуры снега термохронами составляла 0,06 °С. Температура воздуха изменялась от –14 °С до –3 °С. Наибольший перепад температур между крайними термохронами составлял 6 °С при средних значениях 2–4 °С, что соответствовало градиенту температуры 20–40 °С/м. Центры термохрон находились на расстоянии 5 см друг от друга. Интервал записи температур составлял 20 мин.

Коэффициент температуропроводности рассчитывался на основании решения обратной задачи для уравнения теплопроводности Фурье:

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a \frac{\partial^2 t}{\partial z^2}, \quad (1)$$

где t – температура снега, °К; τ – время; $a = \lambda/(c\rho)$ – коэффициент температуропроводности; λ – коэффициент теплопроводности снега; c –

удельная теплоёмкость; ρ – плотность снега; z – координата по глубине снежной толщи.

Уравнение (1), записанное в конечных разностях, имеет следующий вид:

$$(t_1(\tau_2) - t_1(\tau_1))/(\tau_2 - \tau_1) = a ((t_2 - t_1)/\Delta z - (t_1 - t_0)/\Delta z)/\Delta z,$$

где t_0 , t_1 и t_2 – температура снега в горизонтах $z - \Delta z$, z и $z + \Delta z$ в момент времени τ_1 ; $\Delta z = 5$ см – шаг по глубине; $t_1(\tau_1)$ и $t_1(\tau_2)$ – температура снега в горизонте z в моменты времени τ_1 и τ_2 соответственно.

Правая часть этого уравнения определяется по градиентам температуры в слое $z - \Delta z$ и z , z и $z + \Delta z$ в момент времени τ_1 . Поэтому для оценки коэффициента температуропроводности снега a необходимо измерить температуру в трёх точках и ее изменение в горизонте z . При этом характер теплового процесса в этих точках должен отвечать условиям охлаждения или нагревания. В результате измерений и расчётов было получено более 500 значений коэффициента температуропроводности и теплопроводности снега.

Для оценки точности определения коэффициента температуропроводности по уравнению (1) были проведены численные эксперименты и рассчитана температура снега на разных глубинах. Для расчетов использовали модель тепло и массопереноса в снежном покрове с учетом диффузии и сублимации–конденсации водяного пара (Котляков и др., 2004). Значение коэффициента теплопроводности, полученные при обработке расчетных температурных кривых по уравнению (1) и по модели, отличаются не более чем на 2%.

Пример определения коэффициента теплопроводности глубинной изморози при обработке данных измерений по уравнению (1) приведен на рис. 1. Средняя теплопроводность глубинной изморози плотностью 283 кг/м³ на этапе охлаждения составила 0,11 Вт/(м.К) и на этапе нагрева 0,11 и 0,12 Вт/(м.К).

Величина λ , также как и прочность снега, зависит от состояния контактов между кристаллами льда. Поэтому, при измерении термического режима разного типа снега одновременно проводились измерения его твердости.

Для измерений применялся цифровой динамометра «МЕГЕОН 03005» и проводился пересчет на зонд Хефели. Для этого была проведена серия измерений этими динамометрами одного и того же снега. В международной классификации снега диапазон изменения твердости снега определяется по сопротивлению проникновению в снег зонда Хефели или с использованием ручного индекса твердости (Международная классификация ..., 2012).

Полученные значения коэффициента теплопроводности снега разной твердости согласно международной классификации (твёрдого, среднего, рыхлого и очень рыхлого) представлены на рис. 2.

К очень рыхлому снегу относился свежий снег, в том числе свежий слегка слежавшийся (через 1–2 суток) снег и глубинная изморозь. Рыхлый снег соответствовал рыхлому не смерзшемуся мелкозернистому снегу, свежему метелевому снегу и крупнозернистому (в том числе с очень крупными зёрнами от 2 до 5 мм) снегу с ограниченными кристаллами.

Средний по твердости снег – мелкозернистый частично смерзшийся снег и твёрдый – средне и крупнозернистый смерзшийся снег.

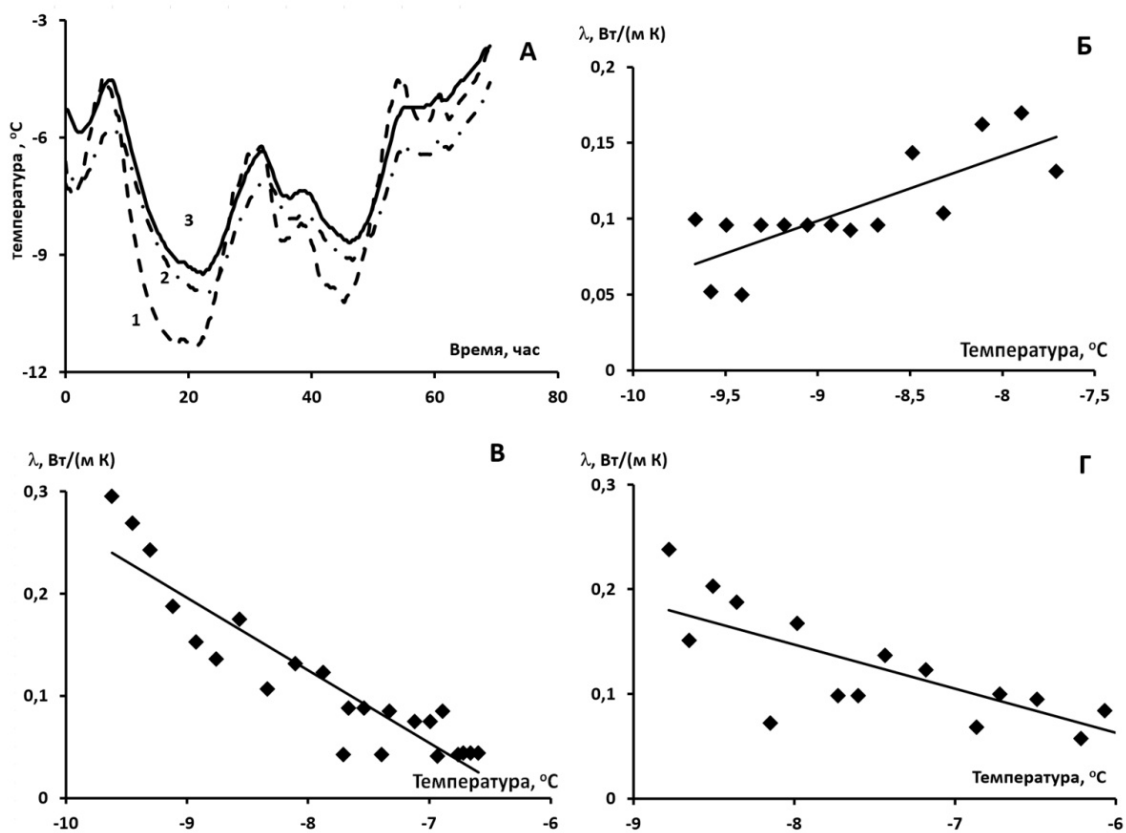


Рисунок 1. Температура и коэффициент теплопроводности глубинной изморози плотностью 283 кг/м^3 : а – температура стенки шурфа на глубине: 1 – 5 см; 2 – 10 см; 3 – 15 см; коэффициент теплопроводности глубинной изморози: б – на этапе охлаждения (время от начала измерений: через 12–17 ч на рис. 1а); в – на этапе нагрева (через 24–32 ч); г – на этапе нагрева (через 48–53 ч).

В результате многочисленных экспериментальных исследований на архипелаге Шпицберген получены зависимости теплопроводности снега от его твердости при температуре снега от -3°C до -14°C : для твёрдого снега $\lambda = 0,304\rho + 0,234$ при $0,35 \leq \rho < 0,45$; для среднего по твердости снега $\lambda = 0,382\rho + 0,136$ при $0,20 \leq \rho \leq 0,45$; для рыхлого снега $\lambda =$

$0,394\rho + 0,070$ при $0,20 \leq \rho \leq 0,40$; для очень рыхлого снега $\lambda = 0,740\rho - 0,091$ при $0,2 \leq \rho \leq 0,4$, где λ – коэффициент теплопроводности снега, Вт/(м·К); ρ – плотность снега, г/см³.

Сравнение с данными других исследований показало, что полученные зависимости охватывают основной диапазон изменения коэффициента теплопроводности снега.

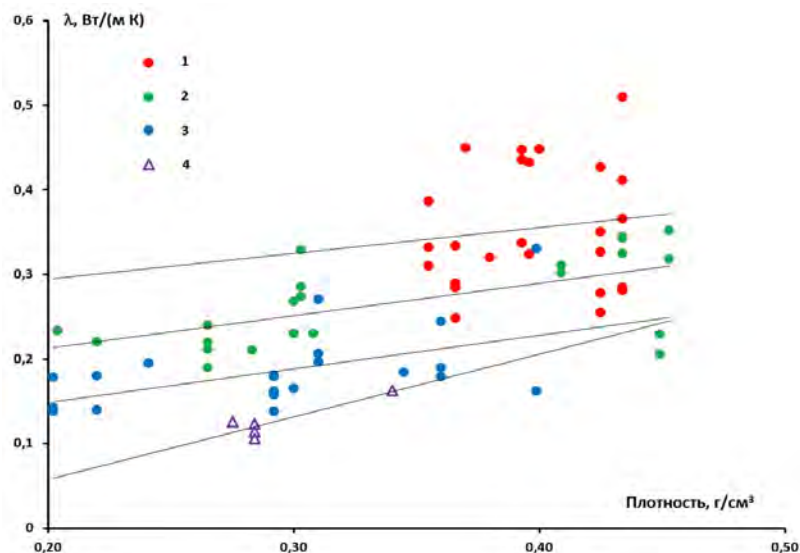


Рисунок 2. Значения коэффициента теплопроводности снега λ разной твердости: 1 – твердый; 2 – средний; 3 – рыхлый; 4 – очень рыхлый; прямые – тренды.

Таким образом, по эмпирическим зависимостям и измерениям плотности и твердости снега можно оценить коэффициент теплопроводности снега. Это позволит повысить точность определения коэффициента теплопроводности снега и его теплозащитные свойства в условиях естественного залегания снежного покрова.

Литература

1. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние термического сопротивления снежного покрова на устойчивость многолетнемерзлых пород // Криосфера Земли. 2016. Т. XX, № 3. С. 105-112.
2. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А. Влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление // Лёд и Снег. 2013. № 3 (123). С. 63–70.
3. Котляков В.М., Осокин Н.И., Сосновский А.В. Математическое моделирование тепломассообмена в снежном покрове при таянии // Криосфера Земли. 2004. Т. VIII, № 1. С. 78–83.
4. Международная классификация для сезонно-выпадающего снега (руководство к описанию снежной толщи и снежного покрова) // МГИ. 2012. № 2, 80 с.

Раздел III.

**Метаморфизм снежного покрова: структура,
текстура, стратификация снежной толщи.**



Section III.

**Snowpack metamorphism. Microstructure, texture and
stratigraphy of snowpack.**

СОДЕРЖАНИЕ ЛЕДЯНЫХ КРИСТАЛЛОВ РАЗНЫХ КЛАССОВ ФОРМ В СЛОЯХ ВТОРИЧНО-ИДИОМОРФНОГО СНЕГА

**Казаков Н.А., Кононов И.А.,
Музыченко А.А., Павлов В.В.**

**Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
Сахалинский филиал, Южно-Сахалинск, Россия**

Аннотация. Полевые исследования структуры снежной толщи в разных регионах (1980 – 2017 гг.) показали, что в слоях вторично-идиоморфного снега всегда содержатся ледяные кристаллы разных классов форм. На ранних стадиях конструктивного метаморфизма снежной толщи содержание ледяных кристаллов гранного класса форм в слое возрастом 7 – 12 суток может составлять 100 %, а в слое возрастом 20 - 50 суток – 30 - 40 %. В слое возрастом 15 - 30 суток содержание кристаллов скелетного класса форм составляет 6 - 18%, в слое возрастом 20 - 50 суток – 30 - 40 %, в слое возрастом 55 - 65 суток – 50 - 60 %. В слое возрастом 50 - 60 суток содержание ледяных кристаллов: гранного класса форм 10 - 20 %, полускелетного класса форм – 20 - 50 %, скелетного класса форм – 40 - 70 %, секториального класса форм – 2 - 40 %. При исследовании структуры снежной толщи необходимо определять процентное содержание в снежном слое кристаллов разных классов форм и возраст снежного слоя. Это очень важно для прогноза эволюции снежной толщи и прогноза лавин.

Ключевые слова: структура, снежная толща, содержание ледяных кристаллов.

THE RATIO OF ICE CRYSTALS OF DIFFERENT CLASSES OF SHAPES IN THE LAYERS OF SECONDARY IDIOMORPHIC SNOW

**N.A. Kazakov, I.A. Kononov,
A.A. Muzychenko, V.V. Pavlov**

**Sakhalin Department of Far East Geological Institute FEB RAS,
Yuzhno-Sakhalinsk, Russia**

Abstract. A field study of the structure of the snow pack in different regions (1980 – 2017) has shown that the layers of secondary idiomorphic snow always contains ice crystals of different shapes. In the early stages of the constructive metamorphism of snow pack content of ice crystals faceted class of shapes in the layer age 7 – 12 days may be 100 %, and the layer of the age of 20 - 50 days – 30 - 40 %. Layer age of 15 - 30 days the content of crystals of the skeletal class of shapes is 6 - 18%, in the layer of the age of 20 - 50 days – 30 - 40 %, in the layer age of 55 - 65 days 50 - 60 %. In the layer ages of 50 - 60 days the contents of ice crystals: faceted class of shapes 10 - 20 %, semi-skeletal class of shapes 20 - 50 %, skeletal class of shapes – 40 - 70 %, sectorial class of shapes – 2 - 40 %. During the study of the snow structure it is necessary to determine the percentage in the snowy layer the crystals of different classes of shapes and age of the snow layer. It is very important to forecast the evolution of the snow pack and the forecast of avalanches.

Key words: structure, snow pack, ratio, ice crystals.

Введение. Содержание в снежном слое ледяных кристаллов разных классов форм обуславливает многие физические характеристики снежного слоя: временное сопротивление сжатию, твёрдость (что важно для прогноза лавин), вязкость, акустические характеристики и т.д.

Как правило, при описании снежной толщи структура снежного слоя характеризуется классом формы ледяного кристалла (по международной классификации снега или по другим классификациям). При этом слою сопоставляется один класс формы кристалла.

Однако наши полевые исследования структуры снежной толщи в разных регионах (1980 – 2017 гг.) показали, что в слоях вторично-идиоморфного снега всегда содержатся ледяные кристаллы разных классов форм. Это подтверждается и исследованиями других авторов (Коломыц, 2013).

Методика исследований. При исследовании снежной толщи в шурфах выполнялась макрофотосъемка ледяных кристаллов из каждого снежного слоя. Затем при камеральной обработке фотографий определялись классы форм ледяных кристаллов вторично-идиоморфного снега (Рис. 1) по морфо-генетической классификации (Коломыц, 2013; Kazakov & all., 2012), их средний и максимальный размеры и рассчитывалось процентное содержание в слое кристаллов разных классов форм. Эти параметры определялись по статистической выборке из 20 – 100 кристаллов из каждого снежного слоя с использованием программного комплекса для автоматизации стратиграфических исследований снежной толщи в снежных шурфах (Кононов, 2011, 2014).

Условные обозначения		Legend
1. Структура снега. Тип снега и класс формы ледяного кристалла (по Э.Г. Коломыцу) 1. Structure of snow. Type of snow. Class of the ice crystals shape (by E. Kolomytz)		
Класс формы ледяного кристалла Class of the ice crystals shape	Тип снега	Type of snow
1.1. Первично-идиоморфный 1.1. Primary-idiomorphic snow		
	Свежевыпавший*	New snow (precipitation particles)*
	Коррозивно-полиэдрический (метелевый)	Corrasion polyhedral
	Обломочный	Decomposed precipitation particles
	Режеляционно-полиэдрический	Regelation polyhedral
	Сублимационно-полиэдрический	Sublimation polyhedral (small round particles)
1.2. Вторично-идиоморфный 1.2. Secondary-idiomorphic snow		
	Гранный плоский	Faceted flat
	Гранный столбчатый	Faceted columnar
	Полускелетный плоский	Semi-skeletal flat
	Полускелетный столбчатый	Semi-skeletal columnar
	Скелетный плоский	Skeletal flat
	Скелетный столбчатый	Skeletal columnar
	Секториальный	Sectorial
	Пластинчатый	Plate
1.3. Корки Crust		
	Режеляционная	Sun crust; Firnspiegel
	Ледяная	Ice crust
2. Текстура вторично-идиоморфного снежного слоя 2. Texture of a secondary-idiomorphic snow layer		
	Монолитная	Monolithic
	Столбчатая	Columnar
	Волокнистая	Fibrous

Рисунок 1. Условные обозначения к стратиграфической колонке снежного покрова.

№ шурфа:	Т 7	Местоположение:	Км 43 автодороги Кола - Верхнетуломский.	Дата:	02.03.2017	Время:	11:45
Координаты: N68.71883 E032.11776							
Погодные условия							
Погода:							
Температура воздуха, С°:							
Облачность, балл:							
Ветер: направление, скорость, м/с							
Влажность воздуха, %:							
Абс. высота, м:							
Экспозиция:							
Уклон, град.:							
Подстилающая поверхность:							
Растительность:							
Состояние почвы:							
Описание площадки							
70							
0							
Толщина снега, см							
Высота контакта, см							
Тип снега и класс формы кристалла (по З.Г.)							
Плотность, г/см³							
Водность, мм							
Диаметр кристалла, мм							
Макс.							
Сред.							
Содержание классов форм кристаллов, %							
Температура, С°							
Дата формирования слоя							
Возраст слоя, сутки							
Прочее							
Пористость, %							
13	77	3	✓				
12	74	11	///	■			
11	63	1	TTTT				
10	62	4	■	■			
9	58	1	TTTT	■			
8	57	3	■	■			
7	54	6	■	■			
6	48	6	■	■			
5	42	14	■	■			
4	28	3	TTTT	■			
3	25	10	■	■			
2	15	10	■	■			
1	5	5	■	■			
		0					
Суммарный водознапас, мм							
189,0							
Высота снега по снеготолщам, см							
Средняя плотность, г/см³							
0,25							
Средняя высота по данным снеготолщам							
78							
Максимальная							
90							
Водознапас, мм							
191							
Минимальная							
60							
Высота снежного покрова, см							
С/Ю							
85							
80							
75							
70							
68							
74							
85							
80							
75							
68							
75							
80							
83							
88							
Кoeffициенты							
перекристаллизации							
0,89							
вторичного распыления							
0,04							
текстуры							
0,14							
Выполнил:							
Казаков Н.А., Казакова Е.Н., Музыченко А.А.							
Обработал:							
Павлов В.С., Кононов И.А.							
Проверил:							

Рисунок 2. Стратиграфическая колонка снежного покрова. Содержание ледяных кристаллов разных классов форм в снежных слоях. Кольский п-в, 02.03.2017.

Результаты и их обсуждение. В результате наших исследований (о. Сахалин, Курильские о-ва, Западный и Северный Кавказ, п-в Ямал, Хибин, Подмосковье, Архангельская область, Западная Сибирь, Забайкалье, 1983 - 2017 гг.) было установлено, что процентное содержание ледяных кристаллов разных классов форм в снежных слоях изменяется с возрастом снежного слоя и зависит как от начальной плотности снежного слоя, так и от погодных условий зимы.

Исследования показали (Рис. 2), что на ранних стадиях конструктивного метаморфизма снежной толщи содержание ледяных кристаллов гранного класса форм в слое возрастом 7 – 12 суток может составлять 100 %, а в слое возрастом 20 - 50 суток – 30 - 40 %.

В слое возрастом 15 - 30 суток содержание кристаллов скелетного класса форм (наивысшая стадия развития кристаллов льда в снежной толще) составляет 6 - 18%, в слое возрастом 20 - 50 суток – 30 - 40 %, в слое возрастом 55 - 65 суток – 50 - 60 %.

В слое возрастом 50 - 60 суток содержание ледяных кристаллов гранного класса форм может составлять 10 - 20 %, кристаллов полускелетного класса форм – 20 - 50 %, кристаллов скелетного класса форм – 40 - 70 %, кристаллов секториального класса форм – 2 - 40 %.

Заключение. При исследовании структуры снежной толщи в шурфах необходимо определять процентное содержание в снежном слое кристаллов разных классов форм и возраст снежного слоя. Это очень важно для прогноза эволюции снежной толщи и прогноза лавин.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН «Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны Российской Федерации» (Проект «Разработка методологии определения стратиграфических комплексов снежного покрова на неизученных территориях и построение карты стратиграфических комплексов снежного покрова на Арктических территориях»).

Литература

1. Коломыц Э.Г. Теория эволюции в структурном снеговедении. М., ГЕОС, 2013 - 435 с.
2. Кононов И.А. Методы определения структуры снежного покрова с помощью ЭВМ // Вестник ДВО РАН, 2011. №2, с.78-82.
3. Кононов И.А. Свидетельство государственной регистрации электронного ресурса №20157 «Программный комплекс для детектирования и определения размеров кристаллов льда на фотографиях проб кристаллов из отдельных слоёв снежной толщи» от 3.06.2014 г.
4. Kazakov N. A, Gensiorovskiy J.V., Zhiruev S. P., Drevilo M.S. Stratigrafic complexes of a snow cover. //Annals of Glaciology, V. 58 (61), 2012, 39-44.

СТРУКТУРА И ТЕКСТУРА СНЕЖНОЙ ТОЛЩИ НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

**Казаков Н.А., Музыченко А.А., Казакова Е.Н.,
Кононов И.А., Павлов В.В.**

**Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
Сахалинский филиал, Южно-Сахалинск, Россия**

Аннотация. В результате исследования структуры и текстуры снежного покрова на Кольском полуострове в 113 шурфах в 1985-1988 гг. и 2016-2017 гг. установлено, что эволюция снежной толщи в центральной части Кольского п-ова через 70-80 суток приводит к формированию ослабленных снежных слоёв, выполненных ледяным кристаллами полускелетного и скелетного классов форм диаметром 2-5 мм с волокнистой текстурой. Даже в многоснежные зимы в марте до 80% снежной толщи выполнено ледяными кристаллами полускелетного и скелетного класса форм со столбчатой и волокнистой текстурой. На плато Айкуайвенчорр (1075 м абс.) 07.03.2017 г. 93% снежной толщи было выполнено перекристаллизованным снегом. Диаметр кристаллов скелетного класса форм в нижних слоях достигал 4 мм.

Ключевые слова: структура, текстура, снежная толща, Кольский полуостров.

THE STRUCTURE AND TEXTURE OF SNOW PACK ON THE KOLA PENINSULA

**N.A. Kazakov, A.A. Muzychenko, E.N. Kazakova,
I.A. Kononov, V.V. Pavlov**

**Sakhalin Department of Far East Geological Institute FEB RAS,
Yuzhno-Sakhalinsk, Russia**

Abstract. The studies of the structure and texture of snow pack on the Kola Peninsula were conducted in 113 pits in 1985-1988 and 2016-2017. It is established that the evolution of the snow pack in the Central part of the Kola Peninsula in 70-80 days leads to the formation of weakened snow layers, made of ice crystals semi-skeletal and the skeletal class of shapes with a diameter of 2–5 mm with a fibrous texture. Even in the snowy winters in March 80% of the snow pack consists of semi-skeletal and skeletal ice crystals with columnar and fibrous texture. On the plateau Aikuaivenchorr (1075 m abs.) 07.03.2017 93% of snow pack was performed recrystallized snow. The diameter of the crystals of the skeletal class of shapes in the lower snow layers reached 4 mm.

Key words: structure, texture, snow pack, Kola Peninsula.

Введение. Снежный покров на Кольском полуострове – постоянно действующий фактор, оказывающий сильнейшее влияние на характер социальных и экономических процессов. Физическими характеристиками снежного покрова, которые зависят от его стратификации, структуры и текстуры, определяются условия проходимости территории транспортными средствами в зимнее время,

характеристики половодья и условия формирования наиболее разрушительных лавин. Знания о строении снежной толщии необходимы для прогноза лавин, расчёта параметров половодья и т.д. Структура и текстура снежной толщии на Кольском полуострове практически не исследовалась (за исключением Хибин).

Методика исследований. При исследовании снежной толщии в шурфах выполнялась макрофотосъёмка ледяных кристаллов из каждого снежного слоя. Затем при камеральной обработке фотографий выделялись классы форм ледяных кристаллов (для вторично-идиоморфного снега - по морфо-генетической классификации Э.Г. Коломыща (Коломыщ, 2013), их средний и максимальный размеры, рассчитывалось процентное содержание в слое кристаллов разных классов форм.

Эти параметры определялись по статистической выборке из 20 - 100 кристаллов из каждого снежного слоя с использованием программного комплекса для автоматизации стратиграфических исследований снежной толщии в снежных шурфах (Кононов, 2011, 2014). Текстура снежного слоя определялась визуально. Для оценки степени упорядоченности ориентации кластеров ледяных кристаллов и пор в снежном слое выделяется три типа текстуры: монолитная, столбчатая и волокнистая. В ходе эволюции снежной толщии текстура изменяется от монолитной до волокнистой. Кроме того, определялись количество снежных слоёв, их толщина, плотность, твердость и возраст - важнейший параметр, позволяющий рассчитывать скорость эволюции структуры снежного слоя.

Исследования проводились в марте на Кольском п-ве (от побережья Баренцева моря до Хибин). В 2016 и 2017 гг. было исследовано 369 снежных слоёв разного возраста и генезиса в 31 шурфе, выполнено 369 измерений плотности, пористости снега, структуры снега, определения текстуры снежных слоёв, 393 измерения температуры в снежной толще, 46 измерений временного сопротивления снежного слоя разрыву, 27 измерений временного сопротивления снежного слоя сжатию и 119 измерений твёрдости снежного слоя; выполнена площадная снегосъёмка (31 снегомерная площадка), по результатам которой определены средняя и максимальная высота снежного покрова и его водный эквивалент (водозапас) в разных ландшафтных зонах; выполнены с помощью полевой метеорологической станции метеорологические наблюдения в 31 точке (температура и влажность воздуха, скорость и направление ветра, атмосферное давление, облачность, метеорологические явления), что позволило связать текущие значения характеристик снежной толщии с метеорологическими условиями. Кроме того, были использованы материалы наблюдений в 82 шурфах (в том числе, 35 – в зонах зарождения лавин на восточных склонах хр. Поачвумчорр и на западном

склоне Кукисвумчорр и 6 – на линиях отрыва сошедших лавин), выполненных Н.А. Казаковым в Хибинах в 1985 – 1988 гг. в высотной зоне 370 – 720 м абс.

Для выделения литолого-стратиграфических комплексов снежного покрова (Kazakov & all, 2012; Казаков, 2014) использовались коэффициенты *перекристаллизации* K_{Π} , *вторичного расслоения* K_{BP} и *текстуры* K_T снежного слоя (Kazakov & all, 2012):

$$K_{\Pi} = H_1 / H \quad (1),$$

$$K_{BP} = \sum N_2 H_2 / \sum H_1 N_1 \quad (2),$$

$$K_T = H_B / H \quad (3),$$

где H – суммарная толщина снежного покрова; H_1 – суммарная толщина слоёв вторично-идиоморфного снега; H_2 – суммарная толщина слоёв, выполненных кристаллами скелетного класса форм; H_B – суммарная толщина слоёв с волокнистой текстурой, $\sum N_2$ – суммарное содержание кристаллов скелетного класса форм, %; $\sum N_1$ – суммарное содержание кристаллов вторично-идиоморфного снега, %.

Сочетание коэффициентов позволяет количественно описать строение и степень преобразования снежной толщи (табл. 1) на период максимальной перекристаллизации для четырёх типов зим: малоснежной, среднеснежной, многоснежной и зимой с частыми оттепелями. Снежность зим определяется по сумме твёрдых осадков.

Таблица 1.

Степень преобразования структуры и снежной толщи.

K_{BP}	Степень преобразования структуры снежной толщи	K_T	Степень преобразования текстуры снежной толщи
> 0.5	Сильно перекристаллизованная	> 0.3	Сильно разрыхленная
> 0.3 - ≤ 0.5	Умеренно перекристаллизованная	> 0.2 - ≤ 0.3	Умеренно разрыхленная
> 0.1 - ≤ 0.3	Средне перекристаллизованная	> 0.1 - ≤ 0.2	Средне разрыхленная
≤ 0.1	Слабо перекристаллизованная	≤ 0.1	Слабо разрыхленная

Результаты и их обсуждение. Анализ результатов стратиграфических наблюдений в снежной толще показал, что в результате эволюции снежной толщи в центральной части Кольского п-

ова через 70 – 80 суток (в зависимости от метеорологических условий предзимья и начального периода снегонакопления) возникают ослабленные снежные слои, выполненные ледяными кристаллами полускелетного и скелетного классов форм диаметром 2-5 мм, с волокнистой текстурой. Даже в многоснежные зимы в марте до 80% снежной толщи выполнено ледяными кристаллами полускелетного и скелетного класса форм диаметром 2-5 мм со столбчатой и волокнистой текстурой (табл. 2, рис. 1). Через 12-20 суток после формирования снежного слоя в нём появляются ледяные кристаллы скелетного класса форм диаметром 1,3-2,2 мм. Даже в многоснежную зиму ледяные кристаллы секториального и пластинчатого классов форм (стадия регрессивного метаморфизма) диаметром до 2,4 мм появляются в снежной толще через 85-100 суток после формирования снежного слоя.

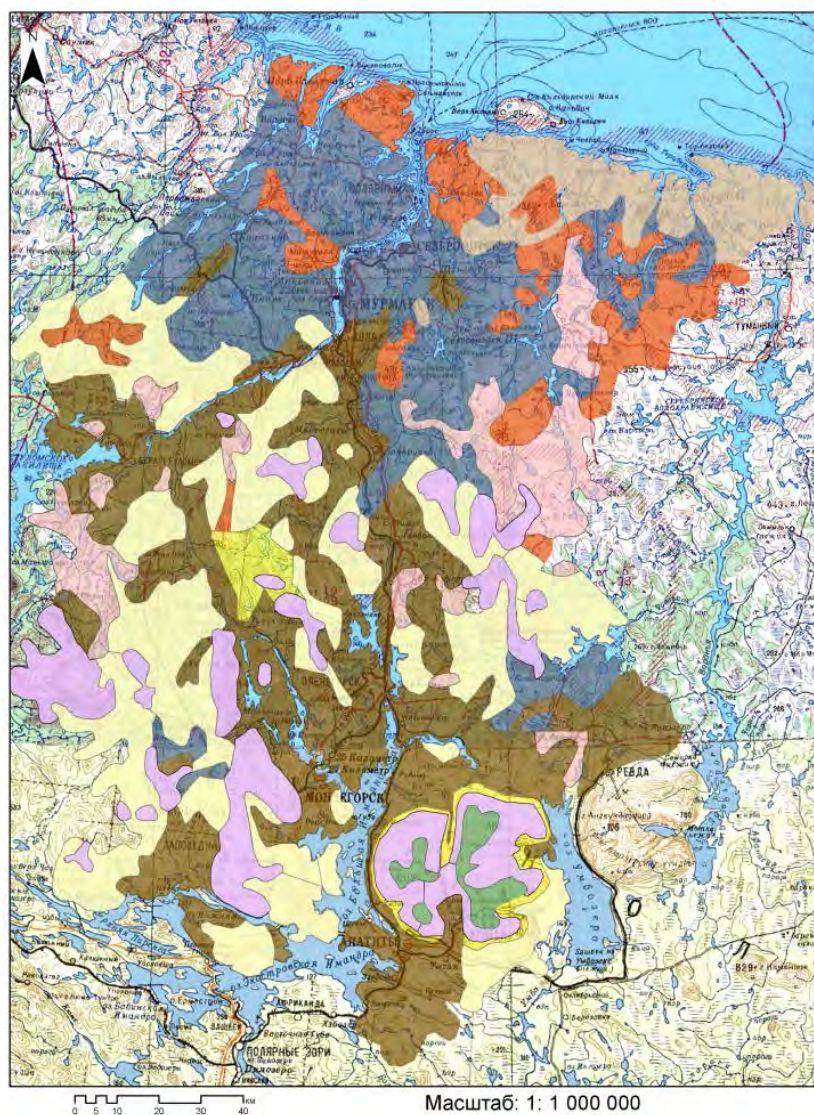


Рисунок 1. Литолого-стратиграфические комплексы снежного покрова центральной части Кольского п-ва. Период максимальной перекристаллизации снежной толщи. Многоснежная зима. М 1:1 000 000.

Таблица 2.
Литолого-стратиграфические комплексы снежного покрова Колыского полуострова. Период максимальной перекристаллизации снежной толщи. Многолетняя зима (к рис. 1).

Индекс	Литолого-стратиграфический комплекс снежного покрова	Абс. отметки, м	Степень перекристаллизации и разрыхления снежной толщи (первая декада марта)			Высота снежного покрова на первую декаду марта, см		Возраст в снежном покрове на первую декаду марта, мм	
			K _п	K _{вр}	K _т	Много-снеж. зима	Средне-много-летнее	Много-снеж. зима	Средне-много-летнее
I	Слабо перекристаллизованная слабо разрыхленная снежная толща кустарничковых тундр	200 - 300	0,74	0,07	0,00	54	45	152	127
II	Умеренно перекристаллизованная сильно разрыхленная снежная толща на травянистых, травяно-моховых и кочковато-мочажинных болотах	200 - 300	0,82	0,38	0,33	56	47	128	107
III	Средне перекристаллизованная средне разрыхленная снежная толща лишайниково-ерниковых и ерничково-лишайниковых тундр	200 - 300	0,78	0,10	0,13	72	60	211	176
IV	Средне перекристаллизованная слабо разрыхленная снежная толща лесотундровых берёзовых редколесий и криволесий	200 - 300	0,82	0,10	0,00	72	60	211	176
V	Слабо перекристаллизованная средне разрыхленная снежная толща северотаежных сосново-берёзовых лесов	120 - 250	0,91	0,03	0,11	72	60	211	176
VI	Слабо перекристаллизованная средне разрыхленная снежная толща северотаежных елово-берёзовых лесов	50-150	0,89	0,03	0,14	86	72	178	148
VII	Средне перекристаллизованная умеренно разрыхленная снежная толща горных лесотундровых берёзовых редколесий и криволесий	300 - 400	0,95	0,21	0,26	146	122	535	446
VIII	Средне перекристаллизованная средне разрыхленная снежная толща горных тундр	400 - 700	1,00	0,20	0,16	145	121	547	456
IX	Средне перекристаллизованная умеренно разрыхленная снежная толща высокогорных арктических пустынь	более 700	0,93	0,14	0,23	138	115	754	628

Примечание. Коэффициенты строения снежной толщи: K_п - перекристаллизации, K_{вр} - вторичного расслоения, K_т - текстуры.

В Хибинах, несмотря на низкую скорость перекристаллизации уплотнённой толщи метелевого (плотность $0,32-0,50 \text{ г/см}^3$) и режеляционного (плотность до $0,5 \text{ г/см}^3$) снега, через 60-90 суток (в зависимости от метеорологических условий предзимья и начального периода снегонакопления) возникают ослабленные слои, выполненные ледяным кристаллами полускелетного и скелетного классов форм диаметром 2-4 мм с волокнистой текстурой. В зависимости от генезиса и возраста снежных слоёв их плотность составляла в слоях, выполненных кристаллами гранного класса форм $0,20-0,55 \text{ г/см}^3$, полускелетного – $0,22-0,42 \text{ г/см}^3$, скелетного – $0,26-0,40 \text{ г/см}^3$. Первые кристаллы полускелетного класса форм появлялись в середине декабря, скелетного – во второй декаде января (средний диаметр кристалла – 2 мм, максимальный – 4 мм). В днищах долин р.р. Кунийок, Вудъяврйок (абс. отметки 370-380 м) кристаллы скелетного класса форм появлялись уже в третьей декаде ноября. На плато Айкуайвенчорр (арктическая тундра, 1075 м абс.) 07.03.2017 г. 93% снежной толщи было выполнено перекристаллизованным снегом (рис. 1). При этом диаметр кристаллов скелетного класса форм в нижних слоях достигал 4 мм.

Заключение. Эволюция снежной толщи на Кольском полуострове через 20-60 суток после установления снежного покрова (в зависимости от характеристик вмещающего ландшафта и условий зимы) приводит к достижению ледяными кристаллами стадии скелетного класса форм.

Литература

1. Казаков Н. А. Литолого-стратиграфические комплексы снежного покрова: эволюция снежного покрова в Арктике и прогноз изменения физико-механических характеристик снежной толщи. //Комплексные научные исследования и сотрудничество в Арктике: взаимодействие вузов с академическими и отраслевыми научными организациями Материалы Всероссийской конференции с международным участием. Архангельск: ИД САФУ, 2015. С. 126-131.
2. Коломыц Э.Г. Теория эволюции в структурном снеговедении. М., ГЕОС, 2013 - 435 с.
3. Кононов И.А. Методы определения структуры снежного покрова с помощью ЭВМ // Вестник ДВО РАН, 2011. №2, с.78-82.
4. Кононов И.А. Свидетельство государственной регистрации электронного ресурса №20157 «Программный комплекс для детектирования и определения размеров кристаллов льда на фотографиях проб кристаллов из отдельных слоёв снежной толщи» от 3.06.2014 г.
5. Kazakov N. A, Gensiorovskiy J.V., Zhiruev S. P., Drevilo M.S. Stratigrafic complexes of a snow cover. //Annals of Glaciology, V. 58 (61), 2012, 39-44.

ИЗУЧЕНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ СНЕЖНОЙ ТОЛЩИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПЕНЕТРОМЕТРА SNOWMICROPEN

Комаров А.Ю., Селиверстов Ю.Г., Сократов С.А., Гребенников П.Б.

МГУ им. Ломоносова, НИЛ снежных лавин и селей, Москва, Россия

Аннотация. В докладе представлены результаты исследований снежной толщи, выполненных в зимы 2014/15 и 2015/16 гг. на площадках метеорологической обсерватории ГЗ МГУ и базы МГУ в Хибинах. Исследования включали в себя регулярные замеры автоматическим датчиком толщины снежного покрова с дискретностью 1 раз в 15 минут (Москва), периодические наблюдения за строением снежной толщи в шурфе с определением температуры и плотности снега, измерения показателя сопротивления снега датчику пенетromетра высокого (4 Мкм) разрешения SNOWMICROPEN. Измерения сопротивления датчику выполнялись через 50 см по линии протяженностью 10 м. Установлено, что различия в толщине и взаиморасположении слоёв снежной толщи, сложенных различными типами снега (неоднородность снежной толщи) существенны даже в пределах одного равнинного ландшафта.

Ключевые слова: изменчивость снежной толщи, прочность снега, определение лавиноопасных слоёв.

ASSESSMENT OF THE SPATIAL AND TEMPORAL VARIABILITY OF A SNOWPACK USING A SMP PENETROMETER

A.Y. Komarov, Y.G. Seliverstov, S.A. Sokratov, P.V. Grebennikov

**Lomonosov Moscow State University, Laboratory of snow avalanches and
debris flows, Moscow, Russia**

Abstract. This research focuses on the study of the spatial and temporal variability of the structure and characteristics of a snowpack based on the rapid identification of layers depending on hardness and dispersion values received from a snow micro-penetrometer (SMP). We also discuss the detection of weak layers and the definition of their parameters in non-alpine terrain. During two separate snowpack studies in flat and mountainous terrain, we derived density and grain size profiles by comparing snow density and grain size from snow pits and SMP measurements. The analysis of data reveals high spatial and temporal variability in snow density and layer structure in both their horizontal and vertical dimensions. The results show that the spatial variability resembles the surface topology. This suggests a strong influence from factors such as wind and liquid water pressure on the temporal and spatial evolution of snow structure. It was found that the spatial variability of snowpack characteristics is substantial even on homogeneous plain terrain, and increases significantly in high-latitude mountain regions.

Key words: snow cover, snowpack variability, snow hardness, detection of weak layers.

Введение. Изучению пространственно-временной изменчивости стратиграфии и свойств снежного покрова посвящены работы Л.А. Канаева, А.А. Чирковой, П.А. Черноуса и других авторов [Канаев, 1969; Черноус, 2010, Чиркова, 1977]. Как правило, рассматривается изменчивость таких показателей как толщина снежного покрова и его отдельных слоёв,

плотность, сопротивление на сдвиг. Получение необходимых данных требует значительных временных и физических затрат на рытье шурфов, проведение измерений. Выделение отдельных слоев в снежной толще субъективно и зависит от опыта наблюдателя. Использование весового снегомера ВС-43 и других, часто самодельных, приборов не позволяет выполнять или ограничивает по качеству измерения необходимых значений в тонких структурных неоднородностях, важных, к примеру, для исследования процесса лавинообразования, таких как ледяные корки и разрыхленные прослойки. Новые возможности для изучения прочности снега и его пространственно-временной изменчивости дает пенетrometer высокого разрешения SnowMicroPen [Schneebeli, 1999; www.wsl.ch], разработанный в Швейцарском институте снеголавинных исследований (SLF). Движимый электромотором с постоянной скоростью щуп с датчиком сопротивления приложенному воздействию на конце фиксирует и записывает на флэш-карту значения через каждые 4 микрометра. Измерение прибором исключает ошибки, вызываемые "человеческим фактором", такие как применение различных усилий, неточная регистрация значений, недобор пробы и пр. Основной целью настоящего исследования является апробация прибора SnowMicroPen в отличных от альпийских физико-географических условиях. Статистический анализ полученных в ходе измерений данных позволяет определить значения ряда параметров (среднего, квадратичного отклонения, коэффициента вариации) для каждого слоя снега, и оценить, какие сочетания значений характеризуют тот или иной тип снега. Данный метод особенно актуален для снеголавинных исследований.

Данные и методы. Первый блок работ выполнен на полигоне метеорологической обсерватории МГУ в Москве. Исследования включали в себя регулярные замеры автоматическим датчиком толщины снежного покрова с дискретностью 1 раз в 15 минут, периодические наблюдения за строением и развитием снежной толщи в шурфе с определением описанных выше параметров. Измерения прочности выполнялись через каждые 50 см вдоль профиля протяженностью 10 м. В соответствии с международной классификацией сезонно выпадающего снега [Фирц, 2012] были разработаны подробные схемы развития снежного покрова за 2014/15 и 2016/17 зимние сезоны. Второй блок работ выполнен в Хибинах, на Кировской базе МГУ в марте 2016 г. Значения прочности, плотности, типа, размера зерен и температуры снега были получены с горизонтальным разрешением около 50 см в пределах одного 10 метрового шурфа. Графический анализ измерений прочности позволил уточнить границы визуально выделенных слоев по перегибам на соединяющей значения линии. Местоположение границ определялось с точностью 0,1 см.

Результаты. Данные, полученные в результате исследований снежного покрова в Москве в 2014/15 и 2016/17 годах свидетельствуют о значительной пространственной и временной неоднородности и межгодовой изменчивости

развития снежного покрова, включая даты его установления, максимальной толщины и разрушения, стратиграфии и распределения значений исследуемых параметров внутри толщи (рис. 1). Характерными чертами развития снежной толщи являются уплотнение снега, увеличение размера кристаллов, формирование многочисленных структурных неоднородностей (линз, корок, конгломератов и пр.), связанных с просачиванием жидкой воды во время зимних оттепелей и процессами рекристаллизации в периоды антициклональной активности. Исследование показало, что наименьшие значения прочности соответствуют однородным слоям рыхлого свежевывавшего и мелкозернистого снега (0,03-0,07 Н), а также типичны для слоев с огранкой и глубинной изморози (0,05-0,22 Н). При этом значения прочности тем ниже, чем больше степень огранки кристаллов. Наибольшие средние по слоям значения прочности характеризуют сильно льдистые слои, ледяные корки, участки промерзания просачивающейся воды и варьируют от 0,30 до 1,25 Н (рис. 1). В целом, значение прочности повышается в соответствии с увеличением льдистости и размера кристаллов слоя (в частности, с увеличением циклов таяния-замерзания и степени фирнизации толщи). Наибольшие значения прочности наблюдаются при промерзания толщ после оттепелей. В период снеготаяния значения прочности уменьшаются вследствие разрушения связей между зернами. Значения коэффициента вариации максимальны для слоев крупнозернистого снега и смерзшихся поликристаллов с многочисленными ледяными включениями и конгломератами зерен и минимальны для однородных рыхлых слоев свежевывавшего снега и глубинной изморози. Чем больше разница в размере зерен слоя, тем больше вариация.

Пространственная неоднородность. Исследование пространственной изменчивости стратиграфии и распределения значений прочности были выполнены для периодов максимального снегонакопления 12.02.15 и 16.02.17. Измерения прочности выполнялись через каждые 50 см вдоль линии протяженностью 10 м (по 20 измерений). На основе полученной информации были разработаны подробные схемы (рис. 1) и установлено, что даже в пределах однородного равнинного, с травянистой растительностью, ландшафта наблюдается значительная вариация толщины и значений прочности слоев. Разброс значений прочности максимален для неоднородных слоев с многочисленными ледяными включениями и минимален для однородных рыхлых слоев свежевывавшего снега и глубинной изморози. Чем больше разница в размере зерен слоя, тем больше дисперсия значений твердости.

Хибины 2015/16. Работы по изучению снежного покрова в Хибинах были выполнены 27.03.16 на площадке базы МГУ в Кировске (рис. 2). Исследование показало, что наименьшие значения прочности (0,04-0,06 Н) и коэффициента вариации (0,14-0,22) соответствуют однородным слоям рыхлого свежевывавшего мелкозернистого снега низкой плотности (130-

166 кг/м³). Слои ветрового уплотнения, характерные для Хибин, отличаются высокими значениями плотности (287-314 кг/м³) и прочности (0,29-0,37 Н). При этом, значения коэффициента вариации достаточно малы (0,18-0,22), что свидетельствует об однородной структуре и отсутствии льдистых включений. Слои разрыхления, сложенные крупными кристаллами оgranенных форм, характеризуются сочетанием сравнительно высоких значений плотности (239-273 кг/м³) и низких значений прочности (0,14-0,16 Н) при значениях коэффициента вариации от 0,24 до 0,34. Мы предполагаем, что именно на это сочетание параметров следует обратить внимание при разработке методики автоматической идентификации ослабленных слоев для данного региона. Наибольшие значения прочности (0,37 – 0,50 Н) и коэффициента вариации (0,51-2,06) характеризуют льдистые слои и ледяные корки.

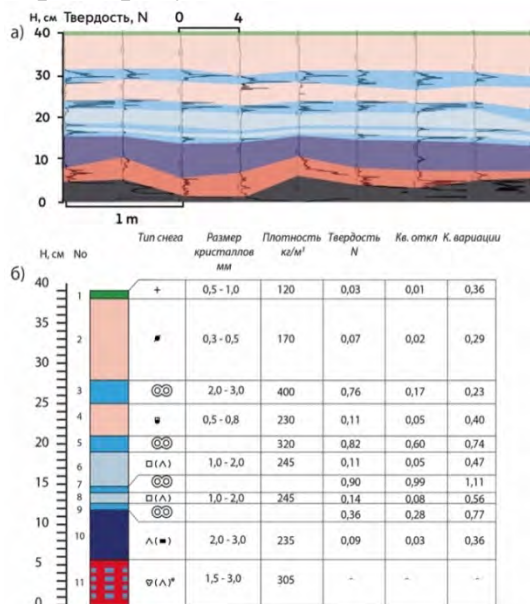


Рис.1 а) Фрагмент схемы пространственной неоднородности СП в период максимального снегонакопления. Москва, Метеостанция МГУ 12/03/2015. б) Схема стратиграфии и распределение значений измеряемых параметров в шурфе. Москва, Метеостанция МГУ 12/03/2015.

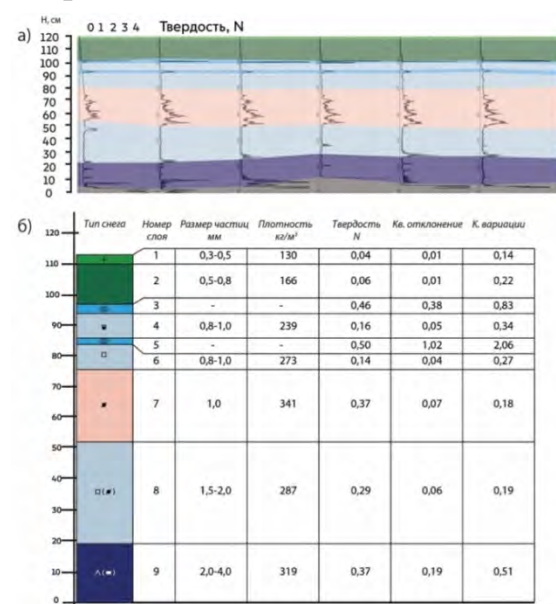


Рис. 2 а) Фрагмент схемы пространственной неоднородности СП в период максимального снегонакопления. Хибин, 27.03.16. б) Схема стратиграфии и распределение значений измеряемых параметров в шурфе. Хибин, 27.03.16.

Перспективы использования прибора. Методические сложности интерпретации полученных данных связаны с отсутствием четкого алгоритма автоматического выделения слоев в снежной толще. На данном этапе выделение слоев происходит на основе экспертной оценки в процессе изучения шурфа, а затем границы уточняются по «перегибам» на графике. Наиболее актуальной задачей, связанной с использованием прибора, является поиск решения, позволяющего производить автоматическую идентификацию слоев при помощи математического аппарата, а так же определение сочетаний параметров, характеризующих тот или иной тип снега в конкретных климатических условиях и быструю идентификацию лавиноопасных слоев.

Выводы. Хотя измерения твердомера дискретны, но они охватывают всю снежную толщу независимо от толщины отдельных субъективно выделенных слоев, что дает возможности для автоматизированного выявления слоев по значениям прочности и ее вариации и обнаружения лавиноопасных слоев с установлением их параметров. Анализ полученных данных показал высокую пространственную и временную изменчивость строения и параметров снежного покрова как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Это свидетельствует о сильном влиянии таких факторов, как воздействие ветра и жидкой воды на временную и пространственную эволюцию снежной толщи. Было установлено, что изменчивость стратиграфии и свойств снежного покрова существенна даже в пределах однородного равнинного ландшафта. Распределение значений исследуемых параметров в толще подтверждает наличие в ней неоднородностей, связанных с микрорельефом подстилающей поверхности и ее растительностью. Установлено, что наибольшие значения прочности и коэффициента вариации наблюдаются в неоднородных, сильно льдистых, смерзшихся крупнозернистых слоях, в то время как минимальные их значения характерны для однородных слоев свежеснежного и мелкозернистого снега, а также для слоев разрыхления и глубинной изморози. Изменчивость значений прочности от слоя к слою больше изменчивости их толщины и плотности.

Работа выполнена в рамках гранта РНФ №16-17-00104 «Лавинный и селевой риск на территории России: оценка, прогноз и меры по его снижению» и НИР «Картографирование, моделирование и оценка риска опасных природных процессов (ГЗ)».

Литература

1. Канаев Л.А. Об изменчивости свойств снега // Тр. САРНИГМИ. 1969. Вып. 44 (59). С. 25–42.
2. Фирц, Ш., Армстронг, Р. Л., Дюран, И., Этхеви, П., Грин, И., МакКланг, Д. М., Нишимура, К., Сатьявали, П. К., Сократов, С. А. Международная классификация для сезонно-выпадающего снега (руководство к описанию снежной толщи и снежного покрова) Русское издание (Материалы гляциологических исследований, 2012–2). М.: Институт географии РАН, Гляциологическая ассоциация
3. Черноус П.А., Барашев Н.В., Федоренко Ю.В. Изменчивость характеристик снега и образования лавин // Лёд и Снег. 2010. No 3 (111). С. 27–36.
4. Чиркова А.А. Статистический анализ распределения глубины снежного покрова на малых площадях в горах // Тр. САРНИГМИ. 1977. Вып. 37 (118). С. 43–50.
5. Schneebeli, M., C. Pielmeier, and J. B. Johnson (1999), Measuring snow microstructure and hardness using a high resolution penetrometer, Cold Regions Science and Technology, 30(1-3), 101–114
6. The SnowMicroPen as a tool to integrate multiple scales in quantitative snow measurements http://www.wsl.ch/fe/schnee/projekte/SnowMicroPen/index_EN last access 10.10.16.
7. SnowMicroPen a high resolution snow micro penetrometer User Manual. http://www.wsl.ch/fe/schnee/Schneephysik/SnowMicroPen/User_Manual_SMP2_v30_r3.pdf.

ВЛИЯНИЕ ГИДРОТЕРМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ РАЗВИТИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА СИММЕТРИЙНУЮ УСТАНОВКУ КРИСТАЛЛОВ В СНЕЖНОЙ ТОЛЩЕ

Кононов И.А., Степнова Ю.А., Музыченко А.А.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
Сахалинский филиал, Южно-Сахалинск, Россия

Аннотация. В работе рассматривается симметричность снежных слоев как важный параметр структуры снежной толщи. Симметричность слоев определяется распределением кристаллов слоя по подгруппам и видам симметрии. Общая симметричность кристаллов в снежном слое зависит от гидротермического поля, в котором развивалась снежная толща.

Ключевые слова: структура снежной толщи, кристаллы льда, элементы симметрий кристаллов льда.

INFLUENCE OF HYDROTHERMAL CONDITIONS OF SNOW COVER DEVELOPMENT ON THE SYMMETRICAL INSTALLATION OF CRYSTALS IN THE SNOW LAYER

I.A. Kononov, Y.A. Stepnova, A.A. Muzychenko

Sakhalin Department of Far East Geological Institute FEB RAS,
Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

Abstract. The paper considers symmetric property of snow layers. The symmetric property is significant parameter of structure of snow mass. The symmetric property of snow layers recognized by allocating of layer's crystals by subgroups and types of symmetry. The general property of symmetry of crystals in snow mass depends by hydrothermal conditions that make possible to snow mass be created.

Key words: structure of snow mass, ice crystals, elements of symmetries of ice crystals.

В работе изучается зависимость симметричности (симметричной установки) кристаллов снега в снежных горизонтах от гидротермических условий развития снежной толщи.

Теоретическими предпосылками исследования являются работы Э.Г. Коломыца (Коломыц, 1976, 1977, 2013), в которых развитие кристаллов льда рассматривается с общих позиций теории эволюции минералов, а снежный покров рассматривается как мономинеральная горная порода (Рихтер, 1945, 1960). Ключевыми понятиями при таком подходе выступают класс формы кристалла льда (соответствует стадии эволюции кристалла), и его симметричная установка.

Представления о стадийном росте и эволюции форм кристаллов в снежных горизонтах дают исследователю инструментарий для

прогнозирования некоторых важных с прикладной и теоретической точек зрения состояний снежной толщи. Например, для прогнозирования скелетной стадии, которую ассоциируют с образованием лавиноопасного слоя (ЛОС), а также рассматривают в качестве одного из ключевых факторов образования лавин перекристаллизации. Однако, класс формы кристалла не определяет в полной мере его структурные особенности, отражая лишь наиболее общие характеристики формы. Что затрудняет, к примеру, установку надежных корреляций структуры снега с его механическими свойствами.

Более полное представление о структурных особенностях отдельных кристаллических индивидов в снежных горизонтах, а через них и более полное представление о структуре снежной толщи, дает информация о симметричности кристаллов. На рисунке 1 представлено распределение кристаллов конструктивной стадии метаморфизма по подгруппам и видам симметрии, из которого видно, что каждому классу формы соответствует целый ряд структурно различных форм.

Подгруппы симметрии	Вид симметрии	Форма кристаллов							
		Гранная		Полускелетная		Скелетная		Секторная	
		Плоская	Столбчатая	Плоская	Столбчатая	Плоская	Столбчатая	Столбчатая	Плоская
Гексагональная	Плоскошестовый 6/100м								
	Плоскошестовый 6/100м								
	Полушестовый 6/100м								
	Асимметричный 6/2								
Тригональная	Плоскошестовый 3/100м								
	Плоскошестовый 3/100м								
	Полушестовый 3/100м								
	Асимметричный 3/2								
	Призматический 3								
Ромбоэдрическая	Плоскошестовый 100м								
	Плоскошестовый 100м 2								
	Плоскошестовый 2/100м								
Монаклическая	Плоскошестовый 100м								
	Плоскошестовый 100м								
Тригональная	Плоскошестовый 1								
	Плоскошестовый 1								

Рисунок 1. Распределение форм кристаллов глубинной изморози по подгруппам и видам симметрии (по Коломыц, 2013).

Согласно работам Коломыца (Коломыц, 1976, 1977, 2013) симметричная установка кристаллов определяется степенью стационарности гидротермического поля в период развития снежной толщи. В условиях стационарного поля преобладает сингенетический

тип эволюции кристаллов, что выражается в высокой симметричной установке снежной толщи. Остро нестационарное поле приводит к обеднению симметричности кристаллов. Кристаллы вынуждены приспосабливаться к постоянно меняющимся условиям среды, в результате чего теряют большинство элементов симметрии.

Таким образом, представление о симметричной установке кристаллического сообщества в значительной мере уточняет информацию о структурных особенностях кристаллов.

Однако определение общей симметричной установки снежной толщи задача очень трудоемкая и требует соответствующей квалификации. Поэтому предлагается, возможно, менее точный, но и менее трудоемкий подход к определению симметричности снежной толщи.

Суть подхода в установлении корреляции кривой суточного хода температур с общим изменением симметричности в слоях снежной толщи.

Такие корреляции были проведены для вторично-идиоморфных слоёв снежной толщи на основе данных наблюдений за снежным покровом на о. Сахалин в период 2011-2012г.

Для наблюдения была выбрана площадка расположенная на западных отрогах г. Большевик (Сусунайский хребет), в предгорной восточной части города Южно-Сахалинск. Абсолютная высота площадки 100 м, уклон 3°. Из растительности преобладает молодой берёзово-ольховый лес высотой 10-15 метров, диаметр стволов до 25 см. В подлеске распространены кустарники (шиповник игольчатый, бересклет, рябинник бузинолистный), высокотравье (лабазник камчатский) и осока. Почвы на площадке наблюдения горно-лесные, кислые, пропитанно-многогумусные, оподзоленные. Участок наблюдения характеризуется умеренно гидроморфным типом фаций, подвергается избыточному увлажнению весной в период таянья снега, а также в период выпадения сильных дождей с конца августа по начало октября. Все горизонты почв оглеены, степень оглеения возрастает с глубиной. В данной фации преобладают оглееный вариант дерново-перегнойных почв.

Наблюдения проводились 1 раз в неделю с даты установления по дату разрушения устойчивого снежного покрова. Для проведения исследования снежный разрез визуально разбивался на различные по генезису и морфологии слои. Для каждого слоя определялся класс форм ледяных кристаллов по методике Э.Г. Коломыца (1976, 1984) с учетом разработок лаборатории лавинных и селевых процессов Сахалинского филиала ДВГИ ДВО РАН. Ледяные кристаллы из каждого снежного слоя фотографировались. По фотографиям, путем камеральной выборки из слоя определяли средний и максимальный диаметры кристаллов

(рис.2). Выборка производилась не менее чем из 20 ледяных кристаллов. Этим же способом производили определение преобладающего в слое класса форм ледяных кристаллов..

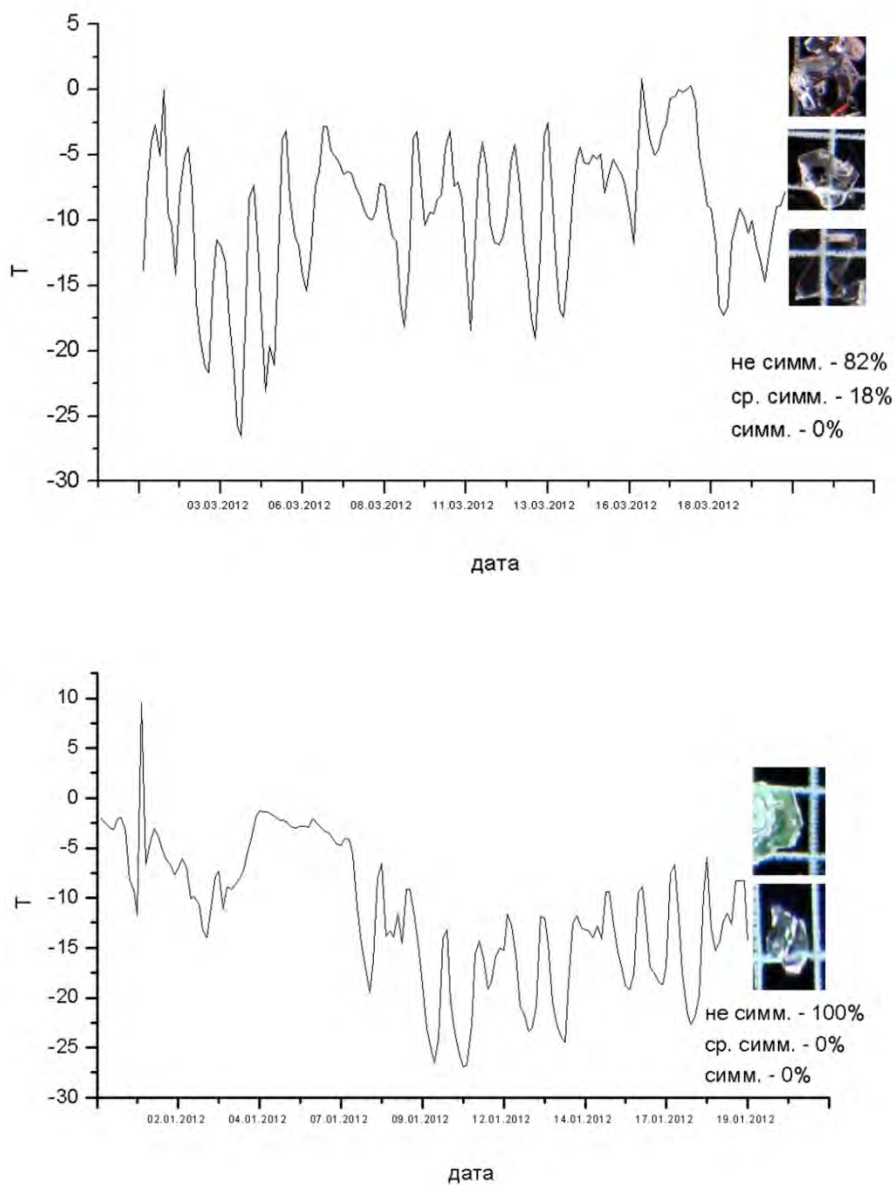


Рисунок 2. Графики температур и симметричности.

В результате было установлено, что в периоды, когда кривая температур наиболее близка к графику гармонических колебаний, симметричная установка вторично-идиоморфных кристаллов льда в снежном покрове максимальна. В периоды, когда кривая температур наименее близка к синусоиде, в слоях снежной толщи преобладают наименее симметричные кристаллы льда.

Литература

1. Коломыц Э.Г. Структура снега и ландшафтная индикация. М: Наука, 1976. 206с.
2. Коломыц Э.Г. Методы кристалломорфологического анализа структуры снега. М.: Наука, 1977. 199с.
3. Коломыц Э.Г. Теория эволюции в структурном снеговедении / Э.Г. Коломыц; (отв.ред. М.Ч. Залиханов, В.М. Котляков); Институт экологии Волжского бассейна РАН. Дальневосточный геологический институт Ран, Сахалинский филиал; Научно исследовательский центр «Геодинамика». – М.: ГЕОС, 2013. – 482 с.
4. Рихтер Г.Д. Снежный покров, его формирование и свойства. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1945. 118с.
5. Рихтер Г.Д. Снежный покров // Советская география. Итоги и задачи. М.: География. 1960. С. 310-319.

ХАРАКТЕРИСТИКА СНЕЖНОЙ ТОЛЩИ В ЗОНАХ ОТРЫВА ЛАВИН В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ о. САХАЛИН

**Ложкомоев В.В., Чеботарёв С.И., Алтухов А.В.,
Бу А.Б., Паршукова О.В.**

Филиал ОАО «Российские железные дороги», Центральная дирекция
инфраструктуры, Дальневосточная дирекция инфраструктуры,
Центр диагностики и мониторинга устройств инфраструктуры,
Южно-Сахалинск, Россия

Аннотация. В докладе приведены статистические данные о протяжённости лавиноопасных участков и сошедших на железнодорожные пути лавинах за 2011-2017 годы в Макаровском районе о. Сахалин, а также результаты наблюдений за снежной толщей на участках, прилегающих к железной дороге, их анализ, на основе которого прогнозируется наступление периода вероятного самопроизвольного схода лавин перекристаллизованного снега.

Ключевые слова: лавина, перекристаллизация снежной толщи, текстура снежного слоя, формы ледяных кристаллов, стадия конструктивного метаморфизма, коэффициент текстуры, коэффициент вторичного расслоения снежной толщи.

CHARACTERISTICS OF SNOW COVER IN THE SEPARATION ZONE OF AN AVALANCHE IN THE EASTERN PART OF SAKHALIN ISLAND

**V.V. Lozhkomoev, S.I. Chebotaryov, A.V. Altukhov,
A.B. Bu, O.V. Parshukova**

Branch of Open Joint Stock company «Russian railways», Central Directorate
of Infrastructure, Far Eastern Directorate of Infrastructure,
Center of Diagnostics and Monitoring of Infrastructure Devices,
Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

Abstract. The paper presents statistical data on avalanche extent and avalanches that have descended on railway tracks for the period from 2011 to 2017 in the Makarov district of the Sakhalin Island. Snow observational data near the railway tracks are also presented and analysed. Periods with potentially uncontrolled avalanching of pre-crystallized snow are forecasted based on the available data.

Key words: avalanche, snow cover recrystallization, texture of the snow layer, ice crystals, constructive stage of metamorphism, coefficient texture, coefficient of snow cover, secondary stratification.

Длина железнодорожного пути (далее - ж/д пути) на линии Корсаков - Ноглики, проходящей с юга на север по узкой прибрежной полосе восточного побережья о. Сахалин до железнодорожной станции Поронайск, составляет 330 км. На данный момент здесь насчитывается

более 310 лавиносборов, зона аккумуляции которых располагается в полосе пролегания железной дороги. В этих лавиносборах формируются лавины всех генетических типов. Лавины сходят ежегодно, в основном это лавины перекристаллизованного снега.

Лавины вызывают задержку в движении пассажирских и грузовых поездов, а также создают опасность для жизни пассажиров и работников железнодорожного транспорта.

В лавиноопасные периоды 2010-2017 годов нами были отмечены 92 случая сходов лавин, из которых 16 – с выходом на ж/д путь, причём в некоторых лавиносборах формирование лавин происходило более 1 раза за сезон. Общий объём лавин за исследуемый промежуток времени составляет 19858 м³, остановилось на ж/д пути 1824 м³, протяженность ж/д путей, заваленных лавинными отложениями 308 м. Средняя высота лавинных отложений на ж/д пути колеблется в пределах 0,6-1,6 м, а их средний объём – 80-140 м³.

Максимальные объёмы характерны для лавин перекристаллизации снежной толщи (максимальная зарегистрированная толщина лавинных отложений на ж/д пути – 4 м, максимальный зарегистрированный объём лавины – 9500 м³ (31.12.2009 г. на 219 км ПК1 железнодорожной линии Корсаков-Ноглики)).

Сход снежных лавин вызывает многочасовые (от 2^х часов до нескольких суток) перебои в движении железнодорожного транспорта, так как для расчистки ж/д путей требуется использовать специализированную технику (фрезерно-роторный снегоочиститель «Буран», струг-снегоочиститель) или привлекать большое количества людей (не менее 24 человек).

Экстренная организация работы такой техники и людей требует согласования со всеми причастными службами, предоставления «ниток» в графике движения поездов для транспортировки спецтехники, что приводит к срыву плановых работ. Вследствие этого компания несет большие финансовые потери из-за отмены грузовых и пассажирских поездов.

Минимизировать финансовые затраты, обеспечить безопасное и бесперебойное движение железнодорожного транспорта возможно, зная начало периода формирования смешанных лавин на основании знаний о сроках появления лавиноопасных слоёв, сложенных зрелыми кристаллами на конструктивной стадии метаморфизма, проведением работ по предупредительному спуску лавин в «окна» без остановки движения поездов.

Большое влияние на процессы субмалиционного метаморфизма оказывают климатические, геоморфологические, гидрометеорологические факторы и ландшафтные условия.

Стратиграфические характеристики имеют определенные различия в разных ландшафтах (Лобкина, 2013).

Определение времени и скорости перекристаллизации снега в толще даёт возможность прогнозировать время образования лавиноопасных слоев.

В течение зимних сезонов 2011-2017 годов мы проводили стратиграфические наблюдения за снежной толщей на склонах морской террасы в зоне зарождения лавин вдоль восточного побережья о. Сахалин (в Макаровском районе). Шурфы закладывались в лавиносборах, где полностью отсутствует древесная и кустарниковая растительность в местах схода селей и сплывов поверхностного слоя грунта после чрезмерного увлажнения.

В данной местности устойчивый снежный покров образовался 10.11.2016 года толщиной 26-56 см (согласно снегомерным съёмкам по дистанционным рейкам). В период с 9 по 16 ноября иногда температура воздуха днём поднималась до +3°C, после 17 ноября температура в сутках была отрицательная и опускалась в ночь до -19°C, в декабре температура опускалась до -26°C (среднесуточная за месяц -12°C), в январе – до -27°C (среднесуточная за месяц – 11,8°C).

Стратиграфию снежной толщи изучали в шурфах, проходку которых проводили с момента формирования устойчивого снежного покрова до времени его схода (Рис.1). Для проведения исследования на стенке шурфа выделялись видимые слои, различающиеся по текстуре, твёрдости и структуре. Стратиграфические наблюдения за снежной толщей проводили согласно требованиям руководящего документа (РД 52.37.613-2000) и методического пособия (Казаков, Боброва, 2011). В каждом слое определялся класс форм ледяных кристаллов по методике Э.Г.Коломыца (Коломыц, 1984), текстура по методике лаборатории лавинных и селевых процессов Сахалинского филиала ДВГИ ДВО РАН (Казаков, Боброва, 2011).

Первично-идиоморфный снег		Вторично-идиоморфный снег	
	свежевыпавший		гранный плоский
	обломочный		гранный столбчатый
	сублимационно-полиэдрический		полускелетный плоский
	режеляционно-полиэдрический		полускелетный столбчатый
Текстура вторично-идиоморфного снега			скелетный плоский
			скелетный столбчатый
	монолитная		скелетный столбчатый
	столбчатая		
	волокнистая		секториальный

Условные обозначения к рисунку 1. Тип снега и класс формы ледяного кристалла (по Э.Г.Коломыцу)

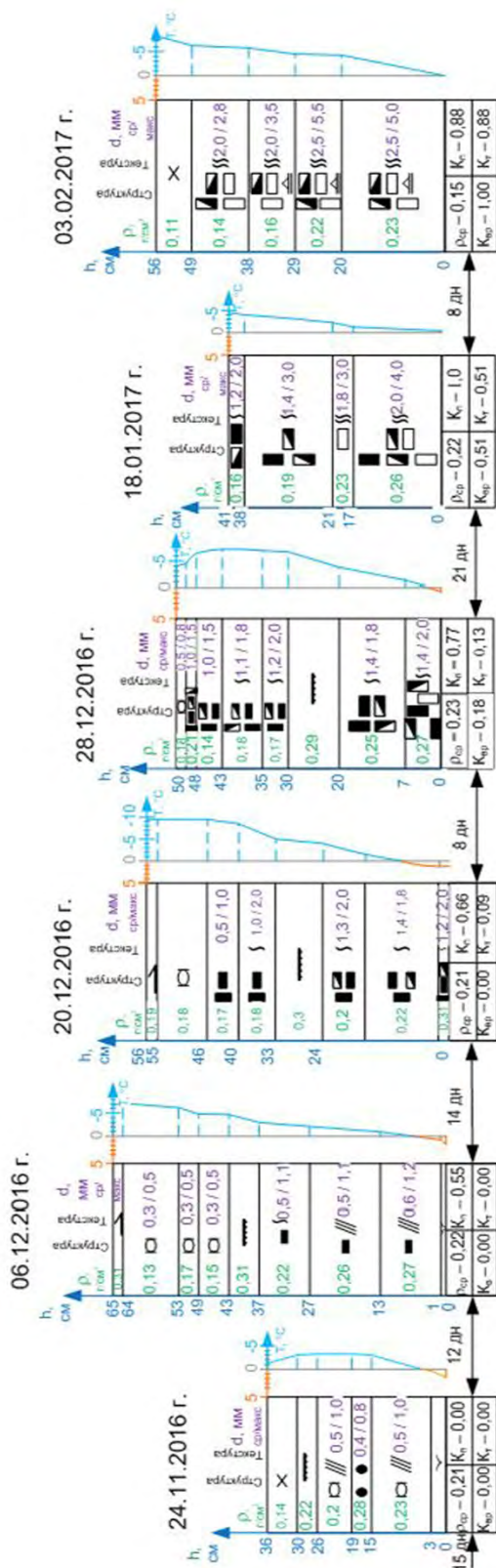


Рисунок 1. Стратиграфические колонки снежной толщи.

В качестве параметров количественной оценки скорости метаморфизма снега применяли коэффициенты перекристаллизации Кп:

$$K_{\text{п}} = N_1 / N \quad (1),$$

вторичного расслоения Квр:

$$K_{\text{вр}} = N_2 / N \quad (2),$$

текстуры Кт:

$$K_{\text{т}} = N_{\text{в}} / N \quad (3),$$

где: N – суммарная толщина снежного покрова; N_1 – суммарная толщина слоёв вторично-идиоморфного снега; N_2 – суммарная толщина слоёв, выполненных кристаллами скелетного класса форм; $N_{\text{в}}$ – суммарная толщина слоёв с волокнистой текстурой снежной толщи (Казаков и др, 2011).

Наблюдения показали, что на морских террасах, в условиях суровой зимы, сопровождающейся неоднократными циклонами с оттепелями, коэффициент перекристаллизации ($K_{\text{п}}$) уже на 27 сутки может быть более 0,5, а на 70 сутки – 1. Коэффициент вторичного расслоения снежной толщи на 49 день достигает 0,18, а на 78 день – 1. Коэффициент текстуры снежной толщи на 49 день равен 0,13, а на 78 день – 0,88 (Рис. 2).

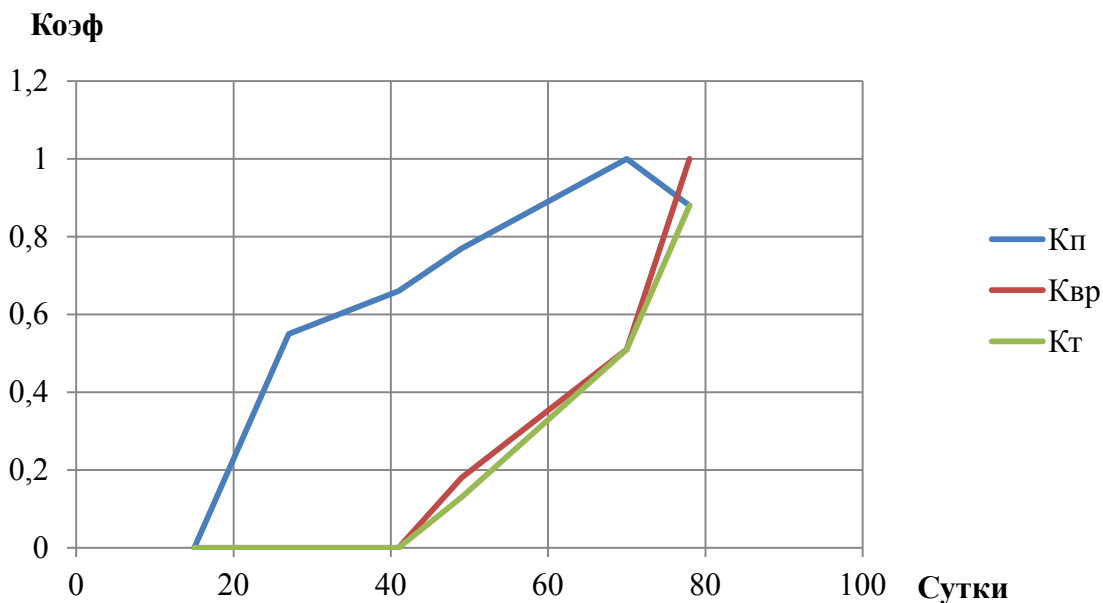


Рисунок 2. Изменение коэффициентов K_p , K_{vr} , K_t в зимнем сезоне 2016/2017 годов (Макаровский район).

При коэффициенте K_p более 0,5 снежная толща характеризуется, как сильно перекристаллизованная, а при коэффициенте K_t более 0,3 – сильно разрыхленная (Казаков и др, 2011).

Коэффициент K_{vr} характеризует наличие кристаллов скелетных форм в снежной толще, чем он выше тем больше кристаллов скелетных форм в толще и соответственно выше доля зрелых кристаллов среди них. Кристаллы в скелетном состоянии формы достигают максимума «устойчивой неравновесности» (Коломыц, 1977).

По результатам наблюдений опасность схода лавин появляется на 25 сутки ($K_p=0,55$) после образования устойчивого снежного покрова, а после 45 суток достигает периода наибольшей опасности ($K_p > 0,65$ и $K_t > 0,1$), в который происходит интенсивный рост кристаллов скелетных форм.

Основным фактором формирования лавин на участках ж/д пути Восточное – Заозерное, Макаров – Туманово является перекристаллизация снежной толщи. Натурные наблюдения показали, что решающее влияние на скорость формирования волокнистой текстуры на восточном побережье оказывает температурный градиент и гидроморфность почвы.

В припочвенных слоях на 35–45 сутки образуются первые кристаллы скелетных форм, а на 65-75 сутки – зрелые кристаллы размером 4-5 мм (K_t более 0,5), что говорит об увеличении вероятности самопроизвольного схода лавин полной глубины.

Литература

1. Коломышц Э.Г. Методы кристалло-морфологического анализа структуры снега М.: Наука, 1977. 199 с.
2. Коломышц Э.Г. Кристалло-морфологический атлас снега Л.: Гидрометеиздат, 1984. 213 с.
3. Казаков Н.А. Текстура снежной толщи как детерминированный фрактал // Снежный покров и лавины: теоретические и практические аспекты. В.: Дальнаука, 2016. С.101-106.
4. РД 52.37.613-2000 Руководство по снеголавинным работам СП.: Гидрометеиздат, 2001. 134 с.
5. Иванов А.В. Общий обзор лавинного режима о. Сахалин // Лавины Сахалина и Курильских островов Л.: Гидрометеиздат, 1971. С. 4-25.
6. Гляциологический словарь / под ред. В.М.Котлякова. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 527 с.
7. Казаков Н.А., Боброва Д.А. Практическое лавиноведение // Методическое пособие для снеголавинной станции. Ю-С.: 2011. 94 с.
8. Казаков Н.А., Генсиоровский Ю.В., Жируев С.П. Стратиграфические комплексы снежного покрова // Тезисы докладов «Международный симпозиум «Физика, химия и механика снега». Ю-С.: Компания Кано, 2011. С.159-161.
9. Лобкина В.А. Перекристаллизация снега в толще ландшафтных фациях, различным по условиям увлажнения (юг о.Сахалин) // Криосфера земли, 2013. Т. XVII, № 3, С.89-93.

ПОГРЕБЁННАЯ В СНЕЖНОЙ ТОЛЩЕ ЗЕРНИСТАЯ ИЗМОРОЗЬ КАК ОДИН ИЗ ФАКТОРОВ ФОРМИРОВАНИЯ ЛАВИНООПАСНЫХ СЛОЕВ В ХИБИНАХ

Музыченко А.А.¹, Волков А.В.², Рябчиков М.В.²

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
Сахалинский филиал, Южно-Сахалинск, Россия

² Отдел лавинной безопасности Управления по промышленной
безопасности и охране труда АО «Апатит», Кировск, Россия

Аннотация. В работе описано образование зернистой изморози и ее влияние на лавинные процессы в Хибинах. Погребенная зернистая изморозь формирует лавиноопасные слои в снежной толще. Погребённый слой изморози интенсивно метаморфизуется, в результате чего как внутри слоя изморози, так и на верхнем и нижнем контактах формируются ослабленные слои. Тесты на устойчивость снежного покрова показывают, что часто при наличии в толще слоя зернистой изморози, обрушение колонны происходит именно по нему.

Ключевые слова: зернистая изморозь, лавина, Хибины.

HARD RIME BURIED IN SNOW AS FOLLOWING ONE OF THE FACTORS OF AVALANCHE FORMATION IN HIBINS

A.A. Muzychenko¹, A.V. Volkov², M.V. Ryabchikov²

¹ Sakhalin Department of Far East Geological Institute FEB RAS,
Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

² Avalanche safety department, JSK Apatit, Kirovsk, Russia

Abstract. The paper describes the formation of granular rime and its impact on avalanche processes in the Khibiny mountains. Buried hard rime forms a granular avalanche layers in snow. A buried hard rime layer метаморфизуется intensively, resulting in weakened layers forming in hard rime layer and on its upper and lower contacts. The snow cover stability tests show that when hard rime is presented in the snow thickness, the columns collapse often occurs exactly on it.

Key words: hardrime, avalanche, Hibiny.

Введение.

Гололедно-изморозевые явления в Хибинах (в высотной зоне 500-1100 м) непосредственно связаны с частыми туманами. Зернистая изморозь, образующаяся на предметах и на поверхности снега в виде отложения непрозрачного осадка, является одним из гололедно-изморозевых образований.

Зернистая изморозь - снеговидный рыхлый осадок, нарастающий на поверхности предметов в туманную ветреную погоду при температуре

воздуха от -2 до -7°C , но порой и при более низкой температуре. Зернистая изморозь имеет аморфное (не кристаллическое) строение. Иногда поверхность ее бывает бугристой и даже игольчатой, но иглы обычно матовые, шершавые, без кристаллических граней (Наставление..., 1985).

Погребенная зернистая изморозь формирует лавиноопасные слои в снежной толще. После того, как изморозь перекрывается слоем свежего снега, с ней начинают происходить процессы метаморфизма.

Постановка проблемы.

Влияние зернистой изморози на лавинные процессы практически не изучено.

В Хибинах в начале 2000-х годов Барашев Н.В. занимался расчетом отложений зернистой изморози на поверхность снежного покрова. В своей работе он касается вопроса о том, что зернистой изморозь в процессе метаморфизма формирует ослабленные горизонты внутри снежной толщи отличающиеся по своим физико-механическим свойствам от других слоев снега (Барашев, 2003).

Значительный интерес зернистая изморозь представляет после того как перекрывается слоями нового снега.

Зернистая изморозь.

Зернистая изморозь образуется вследствие намерзания на предмете переохлажденных капель тумана. Капли тумана при соприкосновении с предметом замерзают настолько быстро, что не успевают потерять своей формы и дают снеговидное отложение, состоящее из ледяных зерен, не различимых глазом.

При повышении температуры воздуха и укрупнении капель тумана до размера мороси плотность образующейся зернистой изморози увеличивается, и она постепенно переходит в гололед.

С усилением мороза и ослаблением ветра плотность образующейся зернистой изморози уменьшается, и она постепенно сменяется кристаллической изморозью (Наставление..., 1985).

Продолжительность нарастания зернистой изморози в среднем составляет 73% от общей продолжительности гололедно-изморозевых явлений. Из-за большой продолжительности нарастания и своей структуры зернистая изморозь оказывает значительное влияние на снегонакопление в лавиносборах и на лавинный режим Хибин.

Зимой 2000-2001 г. на плато Ловчорр и примыкающем к нему южном склоне проводились измерения характеристик зернистой изморози. Установлено, что на склонах до 10° средняя толщина и плотность зернистой изморози не изменяется. С увеличением угла склона до 40° происходит увеличение толщины слоя изморози на 20-30% (Барашев, 2003).

На плато Ловчорр (абс. выс. 1101 м н.у.м.) за зиму в среднем выпадает 56 мм осадков в виде зернистой изморози, что составляет 6% от всех осадков, выпадающих за зимний период.

Отложения зернистой изморози в зонах зарождения лавин создают дополнительную нагрузку на снежный покров, которая в дальнейшем может послужить триггерным механизмом схода лавин.

Таблица 1.

Число дней с изморозью в Хибинах по данным гололедного станка (Зюзин, 2006).

Станция	Абс. отм., м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Центральная	1050	10	9	10	9	9	5	0.5	1	7	10	10	10	90
Юкспор	910	14	13	14	14	11	3	0.2	0.4	4	14	14	14	116
Апатитовая гора	360	8	6	2	0.1	0	0	0	0	0	2	4	7	29
Кировск-1	349	14	12	3	0.3	0	0	0	0	0	2	8	15	54
Коашва	310	6	6	3	0.7	0	0	0	0	0	2	6	5	29
Восточная	210	4	2	0.8	0	0	0	0	0	0	0.1	6	6	19

Отметим, что не во все дни, когда зернистая изморозь откладывается на гололедном станке, она откладывается и на поверхности снежного покрова.

Прогноз зернистой изморози может быть дан тогда, когда ожидается возникновение тумана при отрицательных температурах. Помимо адвективных туманов, к образованию зернистой изморози может привести и наличие адвективно-радиационных туманов и даже чисто радиационных туманов, если продолжается охлаждение воздуха в приземном слое, способствующее осаждению капелек тумана, замерзающих при соприкосновении с ледяными частицами. (Зюзин, 2006)

Наращение зернистой изморози продолжается столько, сколько длится туман и ветер (обычно несколько часов, а иногда и несколько суток).

Сохранение отложившейся зернистой изморози может продолжаться несколько суток. После того как изморозь перекрывается слоем свежеснежавшего снега она начинает метаморфизироваться.

Погребённая зернистая изморозь как лавиноопасный слой.

Погребённый слой изморози интенсивно метаморфизуется, в результате чего как внутри слоя изморози, так и на верхнем и нижнем контактах начинают формироваться ослабленные слои.

Если слой изморози тонкий, то ослабленный слой формируется на верхнем и/или нижнем контакте. Если слой достаточно толстый (>4 см), то ослабленный горизонт формируется внутри слоя изморози.

В шурфе от 24.04.17 (рис. 1) на плато Айкуайвенчорр слой зернистой изморози превратился в две корки (слои № 7,9) и слой глубинной изморози (слой № 8) между ними (рис. 2).

Авторами замечено, что отличительная особенность корок, сформировавшихся в результате метаморфизма из слоя зернистой изморози - это бугристая поверхность (рис. 3).

Ряд тестов на устойчивость снежного покрова, проведенных авторами, показывает, что при наличии в шурфе погребенного слоя зернистой изморози обрушение колонны происходит именно по нему.

Для проверки пределов прочности лавиноопасных слоев и устойчивости снежного покрова при шурфовании проводились, в основном, два вида тестов – компрессионный тест (CompressionTest, CT) и тест на сдвиг лопатой (ShovelShearTest, SST).

Большинство выявленных при шурфованиях слоев зернистой изморози располагались на глубине 40-80 см, и при проведении компрессионного теста, обрушение колонны происходило при умеренной нагрузке (CTM12-CTM14) по верхней границе слоя.

Слои зернистой изморози, захороненные на большую глубину, встречались существенно реже и обрушение колонны в таком случае происходило при несколько больших усилиях (CTM17-CTM19).

Случай меньшего захоронения слоя зернистой изморози в шурфах за зиму 2016-2017 года отмечен лишь один, и обрушение по нему в данном случае произошло при подготовке колонны (CTV Q2 $\downarrow$ 25/STC Q2 $\downarrow$ 25).

Характер сдвига во всех случаях показывал отсутствие чистой поверхности скольжения (Q2 – Q3). Обрушение колонны по другим слоям происходило лишь при значительной нагрузке и только по слоям глубинной изморози у подстилающей поверхности (при их наличии).

При проведении теста на сдвиг (SST) обрушение во всех случаях происходило при приложении небольшого усилия, эквивалентного силе сдвига в пределах 100-1000 Па. Чистой поверхности скольжения при этом так же не образовывалось. Отсутствие чистой поверхности скольжения при обрушении колонны в тестах хорошо объясняется бугристостью поверхности корок, формирующихся в процессе метаморфизма зернистой изморози.

Изменение необходимого усилия для обрушения колонны при компрессионном тесте с изменением глубины захоронения явно показывает на разницу в собственной прочности слоя, чем она выше – тем большую толщину снега слой способен выдержать.

Условные обозначения

№№ слоя	Высота контакта, см	Толщина слоя, см	Тип снега и класс формы кристалла (по Э.Г. Коломыцу); текстура слоя	Тип снега и класс формы кристалла (по международной кл-и)	Плотность, г/см ³	Водность, мм
10	84	19			0,35	66,50
9	65	1			0,46	4,60
8	64	1			0,33	3,30
7	63	3			0,46	13,80
6	60	8			0,33	26,40
5	52	22			0,31	68,20
4	30	11			0,35	38,50
3	19	6			0,31	18,60
2	13	4			0,46	18,40
1	9	9			0,29	26,10
0						
Суммарный водозапас, мм					284,4	
Средняя плотность, г/см ³					0,34	

Тип снега и класс форм ледяных кристаллов	
Первично-идиоморфный снег	
	зернистая изморозь
Класс форм ледяных кристаллов вторично-идиоморфного снега (по Э.Г. Коломыцу)	
	гранный плоский
	гранный столбчатый
	полускелетный плоский
	полускелетный столбчатый
	скелетный плоский
	скелетный столбчатый
	секториальный
	пластинчатый
Текстура вторично-идиоморфного снега	
	столбчатая
	волокнистая
	монолитная

Рисунок 1. Шурф на плато Айкуйвенчорр 29.04.17. (абс. высота 1075 м.)



Рисунок 2. Лавиноопасный слой, сформировавшийся из слоя метоморфизированной зернистой изморози (шурф 29.04.17, слой № 8).



Рисунок 3. Бугристая поверхность корки, сформировавшейся в процессе метаморфизма из слоя зернистой изморози (шурф 29.04.17, слой № 7).

Заключение.

Влияние зернистой изморози на лавинный режим неоспоримо и требует более глубокого и тщательного исследования с проведением полевых работ, нацеленных на выявлении лавиноопасных слоев именно из слоев зернистой изморози.

Также необходим анализ лавинных инцидентов с целью выявления количества сходов лавин по слоям зернистой изморози и последующим нахождении зависимости характера образующегося лавиноопасный слой и типичных характеристик лавин, сходящих по нему, от особенностей периода образования зернистой изморози.

Влияние слоев зернистой изморози малой мощности на формирование лавин требует дополнительного изучения линий отрыва лавин небольшого объема, самопроизвольно сошедших после отмеченных периодов образования зернистой изморози.

Также следует уделить особое внимание тенденции к распространению разрушений при обрушении более мощных слоев зернистой изморози, обследуя линии отрыва лавин с предполагаемым сходом по слою захороненной зернистой изморози.

Литература

1. Barashev N.V. Calculation of rime deposition on the snow surface of the Khibiny plateau // Материалы гляциологических исследований. 2003. Т.94. С. 128-130.
2. Зюзин Ю.Л. Суровый лик Хибин. Мурманск. 2006. 235 с.
3. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Выпуск 3. Часть I. Метеорологические наблюдения на станциях. Ленинград: Гидрометиздат. 1985.

Раздел IV.

**Физическое и математическое моделирование
процессов, происходящих в снежной толще;
приборы, оборудование и методики их исследования.**



Section IV.

**Physical and mathematical modeling of snow processes.
Devices and equipment; research techniques.**

СТАТИСТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ПРИМЕРЕ ОСТРОВА САХАЛИН

Макаров В.С.¹, Зезюлин Д.В.¹, Береснев П.О.¹, Филатов В.И.¹,
Порубов Д.М.¹, Куркин А.А.¹, Беляков В.В.¹,
Минаев Д.Д.², Малащенко А.Е.²

¹Нижегородский государственный технический университет
им. Р.Е. Алексеева, Нижний Новгород, Россия

²Специальное конструкторское бюро средств автоматизации морских
исследований ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

Аннотация. В статье рассматривается влияние характеристик снежного покрова на подвижность транспортно-технологических машин. Приведена математическая модель, учитывающая статистическое распределение высоты и плотности снега в течение зимнего периода. Приведены примеры для о. Сахалин. Даны коэффициенты, учитывающие влияние ландшафта на параметры снега. Приведены обобщающие зависимости для определения жесткости, связности и угла внутреннего трения снега в зависимости от его плотности.

Ключевые слова: снег, высота, плотность.

A STATISTICAL MODEL OF SNOW COVER - AN EXAMPLE FROM SAKHALIN ISLAND

V.S. Makarov¹, D.V. Zeziulin¹, P.O. Beresnev¹, V.I. Filatov¹,
D.M. Porubov¹, A.A. Kurkin¹, V.V. Belyakov¹,
D.D. Minaev², A.E. Malashenko²

¹R.E. Alekseev Nizhny Novgorod State Technical University,
Nizhny Novgorod, Russia

²Special Research Bureau for Automation of Marine Research,
Far Eastern Branch RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

Abstract. The article examines the impact of snow cover characteristics on the mobility of transport and technological vehicles. A mathematical model that takes into account the statistical distribution of snow height and density during the winter period is presented. Examples are given for Sakhalin Island. Coefficients that take into account the influence of the landscape on snow parameters are discussed. Generalized relations are obtained for determining the hardness, cohesiveness and angle of internal friction of snow as a function of its density.

Key words: snow, height, density.

Одним из важнейших свойств характеризующих транспортные средства является подвижность. Подвижность – это интегральное эксплуатационное свойство транспортно-технологических машин (ТТМ), определяющее способность ТТМ выполнять поставленную

задачу с оптимальной адаптивностью к условиям эксплуатации и состоянию самой машины. Следует выделять потерю подвижности по живучести и по мобильности. Живучесть (подвижность по живучести) – это отказная надежность транспортного средства (ТС). Мобильность (подвижность по мобильности) – эксплуатационная надежность ТС. При этом проходимость – это эксплуатационное свойство, определяющее возможность движения автомобиля в ухудшенных дорожных условиях, по бездорожью, которая относится к критическим условиям подвижности машины по мобильности (Беляков, 2013).

При оценке подвижности ТС по снегу нужно учитывать степень ее соответствия условиям местности, в которых оно будет эксплуатироваться. Поэтому важным вопросом является то как меняются характеристики снежного покрова в течении зимнего периода.

Исследованием снега как полотну пути для транспортных средств занимались Воейков А.И., Кузьмин П.П., Рихтер Г.Д. Большой вклад внесли исследования ученых из «Нижегородской научно-практической школы транспортного снеговедения», такие как: Веселовский М.В., Рукавишников С.В., Николаев А.Ф., Малыгин В.А., Панов В.И., Куляшов А.П., Барахтанов Л.В., Беляков В.В. и их ученики. Среди иностранных ученых можно выделить Lee J., Shoop S., Bekker M., Melloh R., Pytka J. и др.

Как показал анализ работ, то в научно-технической литературе посвященной анализу проходимости транспортно-технологических машин при рассмотрении возможности движения, исследователи ограничиваются максимальными преодолеваемыми глубинами снежного покрова. При этом делается вывод, что некая конкретная машина едет по снегу определенной плотности и определенной глубины.

В действительности сроки лежания снежного покрова, его высота и плотность меняются в течение сезона и различны по разным годам. Поэтому рассмотрим, как меняются высота и плотность снега как полотна пути для транспортно-технологических машин (Беляков, 2014, Макаров, 2014) в течение года на примере данных по о. Сахалин.

На основании данных (Булыгина, 2012) был проведен анализ, который показал, что в последнее время изменились природно-климатические условия, что привело к изменению во времени характеристик снега, а именно изменились продолжительность залегания и максимальная высота снежного покрова.

В общем виде средние значения высоты снежного покрова можно определить по зависимости: $H = \sum_{i=0}^4 a_i t_c^i$, см, где a_i – эмпирические коэффициенты, t_c^i – текущая условная продолжительность зимнего сезона с установившимся снежным покровом в декадах ($t_c = \overline{(0,15)}$). (Макаров, 2013)

Для удобства использования этих зависимостей целесообразно изменения высоты снега в течение зимнего периода рассчитывать по следующей зависимости: $H = H_{\max}^{\text{mid}} \sum_{i=0}^4 a_i^H t_c^i$, см, где $H_{\max}^{\text{mid}}$ – средняя максимальная высота снега за период в см., a_i^H – эмпирические коэффициенты ($a_0^H \times 10^3 = 83,1$, $a_1^H \times 10^3 = 194$ дек⁻¹, $a_2^H \times 10^3 = -30,1$ дек⁻², $a_3^H \times 10^3 = 3,36$ дек⁻³, $a_4^H \times 10^3 = -0,14$ дек⁻⁴).

Зависимости для определения границ 5 и 95% вероятностей высот снежного покрова определяется по: $H_{5(95)} = H \pm e^{0,5} \zeta \sigma_H$, см, где $\zeta = T_c^{-1}(e-2)t_c + 1$ – эмпирический коэффициент, σ_H , – среднее квадратичное отклонение для наблюдаемой территории, T_c – условная продолжительность зимнего сезона с установившимся снежным покровом ($T_c = 15$).

Средние значения плотности снежного покрова определяются по зависимости: $\rho = \sum_{i=0}^4 b_i^{\rho} t_c^i, 10 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$, где b_i^{ρ} – эмпирические коэффициенты.

Зависимости для определения границ 5 и 95% вероятностей плотностей снежного покрова определяется по: $\rho_{5(95)} = \rho \pm e^{0,5} \sigma_{\rho} 10 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$, где σ_{ρ} , – среднее квадратичное отклонение для рассматриваемой территории.

Проведенные исследования позволили проанализировать распределение снежного покрова на о. Сахалин. Для наглядности на рисунке 1 приведем графическую интерпретацию приведенных аналитических зависимостей.

В расчетах также необходимо учитывать тип местности, где работает машина. Для этого были проведены исследования по влиянию ландшафта на характер формирования снежного покрова (Макаров, 2014). Были выделены некоторые характерные участки, на которых формирование снега происходит с учетом предложенных зависимостей и поправочных усредненных коэффициентов: $H_{\text{real}} = H k_H^{\text{area}}$, $\rho_{\text{real}} = \rho k_{\rho}^{\text{area}}$, где H_{real} и ρ_{real} – высота и плотность снега с учетом особенностей ландшафта, k_H^{area} , k_{ρ}^{area} – коэффициенты, учитывающие влияние ландшафта на высоту и плотность снега, полученные на основании экспериментальных данных приведены в таблице 1.

Таблица 1.

Коэффициенты, учитывающие влияние ландшафта на параметры снега

Сравниваемые участки	k_H^{area}	СКО	k_{ρ}^{area}	СКО
Поляна в лесу/ поле	1,1	0,125	0,9	0,15
Лес/ поле	1,4	0,3	0,85	0,13
Ямы (балки)/поле (лес)	1,4	0,2	1	-

Проходимость транспортных средств определяется как конструкцией самой машины, так и характеристиками опорного основания. Необходимыми факторами достаточными для оценки проходимости и подвижности по снегу являются его высота H , плотность ρ_s , жесткость K_r , связность c и угол внутреннего трения φ . (Беляков, Куркин, 2014, Беляков, 1999).

Обобщающие зависимости для определения жесткости K_r , связности c и угла внутреннего трения φ снега в зависимости от продолжительности залегания снежного покрова рассчитываются на основании (Беляков, Куркин, 2014, Беляков, 1999): $K_r(t_c) = e^{\sum_{j=0}^s [b_j \rho(t_c)^j]}$, $C(t_c) = e^{\sum_{j=0}^s [c_j \rho(t_c)^j]}$, $\varphi(t_c) = \sum_{j=0}^s [d_j \rho(t_c)^j]$, где b_j, c_j, d_j - эмпирические коэффициенты.

Таким образом, полученные данные можно использовать для прогнозирования подвижности ТТМ на местности.

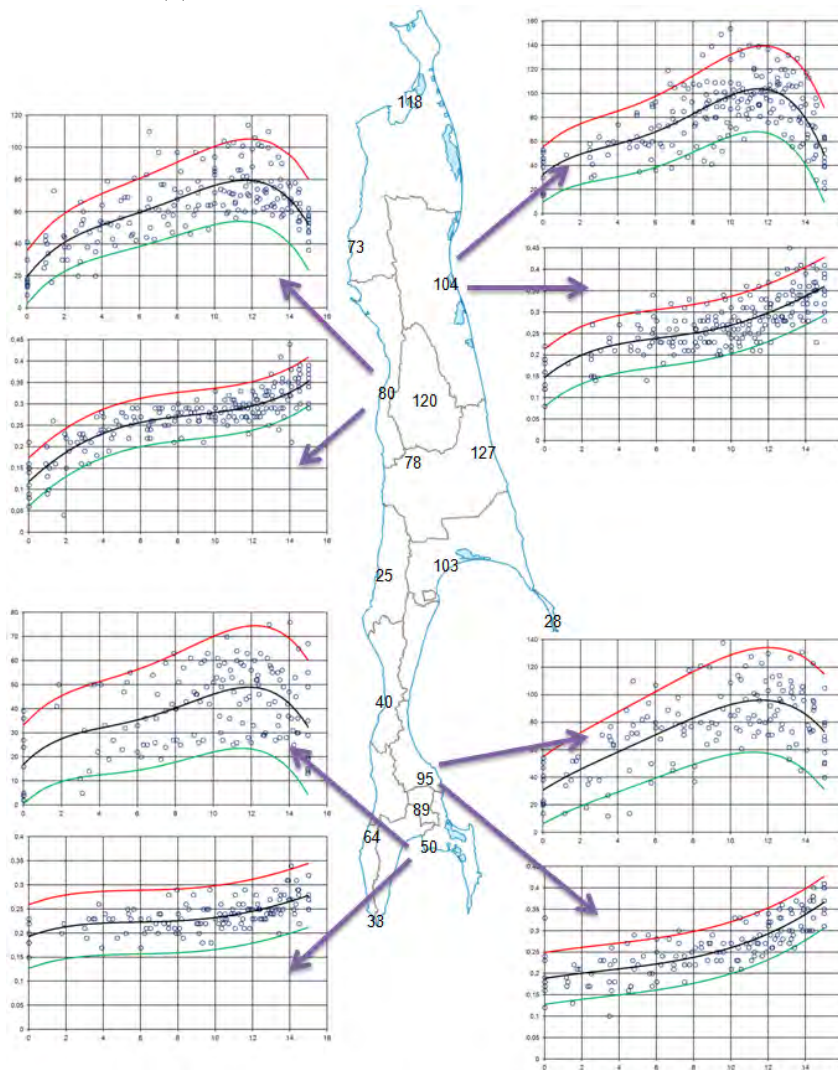


Рисунок 1. Средние максимальные значения высот снега на территории о. Сахалин, а также примеры зависимостей изменения высоты и плотности снежного покрова.

Числами показаны средние максимальными высоты снега; на графиках точками приведены экспериментальные данные, линиями средние значения, 5-ти и 95-ти процентные границы вероятностей высоты и плотности снега.

Представленные результаты получены при финансовой поддержке грантов Президента Российской Федерации для государственной поддержки ведущих научных школ Российской Федерации НШ-6637.2016.5 и молодых ученых - кандидатов наук МК-5854.2016.5.

Литература

1. Беляков В.В. Концепция подвижности наземных транспортно-технологических машин / Беляков В.В. [и др.] // Труды НГТУ им. Р.Е. Алексеева, 2013. № 3 (100). С. 145-174.
2. Беляков В.В. К вопросу выбора экспериментальных данных для составления статистических моделей снежного покрова как полотна пути для транспортно-технологических машин/В.В. Беляков [и др.]//«Труды НГТУ»-Н. Новгород, 2014. №1(103) С. 136-141.
3. Макаров В.С. Снег как полотно пути для транспортных средств/В.С. Макаров, Д.В. Зезюлин, В.В. Беляков//Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований 2014, №4, с. 21-24
4. Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Александрова Т.М. «Описание массива данных «Маршрутные снегомерные съемки» Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2013620279 <http://meteo.ru/data/166-snow-surveys#описание-массива-данных>
5. Макаров В.С. Многоуровневая модель снега как полотна пути для транспортно-технологических машин на примере территории Российской Федерации/В.С. Макаров, Д.В. Зезюлин, В.В. Беляков//Фундаментальные исследования. 2013. № 10 с. 270-276.
6. Макаров В.С. Статистический анализ характеристик снежного покрова / Современные проблемы науки и образования. – 2013. – № 1; URL: <http://www.science-education.ru/107-8289> (дата обращения: 05.02.2013).
7. Макаров В.С., Характер изменения снежного покрова как полотна пути с учетом неравномерности его залегания на местности/ В.С. Макаров, А.В. Папунин, Д.В. Зезюлин, В.В. Беляков // Современные проблемы науки и образования. – 2013. – № 4; URL: <http://www.science-education.ru/110-9696> (дата обращения: 23.07.2013).
8. Макаров В.С. Формирование снежного покрова в зависимости от ландшафта местности и оценка подвижности транспортно-технологических машин в течение зимнего периода/ В.С. Макаров, Д.В. Зезюлин, К.О., А.М. Беляев, А.В. Папунин, В.В. Беляков // Труды НГТУ им. Р.Е.Алексеева. – 2013. – №2 – С. 150-157.
8. Беляков В.В. Взаимодействие со снежным покровом эластичных движителей специальных транспортных средств: дисс..док. тех. наук: 05.05.03. Нижний Новгород 1999. -485 с.
9. Полотно пути транспортно-технологических машин. Под общей редакцией В.В. Белякова и А.А. Куркина. Нижний Новгород, 2014. 447 с.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СПУТНИКОВЫХ СНИМКОВ ДЛЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СТРУКТУРЫ СНЕЖНОГО ПОКРОВА ПРЕДБАЙКАЛЬЯ

Максютова Е.В., Истомина Е.А.

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация. Для территории Предбайкалья на спутниковых снимках MODIS «снежный покров» с 80 % достоверности фиксируется снег при толщине более 2 см. Сравнение ежемесячных снимков AMSR-E/Aqua «водный эквивалент снега» и данных наблюдений гидрометеорологических станций показывает невозможность использования данного продукта для расчета водного эквивалента снега на рассматриваемой территории.

Ключевые слова: данные наблюдений, спутниковые снимки, высота снега, водный эквивалент снега.

THE USE OF SATELLITE IMAGERY TO CHARACTERIZE THE SPATIAL STRUCTURE OF SNOW COVER OF PREDBAIKALIE

E.V. Maksyutova, E.A. Istomina

V.B. Sochava Institute of Geography Siberian Branch RAS, Irkutsk, Russia

Abstract. Snow depths of more than 2 cm can be recorded with 80 % accuracy using MODIS "snow cover" satellite imagery for the territory of Predbaikalie. Comparison of Snow Water Equivalent (SWE) from monthly satellite images using AMSR-E/Aqua and the observational data from meteorological stations demonstrates the inability of this product to calculate the Snow Water Equivalent for the territory under consideration.

Key words: the data of observations, satellite imagery, snow depth, snow water equivalent.

В связи с продолжающимися климатическими изменениями необходимо дальнейшее изучение пространственной структуры снежного покрова.

В работе под территорией Прибайкалья рассматривается собственно впадина Байкала с окружающими ее горными хребтами. Сложная орография и неравномерное выпадение атмосферных осадков приводит к тому, что поле снежного покрова крайне неоднородно и мозаично. Зимой устанавливается антициклональный режим погоды и выпадает около 20 % годовой суммы осадков. Снежный покров к концу зимы достигает на равнинной части территории 50–60 см на севере и 20–30 см на юге территории. На наветренных горных склонах Байкало-Патомского нагорья, хребтов Аkitкан, Байкальский, Хамар-Дабан и Восточный Саян отмечается повышенное снегонакопление,

достигающее в Хамар-Дабане свыше 100 см. Наименьшее снегонакопление наблюдается в отдельных продуваемых горных долинах и на побережье оз. Байкал (5–13 см).

Для исследуемой территории проведено сравнение спутниковых данных MODIS «снежный покров» и материалов наблюдений сети гидрометеорологических станций (ГМС) за толщиной снежного покрова в зимы 2000/01, 2007/08, 2008/09 гг. разной снежности. На снимках MODIS с 80%-й достоверностью фиксируется снежный покров при толщине снега более 2 см, при этом несоответствия дешифрирования приходятся в основном на май и октябрь, когда происходит разрушение и образование устойчивого снежного покрова (Истомина, Максютлова, 2014).

Также определена сходимостъ ежемесячных спутниковых данных AMSR-E/Aqua «водный эквивалент снега» (National Snow and Ice Data Center, <http://www.nsidc.org>) с пространственным разрешением 25 км и материалов наблюдений сети гидрометеорологических станций за запасом воды в снежном покрове за сентябрь-май 2007/08 и 2008/09 гг. (Метеорологический ежемесячник, 2007–2009 гг.). Полученные коэффициенты корреляции низки и, в большинстве случаев, отрицательны, что говорит об отсутствии линейной связи между указанными показателями и о невозможности использования данного продукта для расчета водного эквивалента снега на рассматриваемой территории.

Спутниковые снимки дополняют и расширяют точечную информацию сети гидрометеорологических станций о пространственном распределении снега и необходимы, особенно для горной части Предбайкалья, не охваченной наземными наблюдениями. Дистанционные данные способствуют мониторингу снежного покрова, что повышает эффективность исследований нивально-гляциальных процессов.

Литература

1. Истомина Е.А., Максютлова Е.В. Возможность использования продукта MODIS «снежный покров» для характеристики пространственной структуры снежного покрова Предбайкалья// Лед и снег, №1, 2014. С. 66-72.
2. Метеорологический ежемесячник: Вып. 22. Ч. 2. Иркутск: изд. Иркутского управления гидрометеослужбы, 2007–2009 гг.
3. National Snow and Ice Data Center, <http://www.nsidc.org>.

Раздел V.
Горная гидрометеорология.



Section V.
Mountain Hydrometeorology.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК СНЕЖНОГО ПОКРОВА И СТОКА ВОДЫ НА МАЛЫХ ГОРНЫХ ВОДОСБОРАХ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Виноградова Т.А.^{1,2}, Макарьева О.М.^{1,2,3}, Виноградов А.Ю.²,
Лебедева Л.С.³, Нестерова Н.В.¹

¹ Санкт-Петербургский государственный университет,
Санкт-Петербург, Россия

² ООО «НПО «Гидротехпроект», Санкт-Петербург, Россия

³ Институт Мерзлотоведения им. М.П. Мельникова СО РАН,
Якутск, Россия

Аннотация. Целью исследования стал анализ и моделирование процессов формирования снежного покрова и стока воды в условиях горных ландшафтов и повсеместного распространения мерзлоты, для бассейна Верхней Колымы и стационара Сунтар-Хаята (верховья р. Индигирки). В работе использовался метод расчета динамики тепловой энергии с учетом фазовых переходов в системе снег-почва-реголит, интегрированный в распределенную гидрологическую модель «Гидрограф».

Ключевые слова: моделирование таяния и водоотдачи снежного покрова, гидрологическая модель «Гидрограф», Восточная Сибирь.

MODELLING OF SNOW COVER CHARACTERISTICS AND RUNOFF IN SMALL MOUNTAINOUS WATERSHEDS OF EASTERN SIBERIA

T.A. Vinogradova^{1,2}, O.M. Makarieva^{1,2,3}, A.Y. Vinogradov²,
L.S. Lebedeva³, N.V. Nesterova¹

¹ Saint-Petersburg State University, St. Petersburg

² Gidrotehproekt Ltd., St. Petersburg

³ Melnikov Permafrost Institute, Yakutsk, Russia

Abstract. The aim of the study is the analysis and modelling of snow accumulation, melt and runoff in small mountainous permafrost watersheds of Eastern Siberia – upstream of the Kolyma River and Suntar-Hayata Research Station in the Indigirka river basin. Heat dynamics in the snow – soil – ground system are calculated with the method incorporated in the hydrological model Hydrograph.

Key words: modelling of snow formation and melt, hydrological model Hydrograph, Eastern Siberia.

Для исследования формирования стока и расчета характеристик снежного покрова была выбрана Колымская Водно-Балансовая станция (КВБС) и стационар Сунтар-Хаята. Моделирование стока воды на

Колымской станции проводилось за период 1951-1990 гг.; на стационаре Сунтар-Хаята за период 1957-2012 гг.

На станции КВБС были накоплены уникальные материалы в условиях горных ландшафтов и повсеместного распространения многолетней мерзлоты. Во многих работах показано, что условия формирования стока на КВБС репрезентативны для территории Верхней Колымы и горных районов Субарктики в целом (Бойцов и Кузнецов, 1979), что позволяет распространять результаты научных исследований, выполненных по материалам наблюдений КВБС, на другие территории России, характеризующиеся схожими природными условиями.

Район хребта Сунтар-Хаята, привлек наше внимание и как ледниковый малоизученный объект Восточной Сибири, и как район с весьма оригинальным сочетанием физико-географических, геологических и других условий. Станция Сунтар-Хаята является одной из самых высокогорных станций в Восточной Сибири, на которой проводились гляциологические, геоморфологические и геокриологические наблюдения (Ананичева М.Д., Кононова Н.К., 2007).

При моделировании характеристик снежного покрова и стока воды использовалась модель «Гидрограф» (Виноградов Ю.Б., Виноградова Т.А., 2008, 2010). Модель «Гидрограф» описывает все процессы наземного гидрологического цикла и может быть использована для расчета характеристик стока в бассейнах рек северных широт. Параметрами модели являются измеряемые свойства почвы и растительности, которые могут быть назначены исходя из информации о почвенно-растительном покрове. Одним из преимуществ модели «Гидрограф» является использование в качестве входной информации ограниченного числа метеорологических переменных (температура и влажность воздуха, осадки), что позволяет использовать ее на малоизученных бассейнах.

Расчет формирования, таяния и водоотдачи снежного покрова.

Последовательность алгоритмического сопровождения формирования, таяния и водоотдачи снежного покрова схематически выглядит следующим образом:

1. Суточные суммы твердых осадков H^* последовательно суммируются, определяя формирование снежного покрова (1):

$$h_c = \sum H^* \quad (1)$$

где h_c - запас воды в снежном покрове, мм.

2. Суточное испарение с поверхности снежного покрова (2):

$$E_c = \varphi_c (d + jdS) \Delta dS \Delta t \alpha \quad (2)$$

где φ_c - коэффициент испарения со снега ($\frac{м}{гПа \cdot с}$), S - приход прямой солнечной радиации [$Вт/м^2$], J_d - коэффициент, определяющий вклад прихода прямой солнечной радиации в величину “эффективного” дефицита влажности воздуха [$м^2 \cdot гПа/Вт$], d - дефицит влажности воздуха (гПа), Δt - расчетный интервал времени [секунды], α - угол наклона поверхности снежного покрова [градусы].

3. Теплоэнергетический вклад осадков ($Дж/м^2$) (3,4):

$$- \text{дождя } \Delta U^\bullet = \rho^\bullet \rho^\bullet \eta H^\bullet, \quad (3)$$

$$- \text{снегопада } \Delta U^* = \rho^* \rho^\bullet \eta H^\bullet \quad (4)$$

где $\rho^\bullet$ - плотность воды (1000 кг/м^3), $\rho^\bullet$ - удельная массовая теплоемкость воды ($4190 \text{ Дж/кг}^\circ\text{C}$), ρ^* - удельная массовая теплоемкость льда ($2090 \text{ Дж/кг}^\circ\text{C}$), η - температура воздуха ($^\circ\text{C}$).

4. Подведение итогов расчета динамики тепловой энергии в снежном покрове (5):
решение системы уравнений (6-9), приведенных ниже, определяет приход тепловой энергии в снежный покров ΔU_c :

$$X_c = \tilde{U}_c + \Delta U_c + \Delta U^\bullet + \Delta U^* \quad (5)$$

где $\tilde{U}_c$ - начальное содержание тепловой энергии в снежном покрове.

Возможны следующие варианты:

$$X_c < 0, |X_c| \leq |\delta U_c^*|, U_c = 0, h_c^{\bullet*} = X_c (-l^* \rho^\bullet) + H^\bullet, H_s = 0; \quad (6)$$

$$X_c < 0, |X_c| > |\delta U_c^*|, U_c = X_c - \delta U_c^*, h_c^{\bullet*} = \tilde{h}_c + H^\bullet, H_s = 0; \quad (7)$$

$$X_c \geq 0, X_c < \delta U_c^\bullet, U_c = 0, h_c^{\bullet*} = 0, H_s = X_s / (l \rho^\bullet) + H; \quad (8)$$

$$X_c \geq 0, X_c \geq \delta U_c^\bullet, H_s = \tilde{h}_c + H^\bullet, h_c^{\bullet*} = 0, \Delta U_r = X_c - \delta U_c^\bullet, \quad (9)$$

сход снежного покрова.

Здесь использованы следующие обозначения: $\delta U_c^\bullet$, δU_c^* - количество тепловой энергии, необходимое для плавления твердой фазы снежного покрова ($\bullet$) или для замерзания жидкой фазы ($*$); $h_c^{\bullet*}$ - слой замерзшей воды за расчетный интервал времени; ΔU_r - излишняя тепловая энергия, неиспользованная из-за схода снежного покрова.

5. Вычисление плотности снежного покрова (10):

плотность свежавыпавшего снега зависит от температуры воздуха

$$(\gamma_c^*)_l = \gamma_a \exp [C_l (\eta - 2)] + \gamma_b; \eta \leq 2^\circ \text{C} \quad (10)$$

где γ_{θ} - плотность снега, выпавшего при очень сильном морозе (около 50 кг/м³); $\gamma_a + \gamma_{\theta}$ - плотность снега, выпавшего при температуре воздуха $\eta = 2^{\circ}\text{C}$ (около 200 кг/м³); коэффициент C_l приблизительно равен 0,2 ($^{\circ}\text{C}$)⁻¹.

Плотность твердой фазы снежного покрова (11) на конец расчетного интервала Δt , увеличившаяся из-за проседания снега под действием собственной тяжести:

$$\begin{aligned} (\gamma_c^*)_2 &= \tilde{\gamma}_c^* \left[\exp(-c_2 \Delta t) \right]^{l+\tilde{\beta}} + \gamma_M^* \left\{ 1 - \left[\exp(-c_2 \Delta t) \right]^{l+\tilde{\beta}} \right\} \quad \text{при } \tilde{\gamma}_c^* < \gamma_M^* \\ (\gamma_c^*)_2 &= \tilde{\gamma}_c^* \quad \text{при } \tilde{\gamma}_c^* \geq \gamma_M^*. \\ \gamma_M^* &= (\gamma_{MM}^* - \gamma_m^*) [1 - \exp(-C_3 \tilde{h}_c)] + \gamma_m^*, \end{aligned} \quad (11)$$

где $\gamma_{MM}^* = 400$ кг/м³ – верхний предел плотности снега за счет его гравитационного и ветрового уплотнения, $\gamma_m^* = 250$ кг/м³ – максимальная плотность тонкого снежного пласта. Коэффициент C_3 близок к значению 1 м⁻¹.

Замерзание воды в снежном покрове вносит свои коррективы в значении плотности его твердой фазы (12):

$$(\gamma_c^*)_3 = (\gamma_c^*)_2 (1 + h_c^{\bullet*} / \tilde{h}_c^*). \quad (12)$$

Плотность твердой фазы снежного покрова по истечении расчетного интервала времени Δt , сложившаяся под влиянием всех трех основных процессов, такова (13-15):

$$\gamma_c^* = (h_c^* + H^*) / [h_c^* / (\gamma_c^*)_3 + H^* / (\gamma_c^*)_1], \quad (13)$$

$$h_c^* = \tilde{h}_c^* - E_c - H_s + h^{\bullet*}. \quad (14)$$

Плотность мокрого снега увеличивается в соответствии с ростом его водонасыщенности:

$$\gamma_c = \gamma_c^* (1 + \beta). \quad (15)$$

6. Во время таяния снежного покрова вода просачивается в его толщу. Показателем водонасыщенности снега является отношение слоев “жидкой” и “твердой” воды $\beta = \frac{h_c^{\bullet*}}{h_c^*}$. Снежному покрову, также как и почвенному присуща некоторая максимальная водоудерживающая способность β_m (16). Последняя имеет место в результате насыщения снежной толщи водой и последующего стекания всех ее излишков.

Значение β_M зависит от плотности твердой фазы снега γ_c^* и аппроксимируется следующим выражением

$$\beta_M = 20(\gamma_c^* / \rho^*)^{1.4} \exp(-7.6\gamma_c^* / \rho^*) - 0.01(\gamma_c^* / \rho^*), \quad (16)$$

где ρ^* - плотность льда. Сравнивая текущее значение β с его критическим значением β_M , можно судить о готовности снега к водоотдаче и процессах вытекания воды из снежного покрова на поверхность водосбора.

Моделирование характеристик снежного покрова.

Расчет формирования и схода снежного покрова выполнялся для трех точек в пределах территории КВБС, расположенных на различных высотах, по данным одной метеорологической станции – метеоплощадки Нижняя с учетом найденной закономерности увеличения количества осадков с высотой местности в зависимости от местоположения на водосборе. На Рис.1 – 2 представлены рассчитанные и наблюдаемые запасы воды в снежном покрове на метеоплощадках Верхняя, Нижняя и воднобалансовой площадке № 1, располагающиеся на высотах 1220, 890 и 850 м соответственно.

В результате расчетных экспериментов был принят корректирующий коэффициент к твердым осадкам, равный 1.15 для всех расчетных точек. Исходя из того, что в условиях сложного рельефа приводораздельных территорий потери на выдувание снега выше, чем в долинах, корректирующий коэффициент 1.15 является правдоподобным.

Визуальное сопоставление рассчитанных и наблюдаемых значений запасов воды и сроков стаивания снежного покрова (Рис. 1 и 2) позволяет сделать вывод о приемлемой точности расчета.

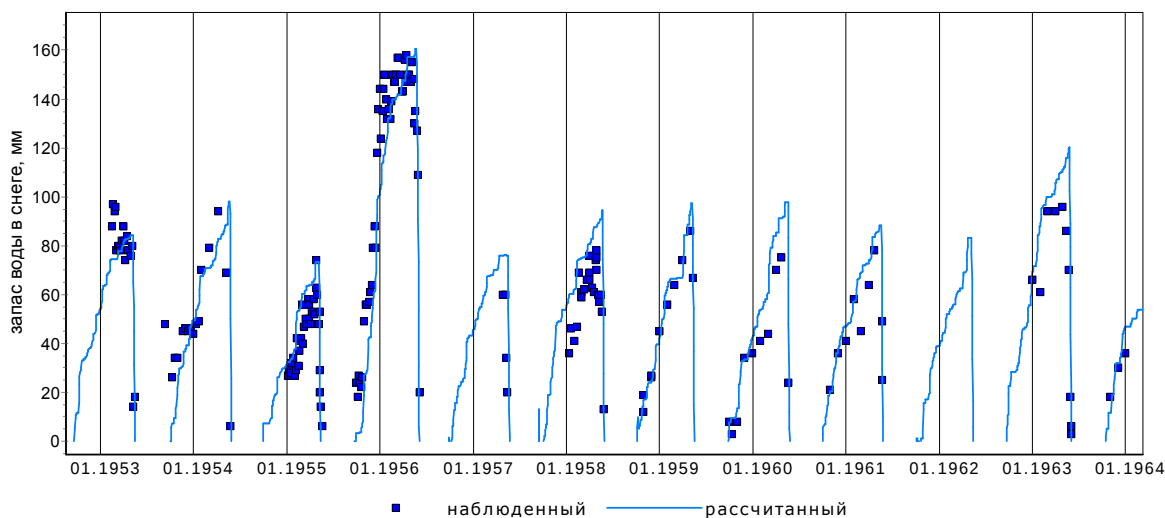


Рисунок 1. Рассчитанный и наблюдаемый запас воды в снежном покрове (мм) на воднобалансовой площадке № 1, 1953-1964 гг.

На полигоне Сунтар-Хаята производилась снегомерная съемка на площадке высокогорной станции на высоте 2070 м. Мощность снежного покрова измерялась по трем рейкам, установленным по углам треугольника со сторонами 12 м. Объемный вес измерялся в шурфах. Водный эквивалент рассчитывался по среднему значению мощности снежного покрова и объемному весу. Общий ход и величины рассчитанных данных снежного покрова зимой совпадают с наблюдаемыми, что указывает на адекватность модели.

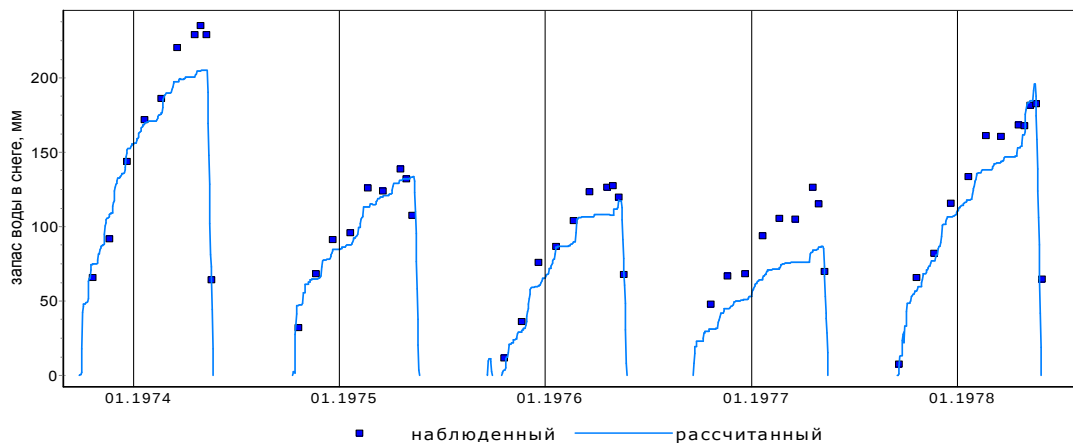


Рисунок 2. Рассчитанный и наблюдаемый запас воды в снежном покрове (мм) на метеоплощадке Нижняя, 1974-1978 гг.

В качестве объектов моделирования стока выбраны бассейны рек Сунтар — устье р. Сахарынья, имеющий площадь 7680 км². Моделирование стока было произведено за несколько временных промежутков в зависимости от количества используемых метеорологических станций.

Результаты моделирования стока за период 1957-2012 гг. можно признать удовлетворительными, т.к. критерий эффективности Нэша-Сатклиффа достигает в некоторые года 0.9 для р. Сунтар и 0.7 для р. Сахарынья (Рис. 3).

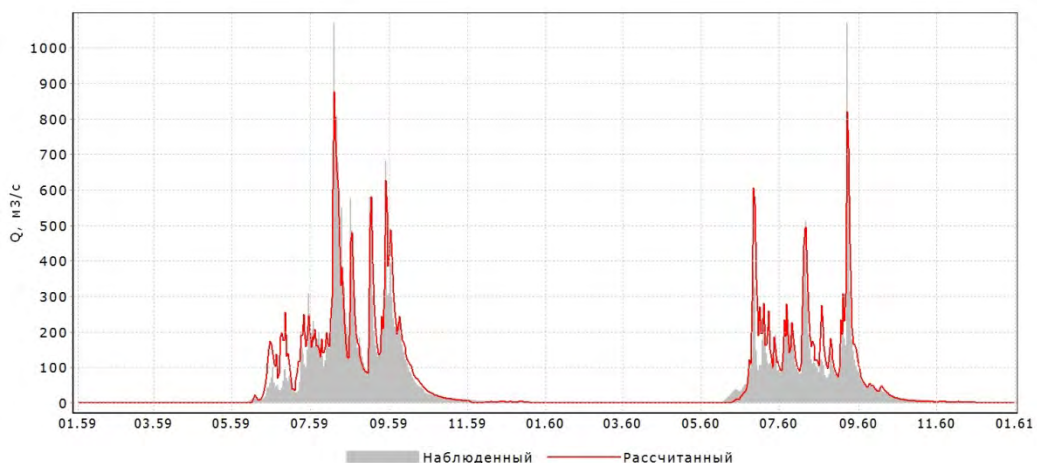


Рисунок 3. Рассчитанные и наблюдаемые расходы, р. Сунтар, 1959-1960 год.

В ходе работы показана ценность наблюдений и исследований процессов формирования стока на экспериментальных и репрезентативных водосборах КВБС, которые могут и должны быть использованы для разработки и усовершенствования методики моделирования стока рек в зоне многолетней мерзлоты. Такое усовершенствование может осуществляться путем создания и проверки алгоритмов моделей на данных измерений частных процессов, входящих в процессы формирования стока, такие как формирование, таяние и водоотдача снежного покрова, обоснованной оценки и систематизации параметров и дальнейшее использование адаптированной модели на территориях, характеризующихся схожими природными условиями.

Моделирование процессов, происходящих на высокогорной станции Сунтар-Хаята и сравнение рассчитанных величин с наблюдаемыми, показало адекватную реакцию модели на введенные параметры. Информацию о параметрах, возможно, использовать и в процессе моделирования схожих по условиям формирования стока бассейнов, не имеющих наблюдений.

Литература

1. Бойцов Ю.А., Кузнецов А.С. Репрезентативность Колымской воднобалансовой станции и ее научно-прикладное значение // Колыма, 1979, № 10.
2. Ананичева М.Д., Кононова Н.К. Связь температуры воздуха, осадков и баланса массы ледников с макроциркуляционными процессами на северо-востоке Сибири и Полярном Урале // Материалы гляциологических исследований, вып.103, Институт географии РАН, Москва, 2007.
3. Виноградов Ю.Б., Виноградова Т.А. Современные проблемы гидрологии, Издательский центр «Академия», М., 2008, с. 318
4. Виноградов Ю.Б., Виноградова Т.А. Математическое моделирование в гидрологии, Издательский центр «Академия», М., 2010, с. 298

АВТОНОМНЫЕ ИЗМЕРИТЕЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ДЛЯ МОНИТОРИНГА ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В УДАЛЕННЫХ И ГОРНЫХ РАЙОНАХ ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Кураков С.А.

ИМКЭС СО РАН, Томск, Россия;
ФГБОУ ВО «ТУСУР», Томск, Россия

Аннотация. Представлены модификации Атмосферно-почвенного измерительного комплекса «АПИК», предназначенного для мобильных и стационарных долговременных автоматических измерений параметров атмосферы, почвы, водоёмов и установки в удалённых и труднодоступных местах. АПИК имеет низкое энергопотребление, обеспечивающее автономность работы, широкий набор интерфейсов подключения датчиков, работоспособность в широком диапазоне условий эксплуатации, простоту в установке и обслуживании, дистанционное управление и считывание измерений, финансовую доступность, что позволяет создавать на его основе сети станций для решения задач климатического, экологического мониторинга, а также мониторинга природных и техногенных катастроф. Дано описание аппаратуры, приведены результаты полевых испытаний, рассмотрены перспективы развития комплекса.

Ключевые слова: автономная метеостанция, беспилотный измеритель метеовеличин.

AUTONOMOUS WEATHER STATIONS FOR ENVIRONMENTAL MONITORING IN REMOTE AND MOUNTAINOUS AREAS

S.A. Kurakov

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems of the Siberian
Branch of the Russian Academy of Sciences (IMCES SB RAS),
Tomsk, Russia
Tomsk State University of Control Systems and Radioelectronics,
Tomsk, Russia

Abstract. Modifications to an Atmosphere-Soil Measuring Station intended for mobile and stationary long-term automatic measurements of atmospheric, soil and water parameters are presented. The stations are developed for installation and operation in remote and hard-to-reach areas. The station has a low power consumption, allowing autonomous operation, a wide range of sensor connection interfaces, is operable under a wide range of environmental conditions, is easy to install and maintain and enables remote control and reading of measurements which allows the creation of a network of stations for climatic and environmental monitoring. A description of the equipment, results from field tests and perspectives for the development of the system are presented.

Key words: portable weather station, unmanned aerial vehicle for measuring of the meteorological parameters.

Современные темпы и масштабы изменения климата формируют новые условия существования природной среды. Для их контроля необходимо иметь развитую сеть станций климатического мониторинга, покрывающую значительные территории с необходимым пространственным разрешением. Наиболее значимые климатические

изменения регистрируются на труднодоступных территориях Сибири и Дальнего Востока. Для организации сетей климатического мониторинга на таких территориях необходимо, чтобы устанавливаемое оборудование удовлетворяло следующим требованиям:

- низким энергопотреблением;
- широким набор интерфейсов подключения датчиков;
- перестраиваемыми режимами автоматической работы;
- работоспособность в широком диапазоне условий эксплуатации;
- простотой в установке и обслуживании;
- малыми габаритами и весом;
- финансовой доступностью.

Более 200 автономных станций мониторинга различных модификаций, разработанных в ИМКЭС СО РАН по совокупности характеристик, превосходящих зарубежные аналоги, трудятся в труднодоступных местах нашей страны. Модификация «АИПТ» (логгер) скрытой установки (Кураков, 2012) предназначен для «антивандального» размещения на местности, что определяет невозможность использования демаскирующих конструкций: антенн, солнечных батарей и многих типов датчиков. В итоге этих ограничений получается контроллер с ультрамалым энергопотреблением (питание от батарей); с большой внутренней энергонезависимой памятью измерений; с интерфейсом USB, используя специальный кабель с герметичным разъёмом (чтобы для считывания данных не выкапывать контроллер из земли); с максимальной степенью защиты оболочки прибора IP68 (возможная работа ниже уровня грунтовых вод); с возможностью использования только датчиков параметров грунта - температуры, влажности, проводимости, а также, уровня воды (см. таблица 1).

Таблица 1.

Основные характеристики регистратор скрытой установки.

Параметр	Характеристика
Объём энергонезависимой памяти	4 Мбайт (1 000 000 измерений)
Устанавливаемый период измерения	от 2 секунд до 12 часов
Максимальное количество подключаемых цифровых датчиков температуры, шт	90
Количество входов 10-ти разрядного АЦП	7
Ток потребления в режиме сна, мА	0,07
Средний ток потребления в активном режиме, мА	10
Среднее время работы от элементов питания, лет	5
Диапазон рабочих температур блока регистратора, °C	от –55 до +65
Интерфейсы	USB, SDcard, 1wire, I2C
Степень защиты от внешних воздействий	IP67, IP68

При необходимости АИПТ может конфигурироваться широким набором датчиков, включая ультразвуковой датчик высоты снежного покрова MB7384, показанный на рисунке 1а, а также станция (см. рисунок 1б), установленная на горном перевале около озера Байкал.



а)



б)

Рисунок 1. а) ультразвуковой датчик MB7384; б) станция мониторинга (30 км от Байкала, Баргузинский заповедник, верховья реки Давша, перевал).

Атмосферно-почвенный измерительный комплекс «АПИК», с автономным контроллером-регистратором (АКР) как базовый элемент предназначен для создания сетей мониторинга (Базаров, 2016). АКР, в отличие от регистратора скрытой установки, дополнен дополнительными аналоговыми и цифровыми интерфейсами (RS485, RS232 – 2 шт), и главное он через интерфейсные модули расширения может подключаться к сетям GSM, WI-FI, и спутниковому интернету.

Были разработаны датчик высоты снежного покрова и регистратор таяния ледников, используя принцип анализа температурного профиля.

В ряде задач экологического мониторинга важное значение имеют оценки потоков тепла и влаги, определяющие энерго-массо-перенос в наиболее динамичном, пограничном слое атмосферы (ПСА). Для этих целей необходимо получение информации о динамике вертикальных профилей температуры, влажности, скорости и направлении ветра в ПСА до высоты 2-3 км.

На основе АКР был разработан макет портативной автоматической электронной метеостанции (ПЭМС) (Кураков, 2016), характеристики приведены в таблице 2.

Таблица 2.

Основные характеристики ПЭМС

Измеряемая величина	Параметр	ПЭМС
Температура воздуха	Диапазон, °С	от -70 до +60
	Разрешение, К	0,01
	Погрешность, °С	±0,1; ±0,3 при ярком солнце
	Постоянная времени, с	≤ 2,5
Относительная влажность воздуха	Диапазон, %	от 0 до 100
	Разрешение, %	1
	Погрешность, %	±2,5 при $T > 0^{\circ}\text{C}$; ±5 при $T < 0^{\circ}\text{C}$
	Постоянная времени, с	≤ 3
Атмосферное давление	Диапазон, ГПа	от 500 до 1100
	Разрешение, ГПа	0,015
	Погрешность, ГПа	±4
	Постоянная времени, с	≤ 1

При подъёме со скоростью 5 м/с при постоянной времени датчиков 3 секунды, вертикальное разрешение составит 15 метров. Для достижения типичной верхней границы ПСА в 1 км потребуется 200 секунд или 3,5 минуты, не учитывая, что обратно допускается спускаться быстрее, теоретически получается, что за один вылет, не делая посадки, можно сделать около 4-х сканирований ПСА. Пространственное разрешение может быть улучшено путём снижения скорости.

Датчики температуры и влажности были размещены на высоте около 50 см над плоскостью вращения винтов гексакоптера (рисунок 2), что обеспечивает хорошую вентиляцию втягивающим сверху пропеллерами потоком воздуха. Датчик давления установлен на печатной плате, размещаемой в нижней части цилиндра вертикального штока. Там же установлена антенна передающей части радиомодуля связи, обеспечивающего передачу данных на наземную станцию. Наземное оборудование достаточно компактно и может переноситься оператором.



Рисунок 2. ПЭМС-БПЛА.

Предложены способы определения усредненных значений скорости и направления ветра с помощью БПЛА.

Для безопасности авиации предлагается на горизонтальных маршрутах обнаруживать нисходящие и восходящие потоки опасные для воздушного транспорта и на вертикальных трассах опасных ветровых явлений для запуска космических аппаратов.

Испытания позволяют рассматривать ПЭМС-БПЛА как эффективное средство для оперативной верификации и дополнения дистанционных методов зондирования атмосферы.

Литература

1. Кураков С. А. Система автономного мониторинга состояния окружающей среды // Датчики и системы. 2012. № 4 (155). с. 29-32.
2. А. В. Базаров, Н. Б. Бадмаев, С. А. Кураков, Б.-М. Н. Гончиков, Ю.Б. Цыбенков, А.И. Куликов Измерительный комплекс для автоматического длительного контроля атмосферных и почвенных климатических параметров / Приборы и техника эксперимента. - Москва, 2016. - № 4. - с. 158-159.
3. С. А. Кураков, В. В. Зуев Беспилотный измеритель вертикальных профилей метеопараметров в пограничном слое атмосферы. // Оптика атмосферы и океана. 29, №11 (2016). – с. 994-999.

ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ЗИМЫ ПРИБАЙКАЛЬЯ В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Максютова Е.В.

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация. Для территории Прибайкалья – котловины Байкала с окружающими ее горными хребтами – по данным наблюдений гидрометеорологических станций за период 1981-2015 гг. выделены экстремальные зимы по средней температуре воздуха за ноябрь-март и наибольшей высоте снежного покрова. Для определения экстремальных величин использовались отклонения климатических характеристик на 1,5 σ и более. Экстремальные температурные условия зим, как холодные, так и теплые способствуют нормальным условиям снежности или экстремально многоснежным.

Ключевые слова: озеро Байкал, изменение климата, снежность, экстремальные зимы.

EXTREME WINTERS OF THE BAIKAL REGION UNDER CONDITIONS OF CLIMATE CHANGE

E.V. Maksyutova

V.B. Sochava Institute of Geography Siberian Branch RAS, Irkutsk, Russia

Abstract. Observations from hydro-meteorological stations are presented for the period of 1981-2015 for the territory of the Pribaikalie – the basin of Lake Baikal with its surrounding mountain ranges. Extreme winters have been identified according to average air temperature between November and March and the maximum snow cover height. For determination of extreme values deviations from climatic characteristics of more than 1.5σ were considered. Extreme temperature conditions of winters, both cold and warm, contribute to normal or extreme snow cover.

Key words: Lake Baikal, climate change, snow cover, extreme winter.

Задача региональной оценки состояния снежного покрова становится актуальной в связи с продолжающимися климатическими изменениями. В работе под территорией Прибайкалья рассматривается котловина Байкала с окружающими ее горными хребтами.

В пределах Байкальской котловины, где сказывается влияние водных масс, климат мягче по сравнению с прилегающей территорией и отличается некоторыми чертами океаничности – более мягкой зимой и прохладным летом по сравнению с окружающим пространством. Существенную роль в режиме и распределении климатических элементов играют местная бризовая и горно-долинная циркуляции. Отопляющее влияние Байкала в холодный период на узкую прибрежную полосу проявляется в поздних сроках образования снежного покрова и большой межгодовой изменчивости режима залегания снега.

Антициклональный режим погоды определяет незначительные осадки в течение зимнего периода. Высокая годовая сумма осадков характерна для Южного округа, главным образом за счет больших величин их на юго-восточном побережье у наветренных склонов хр. Хамар-Дабан (1404 мм), обращенных к Байкалу. Здесь же наблюдается повышенное снегонакопление – 124 см. Наименьшее снегонакопление наблюдается в крупных понижениях рельефа и на юго-западном побережье оз. Байкал (ГМС Большое Голоустное – 5 см) (Научно-прикладной, 1991).

Целью работы является охарактеризовать условия зим за период 1981-2015 гг.: средней температуры воздуха за ноябрь-март, наибольшей среднедекадной высоты снежного покрова, выделить экстремальные зимы и их повторяемость, определить изменения рассматриваемых метеоэлементов по отношению к предыдущему многолетнему периоду. Исходными данными являются наблюдения на гидрометеорологических станциях (ГМС) (Булыгина, Разуваев, Трофименко и др. <http://meteo.ru>; Булыгина, Разуваев, Александрова <http://meteo.ru>).

По Н.П. Ладейщикову (11) территория относится к Байкальской озерно-котловинной подпровинции Прибайкальской провинции и, в связи с неоднородностью климатических условий, разделена на три климатических округа, соответствующих главным частям котловины озера, – Южный, Средний и Северный. Имеющиеся данные наблюдений характеризуют условия Северного Байкала – ГМС Нижнеангарск, Баргузинский заповедник, Большой Ушкань остров, Среднего Байкала – ГМС Усть-Баргузин, расположенной на восточном побережье, Южного Байкала – ГМС Большое Голоустное, Бабушкин. Горно-таежные условия Южного Байкала характеризует ГМС Хамар-Дабан.

Для характеристики экстремальности метеоэлементов широко используется величина среднеквадратического отклонения σ [В. Конрад, 1958, и др.]. Для каждого года определялся тип термического режима и снежного покрова. За нормальные принимались условия, когда отклонение от средней величины было меньше или равно среднему квадратическому отклонению ряда. Для выделения экстремальных величин использовались отклонения на $1,5 \sigma$ и более.

За указанный период на всей территории отмечено 4 экстремально холодные зимы: 1984/85 г., 2000/01 г., 2009/10 г., 2012/13 г., когда на всей территории отмечались условия с отклонениями температуры воздуха от нормы на $1,5 \sigma$ и более. Экстремально теплой была зима 2001/2002 г. для Северного и Среднего Байкала (отклонения средней температуры воздуха за ноябрь-март составляли $\Delta t > 2,0 \sigma$), в то время как для Южного Байкала и горно-таежных ландшафтов южного Прибайкалья экстремально теплых зим за рассматриваемый период не отмечалось.

Для условий озерно-котловинных Северного Байкала экстремально холодным зимам соответствуют нормальные условия снежности или экстремально многоснежные. По данным наблюдений на ГМС Большой Ушканий остров отклонение высоты снежного покрова в зиму 2000/01 составило 2,5б. Экстремально теплой зиме 2001/2002 г. соответствовали многоснежные 1,1-1,2б (ГМС Нижнеангарск, Большой Ушканий остров) и экстремально многоснежные 2,5б (ГМС Баргузинский заповедник).

Для условий озерно-котловинных Среднего Байкала (ГМС Усть-Баргузин) экстремально холодным зимам соответствуют нормальные условия снежности или экстремально многоснежные; экстремально теплой зиме 2001/2002 г. – нормальные.

Для условий озерно-котловинных Южного Байкала характерно наименьшее снегонакопление 10 см Большое Голоустное и 16 см Бабушкин. Экстремально холодным зимам соответствуют многоснежные – 1,1б (ГМС Большое Голоустное), нормальные и многоснежные 1,7б (ГМС Бабушкин). Для горно-таежных южного Прибайкалья (ГМС Хамар-Дабан) экстремально и аномально холодным зимам соответствуют нормальные и многоснежные условия.

Таким образом, экстремальные температурные условия зим, как холодные, так и теплые способствуют нормальным условиям снежности или экстремально многоснежным. По отношению к предыдущему многолетнему периоду до 1980 г. (Научно-прикладной, 1992) температура воздуха зимних периодов повысилась от 1,1 (ГМС Хамар-Дабан) до 1,7 °С (ГМС Усть-Баргузин). Вместе с тем, с ноября по март средняя месячная температура воздуха остается отрицательной, что способствует выпадению твердых осадков. Отклонения высоты снежного покрова разнонаправлены: рост на 1-5 см (ГМС Большой Ушканий остров, Большое Голоустное, Хамар-Дабан) и падение на 5–6 см (ГМС Нижнеангарск, Усть-Баргузин).

Литература

1. Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Трофименко Л.Т., Швец Н.В. «Описание массива данных среднемесячной температуры воздуха на станциях России» Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014621485, <http://meteo.ru/data/156-temperature#описание-массива-данных>.
2. Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Александрова Т.М. «Описание массива данных характеристики снежного покрова на метеорологических станциях России и бывшего СССР» Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014621201, <http://meteo.ru/data/165-snow-cover#описание-массива-данных>.
3. Конрад В. Климатические изменения или циклы? //Х. Шепли. Изменения климата. М.: Изд-во иностр. лит., 1958. С. 259-261.
4. Ладейщиков Н.П. Особенности климата крупных озер (на примере Байкала). – М.: Наука, 1982.- 135 с.
5. Научно-прикладной справочник по климату СССР: Сер. 3. Многолетние данные. Ч. 1–6. Вып. 22. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 604 с.

СКЛОНОВЫЙ СТОК – КЛЮЧЕВОЙ КОМПОНЕНТ СНЕГОВЫХ И ДОЖДЕВЫХ ПАВОДКОВ НА ГОРНЫХ РЕКАХ

Шамов А.А.^{1,2}, Гарцман Б.И.^{3,1}, Шекман Е.А.¹, Тарбеева А.М.⁴,
Губарева Т.С.^{3,1}, Челноков Г.А.⁵, Лупаков С.Ю.^{1,6},
Кожевникова Н.К.⁷, Бурдуковский М.Л.⁷, Орляковский А.В.^{6,1}

¹ Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия

² Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия

³ Институт водных проблем РАН, Москва, Россия

⁴ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Россия

⁵ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия

⁶ Дальневосточный федеральный университет, Владивосток, Россия

⁷ Федеральный научный центр биоразнообразия наземной биоты Восточной Азии ДВО РАН, Владивосток, Россия

Аннотация. В горных речных долинах южного Сихотэ-Алиня и Верхнеколымского нагорья в 2015 и 2016 гг. проведены оригинальные исследования крупных предпочтительных водопроводящих путей – склоновых приповерхностных водотоков-дрен. Дана количественная оценка характеристик талого и дождевого стока в этих дренах, выявлена их приуроченность к каменным потокам, которые в свою очередь могут быть связаны с сублокальными разрывными нарушениями. Сформулирована гипотеза о том, что наиболее крупные дрены осуществляют основную форму взаимодействия склонового и руслового стока в низкопорядковых речных системах во время снеготаяния и дождевых паводков.

Ключевые слова: склоновый сток, паводок, разрывные нарушения.

SUBSURFACE FLOWPATHS AS A KEY COMPONENT FOR SNOWMELT AND RAINFALL FLOODS IN MOUNTAINOUS RIVERS

V.V. Shamov^{1,2}, B.I. Gartsman^{3,1}, E.A. Shekman¹, A.M. Tarbeeva⁴,
T.S. Gubareva^{3,1}, G.A. Chelnokov⁵, S.Yu. Lupakov^{1,6},
N.K. Kozhevnikova⁷, M.L. Burdukovskiy⁷, A.V. Orlyakovskiy^{6,1}

¹ Pacific Institute of Geography FEB RAS, Vladivostok, Russia

² Mel'nikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia

³ Water Resources Institute RAS, Moscow, Russia

⁴ Lomonosov Moscow State University, Russia

⁵ Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia

⁶ Far East Federal University, Vladivostok, Russia

⁷ Federal Scientific Center of Terrestrial Biodiversity of East Asia,
Vladivostok, Russia

Abstract. In 2015 and 2016 the authors carried out systematic measurements of large preferential water flow paths – subsurface watercourses draining most of the slope flow - on valley slopes in the South

Sikhote-Alin' Mountains and in the Verkhnekolymskoye Highlands (Pacific Russia). These watercourses are located within relic block streams and flow rates could be estimated in some of them. The largest subsurface watercourses on the slopes are controlled by joints. The hypothesis is that the largest subsurface drainage pathways are responsible for the main interactions between slope and channel flow. Three main types of flowpaths are identified: 1) main pathways or conduits, 2) flow infiltration flow zones and 3) matrix flow paths.

Key words: slope flow, flood, joints.

В горных ландшафтах в зоне избыточного увлажнения благодаря задернованности и высокой водопроницаемости поверхностные временные водотоки на склонах образуются крайне редко. Метеорная вода (снеговая, дождевая) обычно быстро проникает в толщу склоновых отложений и стекает в виде более или менее концентрированных подповерхностных водных потоков. Эти потоки обозначаются в литературе различными терминами и пока остаются слабо изученными, нет ясности в понимании условий и причин концентрации стока на склонах (Angermann et al., 2016). Вместе с тем, изучение механизмов такой концентрации отвечает современной концепции предпочтительных водопроводящих путей (ПВП) в речных бассейнах (Uhlenbrook, 2006), а за счет образования подповерхностных потоков осуществляется быстрый сброс склоновых вод в реки, тем самым способствуя формированию экстремальных паводков на горных реках, особенно в зоне распространения внетропического летнего муссона. Данный факт подтверждается возрастанием доли почвенных склоновых вод в дождевом паводковом стоке низкопорядковых притоков, а также двумя пиками в паводках, вызванных одним дождем (Губарева и др., 2016).

Ниже дана характеристика ряда регулярных подповерхностных потоков дождевых и талых вод на горных склонах и анализ геолого-геоморфологических условий их формирования. Районы работ обозначены на схеме (рис. 1).



Рисунок 1. Районы работ: 1) бассейн руч. Контактный, 2) бассейн р. Прав. Соколовка, 3) бассейн р. Падь Васюкова.

Были обследованы склоны речных долин, сложенные с поверхности относительно узкими (метры – первые десятки метров) полосами грубообломочных отложений, нисходящими вдоль склона. На юге Дальнего Востока эти полосы часто задернованы и залесены, на севере слагающие их глыбы при небольшой скорости сползания могут быть покрыты только лишайниками.

В некоторых из этих образований после закладки шурфов на глубине 70–100 см наблюдалось свободное или практически свободное течение воды. Некоторые из шурфов были использованы в качестве контрольных створов для выполнения серии измерений характеристик склоновых водных потоков методом смещения индикатора (или ионного паводка), применяемого обычно для случая валунно-каменистых открытых русел горных рек. Был использован раствор NaCl с концентрацией, обычно равной 100 г/л. Непрерывная в течение времени от 6 часов до 1 суток регистрация минерализации воды в контрольном створе потока (шурфе) выполнялась с помощью анализатора качества воды YSI Professional Plus. Шаг записи (5, 10 или 20 сек) и объем раствора (от 0.5 до 2 л) зависел от водности и расстояния контрольного створа от места пуска трассера.

Авторами выполнено более 70 определений дебитов склоновых потоков. Величины дебитов оказались сопоставимы с расходами и скоростями течения в прилегающих первичных поверхностных водотоках в их бытовом состоянии и изменялись в диапазоне 0,25–6,61 л/с при скоростях течения 0.4–7.2 см/с.

Наиболее значительные и регулярные в безморозный период подповерхностные потоки талых и дождевых вод имеют постоянное положение и приурочены к линейным зонам – естественным подземным каналам, или дренам. Отмечается их приуроченность к хорошо промытым вытянутым вдоль склонов крупнообломочным отложениям эффузивных пород, которые можно отнести к каменным потокам (курумам) (Тюрин и др., 1982; Говорушко, 1986).

Нужно отличать каменные потоки от выделяемого в почвенном профиле естественных горных ландшафтов Дальнего Востока типичный декольматированный фрактолитовый элювиальный по мелкозему горизонт вымывания, где количество щебня размерами крупнее 10 см достигает 38–52% (Аржанова, Елпатьевский, 1990). Каменные потоки имеют гораздо бóльшую мощность и преимущественно каменно-глыбовый состав (преобладание размеров глыб более 30 см), что указывает на существенно более высокую их водопроницаемость. В Приморье такие каменные потоки, практически не выраженные в рельефе и покрытые растительностью, представляют собой U или V-образные лишённые песчано-суглинистого заполнителя глыбовые линзы в толще щебнистых склоновых отложений. Ширина линз составляет от

1–3 до первых десятков метров, мощность – в пределах 1–2 метров (рис. 2). В верхних частях некоторых склонов отмечены плащеобразные грубообломочные отложения, слабозадернованные и промытые от мелкозема.

В горно-тундровых и гольцовых ландшафтах Верхнеколымского нагорья каменные потоки, как правило, обнажены и большей частью приурочены к дайковым и штокообразным интрузивным телам раннемелового возраста, которые часто встречаются в этом районе.

Согласно наблюдениям авторов мелкозем, накапливающийся в нижней части профиля тела каменного потока, формирует слабопроницаемую поверхность, на которой стекающая по склону и просочившаяся с поверхности вода быстро концентрируется. Благодаря этому в каменных потоках свободно текут, по сути, подземные ручьи, которые авторами условно названы дренами.



Рисунок 2. Задернованный каменный поток в верховьях р. Соколовки, Южный Сихотэ-Алинь (разрез в дорожной выемке). Фото В.В. Шамова.

Каменные потоки тесно связаны с процессами дробления, катаклаза, милонитизации пород в зонах разломов (Полунин, 1989; Гаврилов, 2006). Вне выраженных ложбин стока эти зоны контролируют места миграции и разгрузки трещинных подземных вод, обуславливая образование конусов выноса в нижних частях склонов и формирование линейных кор выветривания, которые, согласно (Тюрин и др., 1982), возникают вдоль тектонических и/или морозобойных трещин или на контакте разных по составу пород. Они имеют форму вытянутых жилообразных тел, простирающихся в плане на сотни метров, а на глубину – на несколько десятков метров и более.

Известно, что региональная структура гидрогеологических

резервуаров генетически и пространственно связана с долгоживущими тектоническими нарушениями и их узлами, которые контролируют зоны сочленения гидрогеологических массивов и артезианских бассейнов (Сорокина, 2006). Следует полагать, что небольшие, имеющие масштабы склона, разрывные нарушения, оперяющие локальные разрывные нарушения, в свою очередь могут контролировать устойчивые подповерхностные потоки талых снеговых и дождевых вод на склонах. Каменные потоки в речных долинах, вероятно, могут индцировать такие "сублокальные" нарушения и, следовательно, существенную, наиболее развитую часть подземной дренажной сети, в которой происходит быстрая концентрация и разгрузка склоновых вод в горные реки.

На основе авторских наблюдений, а также данных, полученных в карстовых районах Пьемонта, Италия, и на водосборах Скалистых гор, США, – предлагается условно разбить подземные ПВП на три основные структурные группы: 1) система дрен, главных проводников (conduits); 2) система доменов фильтрационного потока; 3) система путей матричного потока.

Дренажная сеть первого из перечисленных типов наиболее быстро (за несколько часов – первые десятки часов) и сравнительно коротко обеспечивает реакцию водотока на поступление метеорных вод. В этой сети наблюдается свободное стекание склоновых вод, причем согласно авторским данным водность каждого из таких потоков после выпадения серии обильных дождей с суммарным слоем 120–150 мм может возрасти на 2 порядка и более.

С учетом классификаций трещин горных пород (Степанов, 1989) есть основание полагать, что каменные потоки и связанные с ними системы подземных дрен, приурочены к относительно крупным в масштабе склона разрывным нарушениям (разломам). Линейные размеры таких нарушений могут исчисляться сотнями и первыми тысячами метров, ширина – первыми метрами. Системы доменных ПВП, очевидно, сосредоточены в местах развития трещин и почвенных трубок различного генезиса в пределах элювиальных почвенных горизонтов. Длина таких путей находится в пределах от 10 см до первых десятков метров (в бассейнах трещинных вод), ширина при этом составляет от 0.1 до десятков сантиметров (Степанов, 1989; Гаврилов, 2006).

Литература

1. Аржанова В.С., Елпатьевский П.В. Геохимия ландшафтов и техногенез. М.: Наука, 1990. 196 с.
2. Гаврилов А.А. Разрывные нарушения южного Приморья как зоны геодинамического риска (по данным геолого-геоморфологического изучения побережий залива Петра Великого) // Вестник ДВО РАН. 2006. № 4. С. 75–86.

3. Говорушко С.М. Курумовый морфолитогенез. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 120 с.
4. Губарева Т.С., Болдескул А.Г., Гарцман Б.И., Шамов В.В. Анализ природных трассеров и генетических составляющих стока в моделях смешения (на примере малых бассейнов в Приморье) // Вод. ресурсы. 2016. Т. 43, № 4. С. 387–399.
5. Степанов В.М. Введение в структурную гидрогеологию. М.: Недра, 1989. 229 с.
6. Полунин Г.В. Динамика и прогноз экзогенных процессов. М.: Наука, 1989. 232 с.
7. Сорокина А.Т. Роль разломов в формировании обводненных зон Алданской гидрогеологической области // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 6. С. 57–66.
8. Тюрин А.И., Романовский Н.Н., Полтев Н.Ф. Мерзлотно-фациальный анализ курумов. М.: Наука, 1982. 150 с.
9. Angermann L., Jackisch C., Allroggen N., Sprenger M., Zehe E., Tronicke J., Weiler M., Blume T. In situ investigation of rapid subsurface flow: temporal dynamics and catchment-scale implication // Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss. 2016, doi:10.5194/hess-2016-189.
10. Uhlenbrook S. Catchment hydrology – a science in which all processes are preferential // Hydrol. Proces. 2006. № 20. P. 3581–3585.

Раздел VI.
Разные вопросы снеговедения.



Section VI.
Different aspects of snow studies.

ДЕВЯТЫЙ ВАЛ: НЕОЖИДАННЫЙ АСПЕКТ В ПОИСКАХ СОЛНЕЧНО-ЗЕМНЫХ СВЯЗЕЙ С КЛИМАТИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ

Глазырин Г.Е.¹, Казаков Н.А.²

¹ Национальный университет Узбекистана, Ташкент, Узбекистан

² Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
Сахалинский филиал, Южно-Сахалинск, Россия

Аннотация. Проверка гипотезы о зависимости циклов природных процессов (волны погоды, лавинные процессы, атмосферные осадки, снежность зим) от циклов Солнечной активности и исследование проявления циклического процесса как некоей закономерности, не зависящей от природных циклов показала, что в некоторых природных процессах существует повторяемость расстояний между максимумами, которую нельзя связать с солнечной активностью. Проверка этой закономерности в рядах случайных чисел длиной до 5000 с различным распределением показала, что закономерность распределения расстояний между максимумами не зависит от вида распределения исходных величин и сохраняет последовательность 3 – 9 – 27 – 81 – ...: т. е., это некоторый статистический феномен в рядах случайных чисел. Его наличие может служить источником ошибок при поисках различных Солнечно-Земных и Лунно-Земных связей при отсутствии физического их объяснения. Проверка результатов для рядов некоторых климатических элементов по гидрометеорологической станции Ташкент (136 лет регулярных метеорологических наблюдений) подтвердила гипотезу.

Ключевые слова: лавинные процессы, осадки, температура воздуха, циклы солнечной активности.

THE NINTH WAVE: AN UNEXPECTED ASPECT OF IN SEARCH OF SUN-EARTH CONNECTIONS CLIMATE PROCESSES

G.E. Glazyrin¹, N.A. Kazakov²

¹ National University of Uzbekistan, Tashkent, Uzbekistan

² Sakhalin Department of Far East Geological Institute FEB RAS,
Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

Abstract. Many natural processes are cyclic processes (waves of weather, avalanche processes, atmospheric precipitations and quantity of snow in winters). To test the hypothesis, based on cyclicity of natural processes from cycles of Solar activity and investigation of manifestations of the cyclical process as certain regularities that do not depend on natural cycles have shown that in some natural process there is a recurrence of the distances between the maximums, which cannot be linked with solar activity. Check this regularity in the rows of random numbers with different distribution (uniform, Gaussian normal, only asymmetric Pareto distribution, two modal hyperbolic) on the series of random numbers up to 5000 showed that the distribution pattern of the distances between the maxima does not depend on the distribution of initial values and saves the sequence 3 – 9 – 27 – 81 – ...: it's some little-known statistical phenomenon in the ranks of random numbers. It may be a source of errors search for various Solar-Terrestrial Lunar-Terrestrial relations in the absence of physical explanation of them. The test results for a series of some climate elements at the hydrometeorological station of Tashkent (136 years of regular meteorological observations) have confirmed the hypothesis.

Key words: avalanche processes, precipitation, air temperature, solar cycles.

Введение. Многие природные процессы являются долго- и короткопериодными циклическими процессами, самоподдерживающимися в системе солнечно-земных связей. На этой основе можно прогнозировать изменение активности лавинных процессов, атмосферных осадков, снежности зим и т.д.. На связь 11-ти летних циклов солнечной активности и цикличности лавинных процессов обратил внимание Г.К.Тушинский (1966). А.И. Шеко (Шеко, 1980; Шеко и др., 1999) разработал долгосрочный прогноз экзогенных геологических процессов на основе многолетних циклов солнечной активности. Н.А. Казаков (2015) показал, что активность лавинных процессов и атмосферных осадков имеют выраженный 27-дневный цикл, на основе чего им были построены методики средне- и краткосрочного прогноза лавин и осадков.

Однако последовательность расстояний между максимумами, отмечаемую у ряда циклических природных процессов, никак нельзя связать с Солнечными циклами. Так, моряки издревле считали, что девятая волна выше других.

Постановка проблемы. Циклические процессы на Земле связаны с циклами магнитного поля Солнца: 27 дневным и 11 летним (количественно описывается числами Вольфа, в рядах которых наблюдается цикличность со средним периодом 10,5 – 11 лет: циклы Швабе-Вольфа), что отмечали многие исследователи. Так, Л. Данилов (1926) указал на автоколебания атмосферного давления с периодом 18-25 суток. А.В. Дьяков (1972) обнаружил, что экстремумы энергии атмосферной циркуляции, связанные с солнечными циклами, повторяются в среднем через 8,6 суток, увеличиваясь в периоды высокой солнечной активности до 12 суток. Наиболее полно связи между солнечными и земными процессами описаны в работах А.Л. Чижевского (1976).

Однако Г.С. Розенберг (1987) показал, что расстояния между максимумами в рядах случайных чисел в среднем равны 3 единицам (лет, дней, порядковых номеров). В максимумах следующего порядка (в рядах выделенных первых максимумов) это расстояние возрастает до 9, следующего порядка – до 27, и далее – по закону 3^n . Причина – в статистической структуре распределения максимумов в рядах случайных чисел. Заметим, что цикл 9 близок к 11-летнему циклу солнечной активности, а цикл 27 соответствует его 27-дневному циклу и близок к лунному. Возможно, некоторые периодические явления на Земле, приписываемые влиянию Солнца и Луны, на самом деле с ними не связаны.

Решение. Мы исследовали *распределение расстояний между максимумами* в произвольных рядах данных (Рис. 1, Табл. 1), а не

циклические составляющие рядов: это принципиальная разница. В последнем случае следовало применять анализ Фурье.

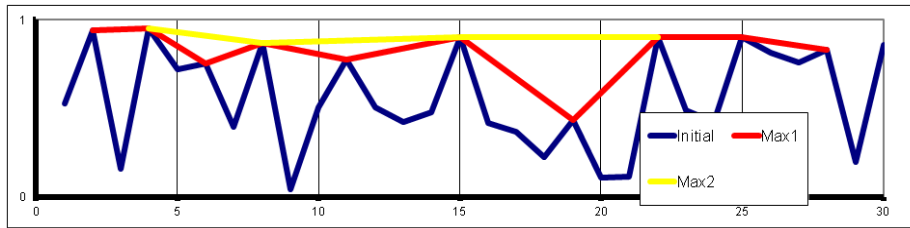


Рисунок 1. Распределение расстояний между максимумами в рядах данных.

Таблица 1.

Статистика расстояний между максимумами в рядах данных (к рис. 1)

	Экспериментально рассчитанное расстояние между максимумами в исходном ряде (Dm_1)	<u>от – до</u>
Max 1	2.89	2 - 4
Max 2	6.00	4 - 7

Мы проверили наличие этой закономерности в рядах случайных чисел длиной до 5000, имеющих различное распределение: равномерное, Гауссово нормальное, исключительно асимметричное распределение Парето, двумодальное гиперболическое. Оказалось, что закономерность распределения расстояний между максимумами не зависит от вида распределения исходных величин и сохраняет последовательность 3 – 9 – 27 – 81 –: т.е., это малоизвестный статистический феномен в рядах случайных чисел.

Результаты моделирования показали:

1. Проверка на рядах случайных чисел, не связанных с природными процессами показала, что распределение максимумов таково: $Dm_1 = 3,00$, $Dm_2 = 8,84$, $Dm_3 = 26,79$, где Dm_1 – экспериментально рассчитанное расстояние между максимумами в исходном ряде; Dm_2 и Dm_3 – соответственно, в рядах, образованных первым и вторым максимумами.

2. Влияние вида распределения случайных величин. Для выборки длиной 5000 случайных чисел были выполнены расчеты для четырех видов сильно отличающихся распределений их (Рис. 2):

- равномерное распределение в пределах (0,1) было получено датчиком случайных чисел в программе Excel;
- нормальное распределение (0,1) случайных чисел получено из равномерного распределения методом Бокса-Мюллера;

- сильно асимметричное экспоненциальное распределение случайных величин ($y = 2 * \exp(-2x)$) было получено также из равномерно распределенного с помощью преобразования ($y = 1/2 \ln(x)$);

- параболическое двумодальное распределение ($y = 6x^2 + 0.5$) получено из равномерно распределенных числе методом Неймана (Бусленко и др., 1962; Соболев, 1973). Такое распределение иногда встречается в природе: например, распределение облачности по баллам (для случаев, когда небо ясное или полностью покрыто облаками, больше, чем когда оно частично ими покрыто).

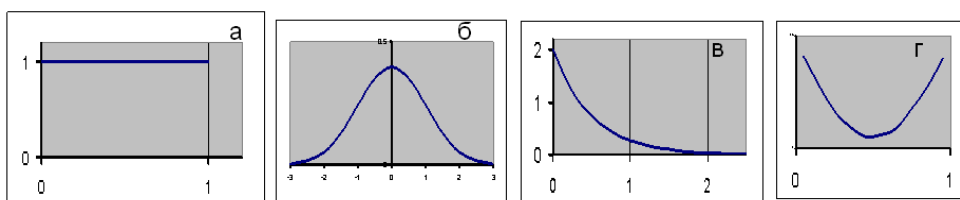


Рисунок 2. Тип распределения случайных величин в рядах данных не влияет на закономерность. Проверки выполнены для распределений:

а – равномерное, б – нормальное, в – экспоненциальное, г – двухмодальное.

Во всех случаях отсутствовал тренд случайных величин. Оказалось, что расстояние между максимумами с точностью до статистической ошибки не зависит от вида распределения (первые пики на расстоянии примерно 3, вторые – 9, третьи – 27). Распределение расстояний сильно асимметрично. Для первых пиков максимум приходится на 2, для вторых и третьих сдвигается на большие значения. Тип распределения не влияет на закономерность.

2. *Влияние сглаживания рядов.* Для выборки равномерно распределенных чисел из 5000 элементов выполнялось скользящее сглаживание по 3, 5, 11, 21, 51, 101, 201 и 501 элементу. Сглаживания производилось в 12 прогонов.

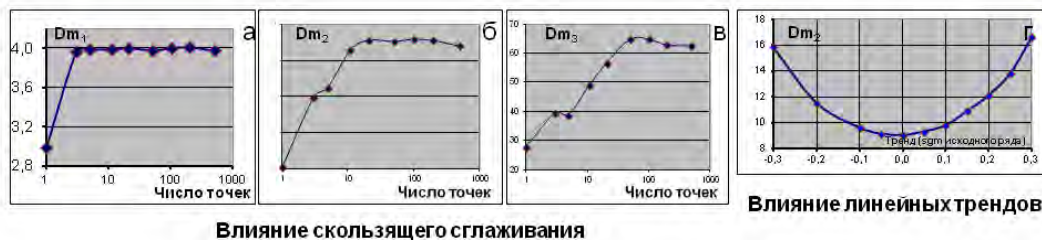


Рисунок 3. Линейное преобразование исходных рядов ($y = a * x + b$, $a > 0$) не влияет на расстояния между максимумами в рядах данных.

Результаты оказались неожиданными и интересными (рис. 3а - в). При сглаживании по 3 точкам происходил скачок расстояний между пиками первого порядка до примерно 4; затем они не изменялись для всех вариантов сглаживания: вплоть до сглаживания по 501 элементу.

Средние расстояния между максимумами второго порядка (при сглаживании по трем точкам) возрастали примерно до 13, по 11 – примерно до 16 и далее не изменялись вне зависимости от окна сглаживания. Третий максимум при сглаживании по трем точкам возрастал до 40, при 11 – до 50 и, начиная с окна шириной 51, до самого конца колебалось около 63-64. Таким образом, даже небольшое сглаживание приводит к увеличению расстояний и может привести их к 11 и несколько более годам, стабилизируясь при достаточно большом сглаживании (11 и более точек) на величине, равной примерно 16. Это очень важный результат, так как часто цикличность пытаются выделить именно в сглаженных рядах.

3. *Влияние трендов.* Моделирование было выполнено для равномерно распределенных случайных чисел и для распределенных по нормальному закону. Результаты для обоих распределений оказались схожими (Рис. 3г). Длины выборок – 5000 элементов. Случайный процесс представлялся как сумма $y = Tr + x$, где x – случайное число. Тренды брались постоянными для всего ряда и вычислялись в долях от среднего квадратического отклонения sgm . Расчеты были сделаны для трендов в пределах $(-0.3 - 1.0\ sgm)$. Оказалось, что знак тренда не имеет значения, а расстояния между максимумами первого порядка реагируют на тренды не слишком сильно: заметно они начинают возрастать при трендах $> |0.5\ sgm|$. Гораздо чувствительнее к величинам тренда оказались пики второго порядка, а еще более – третьего и четвертого. Эти расстояния увеличивались примерно до 11 при трендах порядка $|0.15\ sgm|$, а затем росли быстрее. Средние расстояния между пиками третьего порядка растут еще быстрее и уже при трендах $|0.05\ sgm|$ становятся равными примерно 35. Не это ли 40 – летний цикл многих природных процессов?

Полученный результат очень важен, так как часто естественные процессы в течение того периода, когда они рассматриваются, имеют некоторые тренды, и следовательно, расстояния между пиками становятся более 9. Это видно на примере распределения средней годовой температуры г. Ташкента (табл. 2).

Результаты и их обсуждение. Г.С. Розенберг (1987) указал на общую закономерность расстояний между максимумами в рядах: 3 – 9 – 27 – ... Это подвергает сомнению широко распространенное мнение о *бесспорной* связи многих явлений с Солнечными (11 летний и 27 дневный) и Лунным (29 суточный) циклами. Такие связи, безусловно, существуют, но связывать с ними все природные циклические процессы нельзя. Зачастую исследователи имеют дело со сглаженными рядами, поэтому важно выяснить, как проявляется в них вышеописанная закономерность. Оказалось, что сглаживание приводит к увеличению среднего расстояния между максимумами. Расчеты, также, показали, что

наличие в рядах трендов или долгопериодических циклических составляющих также увеличивает расстояния между максимумами. Это важно, так как чаще всего анализируются ряды, в которых такие составляющие присутствуют. Именно это может приводить к увеличению расстояний второго порядка до 11 и выше, сближая их с циклами солнечной активности.

Расчет для реальных процессов. Как пример реальности указанного эффекта приведём расчеты для рядов температуры и осадков (табл. 2) по гидрометеорологической станции Ташкент (годовые суммы осадков за 125 лет; средние годовые температуры воздуха за 136 лет). Среднее расстояние между пиками первого порядка в распределении осадков равно 3,24, второго порядка – 9,27; отклонение этих величин от «канонических» 3 и 9 вызвано, возможно, малой длиной ряда; тренд намного меньше σ_{gm} и не должен влиять на эти расстояния. Для температуры среднее расстояние между пиками первого порядка равно 2,98, второго порядка – 9,67; линейный тренд ряда равен 0,0135 град/год, что составляет 0,14 σ_{gm} ; возможно поэтому второй максимум больше 9; третий максимум незначим из-за малой длины ряда. В табл. 2 приведены, также, результаты расчётов для некоторых других природных процессов.

Таблица 2.

Статистика расстояний между максимумами в рядах данных.

Параметр	n	Dm ₁		Dm ₂		Dm ₃	
		ср.	от - до	ср.	от - до	ср.	от - до
г. Ташкент							
Среднегодовая температура воздуха	136	2,98	2 - 8	9,67	4 - 19	-	-
Сумма осадков за год	128	3,29	2 - 6	9,42	5 - 19	-	-
Ледник Туюксу (данные И.В. Северского)							
Годовые балансы ледника	59	3,06	-	9,00	-	-	-
Дендрохронологический ряд: ель, Тянь-Шань (данные О.Н. Соломиной)							
Исходный ряд	555	3,32	2-7	11,93	5-26	48,00	30-84
Без тренда	545	3,25	2-7	10,08	4-21	27,00	13-41
Среднегодовые расходы воды (река – пост, данные Ю.Н. Иванова)							
р. Нарын – г. Нарын	66	2,86	2 - 5	7,00	6 - 8	-	-
р. Амударья – с. Керки	49	3,15	2 - 6	11,00	9 - 14	-	-

Закключение. Закономерности распределения расстояний между максимумами в рядах случайных чисел длиной до 5000 не зависят от вида распределения исходных величин и сохраняют последовательность $3 - 9 - 27 - 81 - \dots$: т. е., это *некоторый малоизвестный математический феномен* в рядах случайных чисел, никак не связанный с природой рядов. Его наличие может служить источником ошибок при поисках Солнечно-Земных и Лунно-Земных связей – при отсутствии физического их объяснения. По нашему мнению, следует с осторожностью относиться к объяснению распределения максимумов в рядах природных явлений влиянием космических факторов: необходимо тщательно исследовать условия, при которых указанный эффект проявляется.

Литература

1. Бусленко Н.П. и др. Метод статистических испытаний (метод Монте-Карло). – М.: ФизматГИЗ, 1962. – 331 с.
2. Вительс Л.А. Синоптическая метеорология и гелиогеофизика. Избранные труды. Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 251с.
3. Данилов Л.Г. Волны погоды. Винница, 1926.
4. Дьяков А. В. Использование информации об активности Солнца в гидрометеорологическом прогнозировании на длительные сроки (1940 - 1972). //Солнечно-атмосферные связи в теории климата и прогнозах погоды. Труды 1-го всесоюзного совещания. Л.: Гидрометеиздат, 1972. С. 307-313.
5. Казаков Н.А. Прогноз лавин по 27-дневным циклам изменения солнечной активности. //Лёд и Снег, № 1 (129), 2015. С. 61 – 68.
6. Розенберг Г. С. Тройка, семерка, туз... //Знание – сила, № 1, 1987. С. 97-102.
7. Соболев И.М. Метод Монте-Карло. – М.: «Наука», 1973. – 64 с.
8. Чижевский А.Л. Земное эхо солнечных бурь. М.: Мысль, 1976. – 367 с.
9. Швердфегер В. Погода и климат Антарктики. Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 264 с.
10. Шеко А.И. Закономерности формирования и прогноз селей. М.: Недра, 1980. – 296 с.
11. Шеко А.И., Постоев Г.П., Круподёров В.С., Дьяконова В.И., Мальнева И.В., Парфенов С.И., Бондаренко А.А., Круглова Л.В. Методические рекомендации по составлению долгосрочных прогнозов экзогенных геологических процессов в системе государственного мониторинга геологической среды. М.: ГФУП ВСЕГИНГЕО, 1999. – 79 с.

СНЕГОТАЯНИЕ КАК ОДИН ИЗ ФАКТОРОВ РАЗРУШЕНИЯ БЕРЕГОВ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ В УСЛОВИЯХ КРИОЛИТОЗОНЫ

Грицук И.И.^{1,2}, Долгополова Е.Н.¹, Замятина Э.В.¹,
Ионов Д.Н.¹, Масликова О.Я.¹

¹Институт водных проблем РАН, Москва, Россия

²Российский Университет Дружбы народов, Москва, Россия

Аннотация. В гидравлической лаборатории РУДН была проведена серия экспериментов по изучению влияния снежного покрова на протаивание и размыв берегового склона в условиях, имитирующих криолитозону. Разработана модель разрушения берегов северных водоемов под действием таких факторов, как повышение температуры окружающей среды, солнечная радиация и связанное с ней снеготаяние.

Ключевые слова: криолитозона, снеготаяние, изменение климата

SNOWMELT AS A DESTRUCTIVE FACTOR OF COASTS IN THE PERMAFROST ZONE

I.I. Gritsuk^{1,2}, E.N. Dolgoplova¹, E.V. Zamyatina¹,
D.N. Ionov¹, O. Ya. Maslikova¹

¹Water Problem Institute RAS, Moscow, Russia

²Peoples' Friendship University of Russia, Moscow, Russia

Abstract. A series of experiments was conducted in the PFUR hydraulic laboratory to study the effect of snow cover on the thawing and erosion of the coastal slopes in conditions simulating cryolithozone. A model is developed for the destruction of the shores of northern reservoirs under the influence of factors such as an increase in the temperature of the environment, solar radiation and associated snow melting.

Key words: permafrost, snow melting, climate change.

Глобальное потепление климата в последние десятилетия вызывает изменения связанных с ним гидрологических и термодинамических процессов, происходящих в гидросфере Земли и, особенно, в Северных регионах. Районы, принадлежащие криолитозоне, являются наиболее чувствительны к климатическим изменениям, поскольку сдвиги сроков и частоты перехода температуры окружающей среды через 0⁰C запускают фазовые переходы в системе вода-лед в моменты, являющиеся аномальными для конкретных северных территорий. Не устойчивые к смене температуры мерзлые породы способны легко переходить в талое состояние и наоборот – из талого в мёрзлое, что сопровождается развитием целого ряда неблагоприятных и опасных

геокриологических процессов, а также негативными изменениями экологической обстановки. Климатические изменения вкупе с хозяйственной деятельностью человека и развернувшимся в криолитозоне обширным гидротехническим строительством приводят к нарушениям в гидрологическом балансе сети Северных рек.

Повышение температуры воздуха в первую очередь оказывает влияние на термическое состояние верхних горизонтов криолитозоны. Отклик многолетней мерзлоты на изменение климата существенно зависит от исходного термического состояния многолетнемерзлых пород (ММП) и местного разнообразия ландшафтов. При потеплении климата начинается таяние верхнего льдистого горизонта многолетнемерзлых пород, в связи с чем активизируются деструктивные криогенные процессы: термокарст, термоэрозия, термоабразия, солифлюкция. Чем выше льдистость оттаивающих пород, тем заметнее активизация криогенных геологических процессов. Все изменения этих процессов меняют свою интенсивность и направленность в разной степени, в зависимости от климатических, геолого-геоморфологических и вообще ландшафтных особенностей регионов криолитозоны.

В целях изучения природы деструктивных криогенных береговых процессов и влияния этих процессов на экологию окружающей среды лабораторией динамики русловых процессов и ледотермики разработана модель разрушения берегов северных водоемов под действием таких факторов, как повышение температуры окружающей среды, солнечная радиация и связанное с ней снеготаяние, а также изучение распространения примеси вниз по течению. Модель состоит из нескольких взаимосвязанных между собой блоков. Как было показано в (Грицук, 2012), при превышении интенсивностью атмосферных осадков, которые складываются из дождевых и талых потоков, максимально возможной влагоудерживающей способности почвы излишек воды уходит в сток. Остальная часть поступающей к поверхности почвы жидкости впитывается в верхний слой почвы.

В условиях криолитозоны и в период сезонных изменений температур в почве присутствуют потоки воды, образованные при оттаивании мерзлой породы, в связи с этим гидравлическая проводимость почвы, дополнительно к существующей табличной константе для данного механического состава почвы, изменяется с коэффициентом от 0,6 для мерзлой породы до 1 для немерзлой (Арманд, 1983). Вертикальный поток влаги между слоями почвы вычисляется по уравнению Дарси. В конечном итоге нас интересует поверхностный сток, поскольку именно он отвечает за движение частиц грунта по склону и динамику всего берега в целом.

На рисунке 1 представлена схема распределения потоков жидкости при оттаивании мерзлых грунтов. Очевидно, что в условиях оттаивания

породы происходит перераспределения долей в каждом блоке, а именно: увеличивается доля талых потоков, при этом изменяется влагоудерживающая способность для данного вида почв. Как следствие, изменяется возможная инфильтрация в грунт и, как следствие, изменяется во времени доля склоновых потоков. По окончании оттаивания грунта процесс движения влаги внутри склона стабилизируется, и доля склоновых потоков будет зависеть только от атмосферных осадков. Были расписаны уравнения для каждого из этих блоков. Особое внимание было уделено снеготаянию под действием конвективных и радиационных потоков тепла.



Рисунок 1. Схема распределения потоков жидкости при оттаивании мерзлых грунтов.

Основные **выводы**, полученные в процессе работы, следующие:

- Русло реки в условиях криолитозоны можно моделировать как трёхслойную породу – сезонноталый слой, ММП и талик. Для каждого слоя существуют свои системы уравнений термо- и гидродинамики, адекватно отражающие состояние изменения грунта в совокупности с внешними условиями (изменение температуры окружающей среды и скоростей течения). Наиболее сильно размывается верхний, сезонноталый слой, что объясняется большей рыхлостью и подвижностью грунта этого слоя, который подвергается воздействию не только максимальных скоростей потока на поверхности, но и влиянию внутрисклоновых, фильтрационных и дождевых потоков. Слой ММП за счёт его высокой сцементированности разрушается гораздо медленнее, для него характерны другие временные интервалы (десятки и сотни лет). Слой талика часто не размывается из-за небольших придонных

скоростей. Получена система уравнений, описывающая движение породы по склонам в условиях криолитозоны с учётом интенсивности дождя в условиях изменяющейся во времени льдистости грунта (Грицук, 2012).

- При скоростях потока, соответствующих неразмывающим (транспорт наносов отсутствует), деформации склона обусловлены исключительно проседанием оттаявшего грунта и выдвигания его к центру потока (Котляков, 2011).

- Проведенные в лабораторных условиях исследования тающего снега и последующая инфильтрация талых потоков в грунт позволяет выделить три фазы таяния снега: аккумуляция, интенсивный сток и непрерывное таяние. При наличии дождя процесс снеготаяния имеет более сложный характер – происходит наложение нескольких процессов: фаза непрерывного таяния совмещается с фазой последующей аккумуляции. Дождь усиливает интенсивность процесса и изменяет предельное значение содержания воды в фирне во времени. Это особенно заметно при большей интенсивности дождя (Грицук, 2013).

- интенсивность воздействия на снег ИК и ИФ излучения ослабевает с глубиной по закону Бугера-Ламберта: $I(z) = I_0 e^{-\beta z}$, где $I(z)$ – интенсивность радиации на глубине z м от поверхности снега, β – коэффициент экстинкции (ослабления, m^{-1}). Существует большая разница в значении β для коротковолнового и длинноволнового участков спектра. Вся длинноволновая радиация поглощается верхним слоем снега, и ИК участок спектра несет энергию, преобразующуюся в тепловую уже на поверхности снега (Грицук, 2015).

- Поскольку короткие волны (УФ) проникают вглубь непрозрачных веществ и преобразуются в тепловые потоки внутри снежной толщи, влияние этих лучей на снеготаяние носит отличный от влияния ИК-лучей характер. Облачность является задерживающим фактором только для ИК участка спектра. Поэтому в дневные часы воздействие ультрафиолета на снеготаяние происходит при любой погоде (кроме дождливой), тогда как инфракрасное излучение действует непосредственно лишь в ясные дни.

- Под воздействием ИК излучения альbedo снежного покрова изменяется и достигает нулевого значения быстрее, хотя начальное значение альbedo свежеснежного покрова близко к 1, что означает практически полное отражение в начале таяния. УФ-волны практически сразу проникают вглубь снега, чем и объясняется меньшее отражение с поверхности, но альbedo под воздействием УФ-лучей уменьшается с меньшим коэффициентом экстинкции (Масликова, 2016).

Полученные результаты исследования каждого из составляющих единого термогидродинамического процесса являются необходимой

частью общего прогноза влияния изменения климата на течение деструкционных криогенных процессов в зоне ММП. Изучение этих процессов даст ответы на многие вопросы и поможет дать рекомендации относительно дальнейшей экологической, хозяйственной и строительной деятельности на территории криолитозоны.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты №16-08-00595, № 15-05-00342.

Литература

12. И.И. Грицук, Е.И. Дебольская, В.К. Дебольский, О.Я. Масликова, Н.К. Пономарев, Влияние осадков в виде дождя на деформации берегового склона русел рек в условиях многолетнемерзлых пород // Лед и снег, - 2012. -№3(119). –с. 73-78
13. Арманд Д.Л. Географическая среда и рациональное использование природных ресурсов. – М. : Наука, 1983. – 238 с.
14. А.В. Котляков, И.И. Грицук, О.Я. Масликова, Н.К. Пономарев, Экспериментальное исследование влияния льдистости грунтов, слагающих русло рек, на динамику берегового склона // Лед и снег, - 2011. -№2(114). – с.92-98
15. И. И. Грицук, В. К. Дебольский, О. Я. Масликова, Н. К. Пономарёв, Е.К. Синиченко, Лабораторное исследование снеготаяния как составляющей сезонного процесса деформаций русла // Вестник РУДН, серия Инженерные исследования, - 2013, №3, с. 83-91
16. И. И. Грицук^{1,2}, В. К. Дебольский¹, О. Я. Масликова, Н. К. Пономарёв, Е.К. Синиченко, Экспериментальное исследование влияния солнечной радиации на интенсивность снеготаяния // Вестник РУДН, серия Инженерные исследования, - 2015, №1, с. 83-90
17. О.Я. Масликова, Экспериментальное исследование интенсивности снеготаяния на лабораторной модели // Природообустройство, -2016., -№1 , с. 28-33

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ СНЕЖНЫХ ПОЛИГОНОВ

Лобкина В.А., Генсировский Ю.В., Казакова Е.Н., Музыченко А.А.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
Сахалинский филиал, Южно-Сахалинск, Россия

Аннотация. Систематическое удаление снега с улиц г. Южно-Сахалинска и его складирование на снежных полигонах привело к образованию антропогенных снежников, которые не характерны для Южного Сахалина. По результатам проведенных нами измерений максимальный объем снега, собранного на полигонах в окрестностях города, за зимний сезон составлял более 1,5 млн. м³.

В работе рассмотрена возможность применения методов дистанционного зондирования при изучении этих антропогенных объектов.

Ключевые слова: Сахалин, снег, снежные полигоны.

USE OF REMOTE SENSING METHODS FOR RESEARCH OF ANTHROPOGENIC SNOW PATCHES

V.A. Lobkina, Y.V. Gensiorovskiy, E.N. Kazakova, A.A. Muzychenko

Sakhalin Department of Far East Geological Institute FEB RAS,
Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

Abstract. This paper presents data on the amount of snow accumulated in the anthropogenic snow patches in Yuzhno-Sakhalinsk. The systematic removal of snow from the city streets and its storage at the sites has led to the formation of anthropogenic snow patches which are not characteristic of Southern Sakhalin.

One of the difficult geological and environmental problems is the selection of the areas for the snow patches. At present, this problem is not solved satisfactorily.

Calculation of the amount of snow accumulated on the anthropogenic snow patches of Yuzhno-Sakhalinsk, was made by the results of measurements of the areas occupied by anthropogenic snow patches. The volume of snow over the observation period (2010-2015) was more 1,5 million m³.

Snowmelt processes have a significant impact on the change in the composition and physical and chemical properties of soils of the landfill surface and the change in moisture and the degree of water saturation of soil strata reduces their strength properties. In addition, contaminated water from the landfill flows into nearby river system, having a negative impact on the biota.

Key words: anthropogenic snow patch, Sakhalin, snow.

Причиной появления снежных полигонов на о. Сахалин является большое количество снега, накапливающегося на территории населенных пунктов. В настоящее время снежные полигоны на острове существуют в г. Долинск, г. Оха, г. Поронайск, г. Холмск, г. Южно-Сахалинск и др [1].

В результате систематического удаления снега с улиц и его складирования на полигонах сформировались антропогенные снежники,

не характерные для Южного Сахалина. По результатам проведенных измерений максимальный объем снега, собранного только на полигонах, расположенных в окрестностях г. Южно-Сахалинска за зимний сезон, составлял более 1,5 млн. м³, а суммарный объем снега на полигонах, расположенных на территории острова, по предварительным данным, в 10 раз больше [2, 3].

В 2011 году полигон, расположенный в северной части г. Южно-Сахалинска, перестал полностью стаивать в течение теплого периода, что связано с тем, что свозимый на полигон снег уплотняли водой и пересыпали песком, что привело к консервации ледяного ядра полигона, которое в последующие зимние сезоны только увеличивалось. В результате этого образовался участок многолетнее мерзлых пород, которые никогда не отмечались на юге о. Сахалин. Сохранению ледяного ядра так же способствовал мусор, накопленный на теле полигона.

Летом 2014 г. городскими властями было принято решение ликвидировать этот полигон, его ледяное ядро было разбито, снег стаял. Занимаемую полигоном площадку отсыпали грунтом и разровняли. Однако, в январе 2015 г. полигон вновь был открыт и перелетовал в течение последующих двух зимних сезонов.



Рисунок 1. Поверхность полигона, 26.07.2017 г.

К началу сезона снеготаяния полигон представляет собой снежно-ледовое образование, сильно загрязненные бытовыми отходами, его поверхность имеет неоднородный рельеф (рис. 1). Передвижению по полигону, помимо его рельефа, мешает бытовой мусор и слой талой воды. По сообщению работников вахты, принимающей снег на полигон, в нем неоднократно вязла и тонула тяжелая техника. В связи с этим обследование полигона в весенне-летний период представляет сложную задачу, а морфометрические данные необходимы для отслеживания динамики полигона.

При дистанционном зондировании нами использовался квадрокоптер JDI Phantom 4. На рис. 2 представлен снимок, сделанный 10.04.2017 г. (высота полета 50 м).



Рисунок 2. Тело полигона по состоянию на 10.04.2017 г.

Полученные с квадрокоптера данные были обработаны в программе ArcMap (рис. 3).

При помощи программы ArcMap была определена площадь, занимаемая полигоном (53 тыс. м²), а также его объем на момент съемки (470 тыс. м³).

Поскольку в середине августа 2017 г. полигон еще не стоял, у авторов отсутствует съемка рельефа поверхности, на которой он расположен, что снижает точность подсчета его объема. При регулярных наблюдениях, проводя систематическую съемку рельефа подстилающей

поверхности и самого снежного полигона, можно получить точные данные об объеме полигона, его площади, а также о его динамике. Такие данные позволяют более полно оценить воздействие снежного полигона на городскую среду.

По состоянию на 10.04.2017 г. максимальная толщина снежного полигона составляла 12 м. Как хорошо видно по рис. 3, полигон имеет неправильную форму, вытянутую в меридиональном направлении. Толщина полигона неравномерна и сильно варьирует.

Запас воды в снежном полигоне, рассчитанный на основе полученных данных об его объеме, составляет 280 000 тыс. м³.

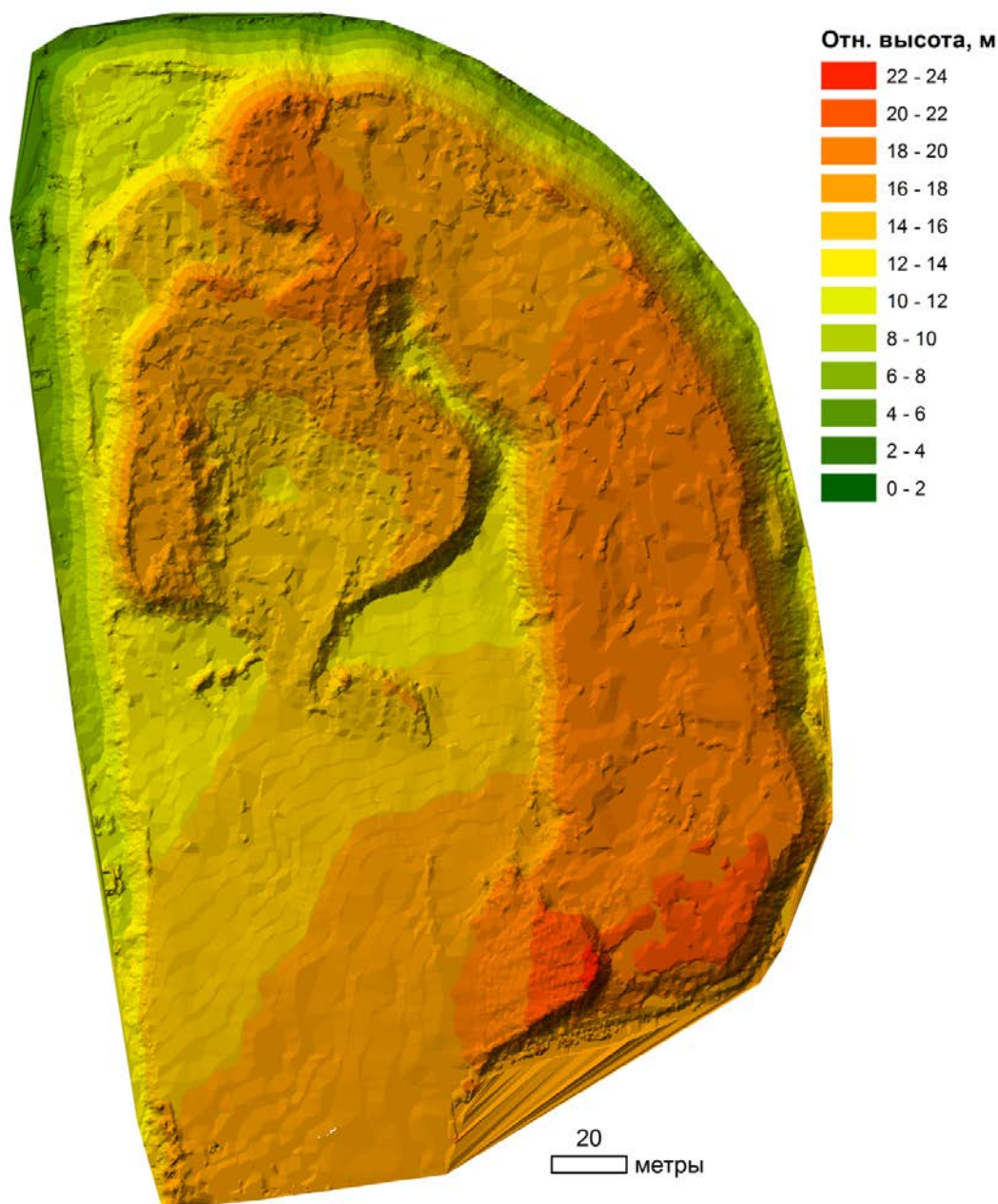


Рисунок 3. 3D-модель снежного полигона, построенные по данным аэрофотосъемки.

Несмотря на то, что снежные полигоны расположены вблизи населенных пунктов и к ним имеются подъездные пути, проведение натурных исследований этих антропогенных образований без использования современных дистанционных методов в период максимальной водоотдачи сильно затруднено.

Применение аэрофотосъемки значительно повышает точность измерения морфометрических характеристик снежных полигонов, а также обеспечивает возможность исследования труднодоступных зон полигонов.

Литература

1. Казакова Е.Н., Лобкина В.А. Снегоопасность о. Сахалин. - Владивосток: Дальнаука, 2016. – 112 с.
2. Лобкина В.А., Генсировский Ю.В., Ухова Н.Н. Геоэкологические проблемы участков, занятых снежными полигонами в городах (на примере г. Южно-Сахалинск) // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. - № 3. - 2016. - С. 328-338.
4. Podolskiy E.A., Lobkina V.A., Gensiorovsky Y.V., Thibert E. Evaluating ablation and environmental impact of anthropogenic snow patches (Yuzhno-Sakhalinsk, Russia) // Cold Regions Science and Technology. 2015. V. 114. P. 44–60.

ВЛИЯНИЕ АНОМАЛЬНОГО СОЧЕТАНИЯ ПОГОДНЫХ УСЛОВИЙ ЗИМЫ 2015/16 ГОДОВ НА ДЕРЕВЯНИСТЫЕ РАСТЕНИЯ БЛИЗ ЮЖНО-САХАЛИНСКА

Шейко В.В.¹, Генсировский Ю.В.²

¹ Ботанический сад-институт ДВО РАН, Владивосток, Россия

² Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
Сахалинский филиал, Южно-Сахалинск, Россия

Аннотация. Аномально малоснежная погода в период с декабря по середину февраля привела к глубокому промерзанию почвы. Последовавшие в конце зимы обильные снегопады не позволили компенсировать это ранним оттаиванием грунта, что обычно происходит после малоснежных зим. В результате корневая система значительную часть весны оставалась неактивной. В это же время надземная часть деревянистых растений подвергалась продолжительному зимнему иссушению, солнечным ожогам хвои, вечнозелёных листьев и стволов, эффекту альбедо. При неактивных корнях это привело к существенным повреждениям кроны и стволов у ряда деревьев и кустарников, особенно хвойных. В то же время промерзание почвы предотвратило выпревание, типичное для многих растений в условиях многоснежных зим.

Ключевые слова: зимнее иссушение кроны, малоснежная зима, промерзание почвы.

INFLUENCE OF ANOMAL COMBINATION OF WEATHER CONDITIONS OF WINTER 2015/16 ON WOOD PLANTS NEAR YUZHNO-SAKHALINSK

V.V. Sheiko¹, Y.V. Gensiorovskiy²

¹ Sakhalin Department of Botanical Garden-Institute FEB RAS,
Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

² Sakhalin Department of Far East Geological Institute FEB RAS,
Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

Abstract. Anomalously low snowfall in the period from December to mid-February led to deep freezing of the soil. The heavy snowfalls that followed at the end of winter did not allow to compensate for this due to the early thawing of the soil, which usually occurs after winters with little snow. As a result, the root system remained inactive for much of the spring. At the same time, the above-ground parts of the woody plants were subject to the albedo effect and prolonged winter desiccation, sunburn of needles, evergreen leaves and trunks. The inactivity of the roots resulted in significant damage to the crowns and trunks in a number of trees and shrubs, especially conifers. At the same time, the freezing of the soil reduced soil moisture important for many plants under winter snow conditions.

Key words: winter desiccation of crowns, low snowfall conditions, deep freezing of the soil.

Весной 2016 г. в коллекции растений открытого грунта Сахалинского филиала Ботанического сада-института ДВО РАН зарегистрированы аномальные зимние повреждения деревянистых

растений. Отмечены следующие типы повреждений. Необычно сильными были солнечные ожоги хвои. Так, у большинства экземпляров кипарисовиков разных видов (*Chamaecyparis*) часть кроны, возвышавшаяся над снегом в середине марта, погибла полностью или в значительной своей части. То же произошло со всеми растениями криптомерии японской (*Cryptomeria japonica* (L. f.) D. Don). Погибла молодая гималайская сосна (*Pinus wallichiana* A. B. Jackson), росшая вблизи края короба открытого парника (в отличие от растущих в центре). Произошла гибель южной половины кроны у значительной части экземпляров колонновидного можжевельника (*Juniperus communis* L. «Hibernica»). Сильно пострадали некоторые вечнозелёные покрытосеменные кустарники. Так, погибли возвышавшиеся над снегом части крон у отдельных вечнозелёных рододендронов (*Rhododendron*), пираканты ярко-красной (*Pyracantha coccinea* (L.) M. Roem.), верхушки самшита (*Buxus sempervirens* L.) и др. У некоторых хвойных: дугласии (*Pseudotsuga menziesii* (Mirb.) Franco), веймутовой сосны (*Pinus strobus* L.), отдельных видов пихты (*Abies*), происходящих из теплоумеренной зоны, аномальные солнечные ожоги хвои наблюдались в части кроны, располагающейся невысоко над поверхностью снега. Подобная дислокация ожогов связана с эффектом альбеда. Аналогичное расположение морозобоин отмечено на коре стволов некоторых клёнов (*Acer*), дубов (*Quercus*), сумаха оленерогого (*Rhus typhina* L.) и др.

Наиболее явственно признаки солнечных ожогов начали проявляться с середины марта, нарастая затем до момента схода снега. Причём температурный фон был вполне обычным для этого времени: суточные перепады температур не превышали 13°C. По ночам температура не опускалась ниже –15°C в марте и ниже –5,6°C в апреле. Днём она не поднималась выше +6°C в марте и +12°C в апреле. Возможным толчком к ожогам мог послужить суточный перепад температуры 4 марта: с –0,8 до –19,1°C (рис. 1). Однако и это происходило в пределах типичного диапазона, причём даже без перехода через ноль. Так, рекордным за 20 лет наших наблюдений был 30-градусный суточный перепад, при котором днём температура поднималась до +4,5°C. Отклонением от среднегодового хода температур (рис. 2) можно считать прекращение роста температуры в апреле, возобновившееся лишь в момент схода снега 20 апреля.

Несомненно, такая задержка не могла не повлиять на сроки схода снега. Это, в свою очередь, задержало прогрев грунта и, соответственно, осложнило транспирацию в условиях солнечных ожогов и зимнего иссушения. В типичные зимы большинство деревьев и кустарников юга Сахалина компенсируют зимнее иссушение активной работой нижней части корневой системы, что возможно лишь при сравнительно неглубоком промерзании (Воронова, 1973). С другой стороны, в 2016 г.

поверхность почвы начала оттаивать достаточно рано – в период с 26 февраля по 3 марта. Это на несколько дней раньше, чем было зафиксировано в 2011 г. Это притом, что в конце февраля 2011 г. глубинные слои снега прогрелись почти до 0°C после прошедшего дождя (Шейко, Чабаненко, 2011).

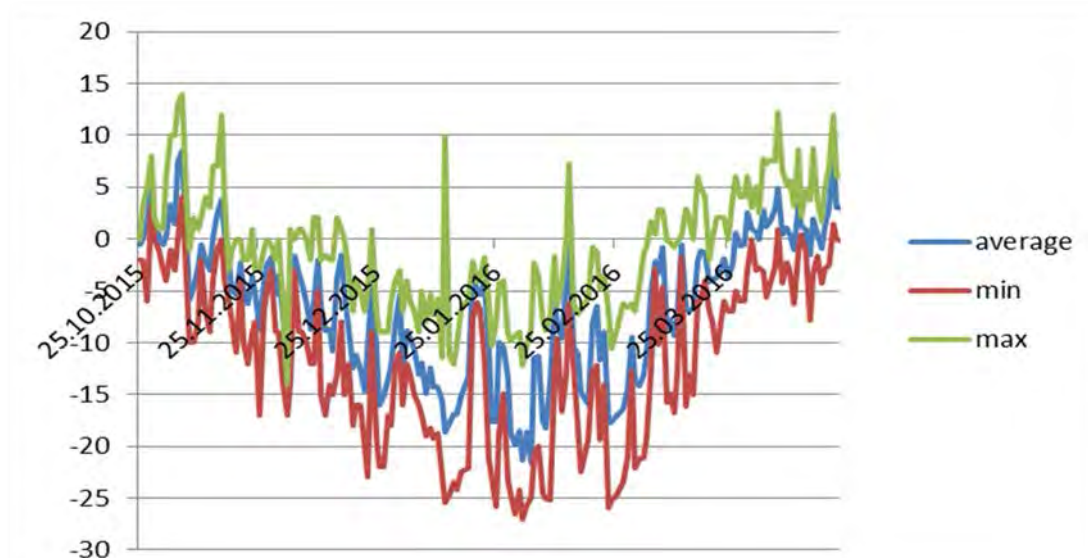


Рисунок 1. Ход температуры зимой 2015/16 гг.

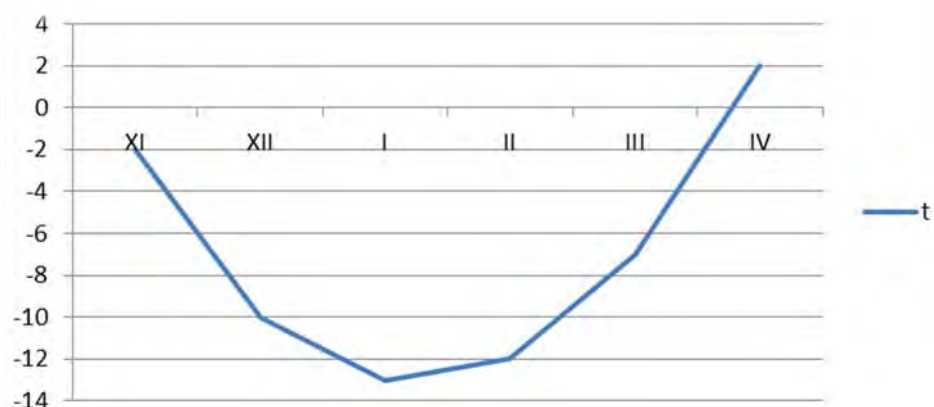
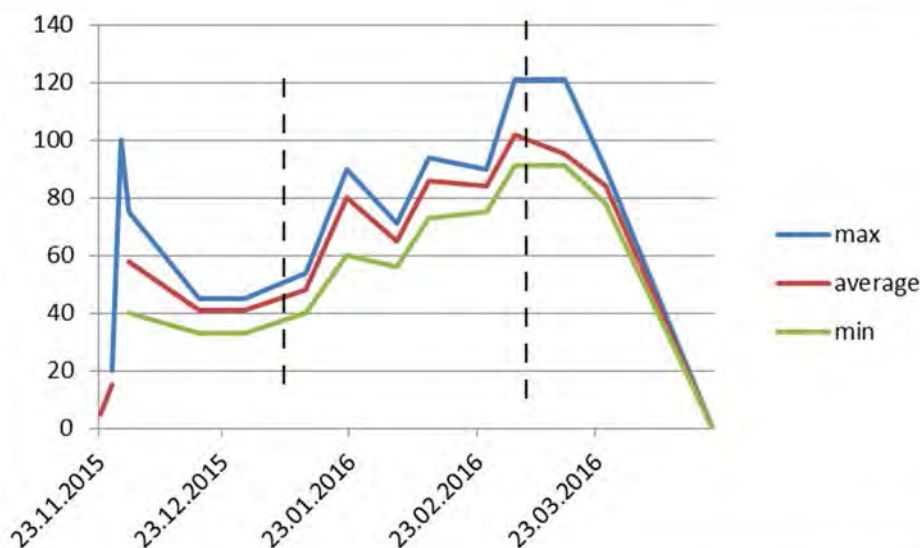


Рисунок 2. Среднемноголетний ход зимних температур в Южно-Сахалинске (по: Климат Южно-Сахалинска, 1982).

Глубина промерзания грунта не исследовалась. Тем не менее, малоснежная первая половина зимы при температурах, близких к среднемноголетним, позволяет прогнозировать сравнительно глубокое промерзание. Нарастание снежного покрова началось лишь во второй половине января – почти одновременно с наступлением годового минимума: -27°C . Обычно в конце таких зим происходит ранний сход снега. Это компенсирует проблемы с транспирацией, возникающие у

деревянистых растений из-за глубокого промерзания грунта. Зима 2015/16 гг. была в этом отношении аномальной. После пика зимних холодов, когда глубина промерзания почвы продолжает возрастать ещё длительное время (Климат Южно-Сахалинска, 1982), мощность снежного покрова резко возросла до 120 см (рис. 3), что и предопределило поздний сход снега. Оттаивание поверхности почвы благодаря талым водам едва ли могло быть глубоким.



Примечание. Вертикальные линии – границы периода с мёрзлой поверхностью почвы.

Рисунок 3. Динамика изменения глубины снежного покрова зимой 2015/16 гг.

Если на протяжении 7 недель весны основная часть корневой системы деревянистых растений находилась в мёрзлом грунте, в то время как крона подвергалась нарастающей инсоляции (широта Астрахани), наблюдаемые результаты перезимовки вполне объяснимы. С таким объяснением согласуется гибель экземпляра гималайской сосны, находившегося ближе всех к краю короба открытого парника, где промерзание максимальное. Логичным выглядит и на редкость успешная перезимовка экземпляра вечнозелёной калины морщинистолистной (*Viburnum rhytidophyllum* Hemsl.), высаженного на предпойменном участке. Для пойм на юге Сахалина характерно сравнительно неглубокое промерзание, либо его отсутствие (Клинцов, 1976).

Стоит отметить и другой, положительный эффект аномальной зимы для некоторых растений. Перезимовка 2015/16 гг. для низкорослых вечнозелёных кустарников, зимующих полностью под снежным укрытием, оказалась в целом более успешной, чем обычно. Это связано с отсутствием в ту зиму явления выпревания, характерного для многих видов в условиях многоснежья. Когда мощный слой снега ложится на

непромёрзшую землю, активно функционирующие на ней растения истощаются за несколько месяцев темноты и гибнут. После малоснежного начала зимы этого не случилось.

Литература

1. Воронова Т.Г. Корневые системы плодовых и ягодных растений в условиях Сахалина. Новосибирск: Наука, 1973. 216 с.
2. Климат Южно-Сахалинска / под ред. Ц.А. Швер, Д.Ф. Лазаревой. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 256 с.
3. Клинцов А.П. О влиянии леса на снегонакопление и промерзание почв на юге Сахалина // Природные условия Сахалина. Сб. статей. Л.: Геогр. о-во СССР, 1976. С. 71-78.
4. Шейко В.В., Чабаненко С.И. Возможные причины гибели хвои у некоторых растений при их зимовке в толще снега. // Тез. докл. Межд. симп. «Физика, химия и механика снега» (12-17 июня 2011 г.). Южно-Сахалинск, 2011. С. 229-232.

NATURAL HAZARD AND RISK RESEARCH IN RUSSIA

A.L. Shynparkov ¹, S. Fuchs ², V. Jomelli ³,
N.A. Kazakov ⁴, S.A. Sokratov ²

¹ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography,
Moscow, Russia

² Institute of Mountain Risk Engineering, University of Natural Resources and
Life Sciences, Vienna, Austria

³ CNRS-UMR 8591, University Paris 1 (Panthéon-Sorbonne), Paris, France

⁴ Sakhalin Department of Far East Geological Institute FEB RAS,
Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

Abstract. Following a discussion among participants of the *Third International Conference on Debris Flows* in Yuzhno-Sakhalinsk in September 2014, a need was identified to make Russian research available to the international hazard community. This is of vital interest and will provide substantial added value to progress in natural hazard and risk research inside and outside of Russia. Below, an overview on the historical roots of research on different hazard types in Russia is provided, and major factors that have influenced research are reported. Individual contributions were collected and recently published by Springer Nature in a special volume of the scientific journal *Natural Hazards*.

Key words: Natural hazards; risk; Russian Federation, USSR, research.

The history of natural hazard research in Russia can be divided into several successive periods. First studies on hazards started at the end of the 8th century, when various chronicles were established (Borisenkov and Pasetskii, 1988). As for other regions of the world, the information in these documents was mainly qualitative, and the most prominent hazard types recorded were floods, droughts, windstorms, hail, and severe frosts. The descriptions chronicled included the geographical location of individual events, some spatial characteristics and the observed consequences. These roots of natural hazard research were enriched by more sophisticated observations once knowledge on hazard triggers increased. More quantitative scientific investigations on the territory of the contemporary Russian Federation started in the middle of the 19th century, when measurement devices allowed for reproducible observations, and scientific education reached broad levels of the population. Since then, the genesis of dangerous natural phenomena, their distribution and conditions of initiation have been studied, and quantitative information on multiple hazard types are available for the Russian territory.

At the end of the 20th century, the ratification of Russia's "State complex scientific-technical programme" on "Safety of population and industrial objects accounting for the risk of manifestation of natural and technogenic catastrophes" in 1991 can be considered as the starting point of a new era of scientific research on natural hazards and risks. Under this

programme, much of the previous experience was synthesised and an atlas of maps of dangerous natural hazards was compiled. This atlas became a base for the “Science Atlas” published by the Ministry of the Russian Federation for Civil Defence, Emergencies and Elimination of Consequences of Natural Disasters together with the Russian Academy of Sciences (Shoigu, 2005). In the following years, studies on natural hazards and risk were conducted under the umbrella of the “Federal target programmes” “Reduction of risks and abatement of consequences of emergency situations of natural and technogenic character in the Russian Federation for the period until 2010”, as well as “Reduction of risks and abatement of consequences of emergency situations of natural and technogenic character in Russian Federation until 2015”.

In the subsequent sections we briefly present the variety of natural hazards affecting the territory of Russia as well as the main historical developments in scientific research.

At the national level of the Russian Federation, Osipov et al. (2017) present the most dangerous natural hazards that may cause considerable economic loss as well as fatalities and injuries. The history of studies in the assessment of different natural risk indices with respect to different end-users is described, and conceptual instruments used in the assessment of these indices are discussed. Finally, the principle GIS-based methodical approaches used in the assessment and mapping of natural risks are provided. The article concludes with an outlook on future research needs related to nation-wide vulnerability assessments.

Approximately 20% of the territory of the Russian Federation is potentially affected by earthquakes with an intensity of VII and higher (MMSK-86 scale), including the Northern Caucasus, Altai, Sayany, the Baikal area, Yakutiya and the Russian Far East, including Kamchatka, Sakhalin Island and the Kuril Islands. Frolova et al. (2016a) address methodological procedures for risk assessment and databases used for risk computation at different scales ranging from national to local. Challenges involved in the application of simulation models and respective input data required for earthquakes loss estimation are discussed.

Timely and suitable action immediately after a strong earthquake can result in significant benefits in saving lives and reducing the overall and long-term impact of such events on the economy. Frolova et al. (2016b) describe how prompt and reliable information on losses may enhance emergency response and recovery. The authors analyse the factors which influence the reliability of earthquake impact simulation under emergency situations with a particular focus on an increase in reliability of loss assessment. The authors show how the reliability of loss assessment output of global models is directly dependent on the quality of input data and on the quality of simulation models. Main constraints on the accuracy and reliability of loss estimation

result from input data on earthquake parameters, model assumptions and regional parameters used for intensity simulation, and model assumptions and parameters used for the simulation of damage to buildings and impact on population.

In the contribution of Kazeev and Postoev (2016) pure scientific and applied research on landslide hazard and risk is presented with a focus on both the territory of the Russian Federation and the former Soviet Union. This research includes a broad spectrum of studies on landslide processes based on monitoring data collected at specialized stations nationwide, as well as the data collected and analyzed by various government and academic research institutions. The contribution summarizes a vast body of knowledge encompassing an inventory of landslide cases, an overview of mechanisms of landslide development, monitoring and slope stability assessments.

Frolova et al. (2016c) present an evaluation of various aspects of hydrological hazards in the Russian Federation at different scales. With regard to floods, an interesting spatial pattern can be observed: While the number of floods has increased in the Asian part of the country, the number and intensity of floods have significantly decreased in the estuarine areas of the European part of Russia since the middle of the twentieth century, especially in the 2000s. It is discussed that these dynamics can be attributed to controlled flood runoff in the mouths of regulated rivers, with an effective system of flood and ice jam protection. Subsequently, a classification of flood risk is presented, taking into account more than 20 hydrological and social-economic parameters. Finally, hazard and vulnerability maps for the entire country were generated which can be used for water management plans.

The contribution by Shalikovskiy and Kurganovich (2016) proposes a hybrid approach to assess flood risk for the Russian territory combining quantitative and qualitative indicators. The article describes various methods to assess flood risk, such as likelihood and magnitude of flooding, average annual damage, maximum damage, etc. The authors present two types of flood risk maps, a first type intended to define the mathematical prediction of damage zones for reference buildings with the possibility of risk calculation for other buildings using multiple factors, and a second type of map which is designed for the purpose of land use regulation and was based on a priori statistical estimates of flood risk.

Hydrological hazards at river mouths of the Northern Dvina and the Pechora rivers are presented in the contribution of Magritsky et al. (2016). The article is based on results of long-term monitoring, detailed studies and numerical simulation of hydrological hazards at the river mouths of the two major rivers in northern European Russia. Main hydrological hazards described include dangerous ice phenomena, inundations from both pure maximum stream flow and peak discharges with ice jams, surge-induced flooding, wind-induced down-surges, low-water periods and seawater

intrusion into the delta arms. These hazards repeatedly caused significant socioeconomic loss and environmental damage to the adjacent riparian areas. Causes and characteristics of hydrological hazards have been evaluated. Furthermore, the impact of regional climate change and economic activities is discussed.

The contribution of Agafonova et al. (2016) deals with dangerous ice phenomena on the lowland rivers of European Russia. Based on computation and modelling, the authors present flood dynamics on the basis of observations of 300 hydrological stations for the period between 1936 and 2013. The dynamics of the ice phenomena are influenced by conventional natural (primary climatic) and anthropogenic factors. A diversity of natural conditions and the degree of climatic change within European Russia has allowed the authors to identify the main stages of the ice regime evolution with current climatic conditions.

Vinogradova and Vinogradov (2017) report on the experimental results of the artificially-triggered debris flows experiments in the Chemolgan river basin, Kazakhstan, 1972-1976. These experiments, organized by the Hydrometeorological Research Institute of Kazakhstan (KSRHI, present successor: Kazhydromet), were the first full-scale experiments with detailed recording of multiple debris flows characteristics in the channel bed of approximately 7 km length. While some of the results have already been available to the international scientific community, most of the material is still published in Russian. Given the fact that these experiments were conducted quite early in the history of quantitative scientific research, the results were influential in stimulating further works on erosional and depositional patterns of debris flows. The movie about this experiment is available as online supplement to this Special Issue on Springer's webpage.

Perov et al. (2017) report on regional characteristics of debris flow hazards in Russia. Spatial patterns of debris flow processes within the country are analyzed, and a map of debris flow hazards in Russia is presented based on a classification of debris flow hazard areas into two zones, six regions and 15 provinces. Furthermore, an inventory of remarkable debris flow events is presented, including parameters such as their magnitude and impact. Major events are reported from Kamchatka-Kuril, the North Caucasus and the Baikal province.

The contribution of Kazakova et al. (2016) deals with a large-scale assessment of snow avalanche and debris flow hazards in the Sakhalin region, Russian Federation. Their work explores the challenges of hazard assessment in exposed urban areas. More than 60 settlements are at risk by snow avalanches and more than 30 settlements by debris flow hazards. Data are provided for avalanche and debris flow events that occurred in the Sakhalin region between 1928 and 2015. In their paper, the method for the design of

hazard maps is described, providing the starting point for any planning constraints in general settlement planning schemes.

The final contribution contained in this Special Issue is presented by Makitov et al. (2016) on research of hailstorm formation and its development over the central part of the Northern Caucasus. The authors report radar observations which provide the base for further computation and which were carried out continuously from the moment of the first radar echo registration until complete dissipation of the hailstorm. The distribution of the hailstorms first radar echo formation zones over the study area was compiled, and areas with the maximum frequency of the hailstorms first radar echo formation were defined. Hailstorm trajectories were analyzed, and the dynamic parameters of the hail core formation and development were evaluated. The paper ends with a comparison of hail storm characteristics in the Northern Caucasus with the hail storms of Mendoza, Argentina, and Alberta, Canada.

References

1. Agafonova SA, Frolova NL, Krylenko IN, Sazonov AA, Golovlyov PP (2016) Dangerous ice phenomena on the lowland rivers of European Russia. *Natural Hazards*, doi: 10.1007/s11069-016-2580-x.
2. Borisenkov EP, Pasetskii VP (1988) *Tysyacheletnyaya letopis' neobychnykh yavlenii prirody* [Thousand-years chronicle of unusual natural events]. Moscow, Mysl'. 522 p [in Russian]
3. Frolova NI, Larionov VI, Bonnin J, Sushchev SP, Ugarov AN, Kozlov MA (2016a) Seismic risk assessment and mapping at different levels. *Natural Hazards*, doi: 10.1007/s11069-016-2654-9
4. Frolova NI, Larionov VI, Bonnin J, Sushchev SP, Ugarov AN, Kozlov MA (2016b) Loss caused by earthquakes: rapid estimates. *Natural Hazards*, doi: 10.1007/s11069-016-2653-x
5. Frolova NL, Kireeva MB, Magrickiy DV, Bologov MB, Kopylov VN, Hall J, Semenov V.A., Kosolapov AE, Dorozhkin EV, Korobkina EA, Rets EP, Akutina Y, Djamaalov RG, Efremova NA, Sazonov AA, Agafonova SA, Belyakova PA (2016c) Hydrological hazards in Russia: origin, classification, changes and risk assessment. *Natural Hazards*, doi: 10.1007/s11069-016-2632-2
6. Kazakova E, Lobkina V, Gensiorovskiy Y, Zhiruev S (2016) Large-scale assessment of avalanche and debris flow hazards in the Sakhalin region, Russian Federation. *Natural Hazards*, doi: 10.1007/s11069-016-2431-9
7. Kazeev A, Postoev G (2016) Landslide investigations in Russia and the former USSR. *Natural Hazards*, doi: 10.1007/s11069-016-2688-z
8. Magritsky D, Lebedeva S, Skripnik E (2016) Hydrological hazards at mouths of the Northern Dvina and the Pechora rivers, Russian Federation. *Natural Hazards*, doi: 10.1007/s11069-016-2673-6
9. Makitov VS, Inyukhin VS, Kalov HM, Kalov RH (2016) Radar research of hailstorm formation and development over the central part of Northern Caucasus (Russia). Organization and main results of the regional hail suppression projects. *Natural Hazards*, doi: 10.1007/s11069-016-2433-7
10. Osipov VI, Larionov VI, Burova VN, Frolova NI, Sushchev SP (2017) Methodology of natural risk assessment in Russia. *Natural Hazards*, doi: 10.1007/s11069-017-2780-z

11. Perov V, Chernomorets S, Budarina O, Savernyuk E, Leontyeva T (2017) Debris flow hazards for mountain regions of Russia: regional features and key events. *Natural Hazards*, doi: 10.1007/s11069-017-2841-3
12. Shalikovskiy A, Kurganovich K (2016) Flood hazard and risk assessment in Russia. *Natural Hazards*, doi: 10.1007/s11069-016-2681-6
13. Shoigu SK (2005) Atlas prirodnnykh i tekhnogennykh opasnostei i riskov chrezvychainykh situatsii v Rossiiskoi Federatsii [Atlas of natural and technogenic dangers and risks of emergency situations in Russian Federation]. Moscow, "Dizain. Informatsiya. Kartografiya", 269 p [in Russian]
14. Vinogradova TA, Vinogradov AY (2017) The experimental debris flows in the Chemolgan river basin. *Natural Hazards*, doi: 10.1007/s11069-017-2853-z

СПИСОК АВТОРОВ

LIST OF AUTHORS

ФИО Name	Электронный адрес E-mail	Раздел I; Раздел II	Стр. Page
Агеев И.В. <i>I.V. Ageev</i>		II	31
Алтухов А.В. <i>A.V. Altukhov</i>		I; II	74; 89
Беляков В.В. <i>V.V. Belyakov</i>	nauka@nntu.ru	I	16, 88
Береснев П.О. <i>P.O. Beresnev</i>		I	16, 88
Бу А.Б. <i>A.B. Bu</i>		I; II	74, 89
Бурдуковский М.Л. <i>M.L. Burdukovskiy</i>		I	111
Верховов К.В. <i>K.V. Verkhovov</i>	konstantin_verhovov@mail.ru	I	26
Виноградов А.Ю. <i>A.Y. Vinogradov</i>	gd@npogtp.ru	I	96
Виноградова Т.А. <i>T.A. Vinogradova</i>	vinograd1950@mail.ru	I	96
Волков А.В. <i>A.V. Volkov</i>		I	80
Гарцман Б.И. <i>B.I. Gartsman</i>		I	111
Генсиоровский Ю.В. <i>Y.V. Gensiorovskiy</i>	gensiorovskiy@mail.ru	I; II	130,135; 26,55,102
Глазырин Г.Е. <i>G.E. Glazyrin</i>		I	118
Гребенников П.В. <i>P.V. Grebennikov</i>		I	64
Грицук И.И. <i>I.I. Gritsuk</i>	grizli2881@mail.ru	I	125
Губарева Т.С. <i>T.S. Gubareva</i>		I	11
Долгополова Е.Н. <i>E.N. Dolgopolova</i>		I	125
Дроздова Ю.А. <i>Ju.A. Drozdova</i>		II	37
Ефремов Ю.В. <i>Yu.V. Efremov</i>	efremov_kubsu@mail.ru	II	16
Жданов В.В. <i>V.V. Zhdanov</i>	Zhdanovvitaliy@yandex.ru	II	50
Замятина Э.В. <i>E.V. Zamyatina</i>		I	125

Зайко Ю.С. <i>J.S. Zayko</i>	juliazaiko@yandex.ru	II	22
Зезюлин Д.В. <i>D.V. Zeziulin</i>		I	88
Истомина Е.А. <i>E.A. Istomina</i>		I	93
Ионов Д.Н. <i>D.N. Ionov</i>		I	125
Казаков Н.А. <i>N.A. Kazakov</i>	kazakovna@fegi.ru	I; II	54,58,118,140; 26,55,102
Казакова Е. Н. <i>E.N. Kazakova</i>	kazakova-e-n@ya.ru	I; II	31,58,130; 108
Кожевникова Н.К. <i>N.K. Kozhevnikova</i>		I	111
Колотлин В.Е. <i>V.E. Kolotlin</i>		I	16
Комаров А.Ю. <i>A.Y. Komarov</i>	ankom9@gmail.com	I; II	64, 130
Кондратьев В.Г. <i>V.G. Kondratiev</i>	v_kondratiev@mail.ru	II	114
Кононов И.А. <i>I.A. Kononov</i>	kononovia@fegi.ru	I; II	54,58,69; 120
Кураков С.А. <i>S.A. Kurakov</i>	ksa@imces.ru	I	103
Куркин А.А. <i>A.A. Kurkin</i>		I	16, 88
Кюль Е.В. <i>E.V. Kyul</i>	elenakyul@mail.ru	II	62, 67, 73, 78
Ларченко А.В. <i>A.V. Larchenko</i>		II	31
Лапердин В.К. <i>V.K. Laperdin</i>	laperdin@crust.irk.ru	II	83
Лебедева Л.С. <i>L.S. Lebedeva</i>		I	96
Лобкина В.А. <i>V.A. Lobkina</i>	lobkinava@fegi.ru	I; II	31, 43, 130; 108, 120
Ложкомоев В.В. <i>V.V. Lozhkomoev</i>		I; II	74, 89
Лупаков С.Ю. <i>S.Yu. Lupakov</i>		I	111
Макаров В.С. <i>V.S. Makarov</i>	makvl2010@gmail.com	I	16, 88
Макарьева О.М. <i>O.M. Makarieva</i>		I	96
Максютова Е.В. <i>E.V. Maksyutova</i>	emaksyutova@yandex.ru	I	93, 108
Малашенко А.Е. <i>A.E. Malashenko</i>		I	16, 88

Масликова О.Я. <i>O. Ja. Maslikova</i>	oksana68@mail.ru	I	125
Минаев Д.Д. <i>D.D. Minaev</i>		I	88
Михалев М.В. <i>M.V. Mikhalev</i>	mvmikhaliov@yandex.ru	I	43
Музыченко А.А. <i>A.A. Muzychenko</i>	nestra1@yandex.ru	I	54
Нестерова Н.В. <i>N.V. Nesterova</i>		I	96
Орляковский А.В. <i>A.V. Orlyakovskiy</i>		I	111
Осокин Н.И. <i>N.I. Osokin</i>	osokin@igras.ru	I	48
Павлов В.В. <i>V.V. Pavlov</i>		I	54, 58
Паршукова О.В. <i>O.V. Parshukova</i>	cdmi_parshukovaov@dvgd.ru	I; II	74, 89
Пильгаев С.В. <i>S.V. Pilgaev</i>		II	31
Пиманкина Н.В. <i>N.V. Pimankina</i>	pimankina@mail.ru	II	125
Порубов Д.М. <i>D.M. Porubov</i>		I	16, 88
Потапов А.А. <i>A.A. Potapov</i>		II	120
Родионова П.М. <i>P.M. Rodionova</i>	polya.rodionova356@gmail.com	II	130
Рыбальченко С.В. <i>S.V. Rybalchenko</i>	rybalchenko_sv@mail.ru	I	26
Рябчиков М.В. <i>M.V. Ryabchikov</i>		I	80
Селиверстов Ю.Г. <i>Y.G. Seliverstov</i>		I; II	64; 130
Сосновский А.В. <i>A.V. Sosnovsky</i>	a_sosnovsky@mail.ru	I	48
Сократов С.А. <i>S.A. Sokratov</i>	sokratov@geogr.msu.ru	I	64, 140
Степнова Ю.А. <i>Y.A. Stepnova</i>		I	69
Тарбеева А.М. <i>A.M. Tarbeeva</i>		I	111
Турчанинова А.С. <i>A.S. Turchaninova</i>		II	130
Ухова Н.Н. <i>N.N. Uhova</i>	nat_ukhova@crust.irk.ru	I	43
Федоренко Ю.В. <i>Yu.V. Fedorenko</i>		II	31

Федотова Д.А. <i>D.A. Fedotova</i>	fedotdaria@gmail.com	II	136
Филатов В.И. <i>V.I. Filatov</i>		I	16, 88
Филатов М.В. <i>M.V. Filatov</i>		II	31
Чеботарёв С.И. <i>S.I. Chebotaryov</i>	dcm_chebotarevsi@dvgd.ru	I; II	74, 89
Челноков Г.А. <i>G.A. Chelnokov</i>		I	14
Черноус П.А. <i>P.A. Chernous</i>	pchernous48@gmail.com	II	31
Шамов В.В. <i>V.V. Shamov</i>	vlshamov@yandex.ru	I	111
Шейко В.В. <i>V.V. Sheiko</i>	viktorsheiko@mail.ru	I	135
Шекман Е.А. <i>E.A. Shekman</i>		I	14
Шныпарков А.Л. <i>A.L. Shynparkov</i>	malyn2006@yandex.ru	I	140
Эглит М.Э. <i>M.E. Eglit</i>	m.eglit@mail.ru	II	22, 37
Якубенко А.Е. <i>A.E. Yakubenko</i>		II	37
S. Bakkehoi		II	95
S. Fuchs	sven.fuchs@boku.ac.at	I	140
Y. Ito	y_ito@bosai.go.jp	II	44
E. Hestnes	erik@trollfaret.no	II	95
H. Hirashima		II	44
C. Jaedicke		II	95
V. Jomelli		I	140
C. de Jong	dejong.carmen@neuf.fr	II	142
N. Maeno		I	20
K. Mori		II	42
H. Motoyoshi		II	44
M. Nemoto		II	44
K. Nishimura	knishi@nagoya-u.jp	II	42
A. Patra		II	42
D. Pinto		II	142
S. Takahashi		II	148
K. Tsunematsu		II	42
S. Yamaguchi	yamasan@bosai.go.jp	II	44

Для заметок