

Дальневосточный
геологический
институт ДВО РАН

Far East Geological
Institute of the Far
Eastern Branch of
Russian Academy of
Science



Правительство
Сахалинской
области

The government of
the Sakhalin region



Международное
гляциологическое
общество

The International
Glaciological
Society

**СКБ САМИ
ДВО РАН**

Специальное
конструкторское бюро
средств автоматизации
морских исследований
ДВО РАН

Special Design Office of
the Automation Devices
for Marine Research of
the Far East Branch of
Russian Academy of
Science



**ПРАВИТЕЛЬСТВО
САХАЛИНСКОЙ
ОБЛАСТИ**



**СКБ САМИ
ДВО РАН**

Международный симпозиум «Физика, химия и механика снега»

International Symposium Physics, Chemistry and Mechanics of snow



Тезисы докладов
Abstracts

Южно-Сахалинск
2011

Yuzno-Sakhalins



**Тезисы докладов
Международного симпозиума
«Физика, химия и механика снега»
Южно-Сахалинск, Россия,
12 - 17 июня 2011 г.**



**Abstracts of the
International Symposium
Physics, Chemistry and Mechanics of snow**

Yuzhno-Sakhalinsk
12–17 June 2011



УДК: 551.321+551.322+551.578+551.579+543.2+556.124
ББК 26.222.8

В сборнике представлены тезисы докладов Международного научного симпозиума «Физика, химия и механика снега» (12-17 июня 2011 г., г. Южно-Сахалинск). Доклады симпозиума посвящены рассмотрению фундаментальных аспектов исследования физических, химических и механических свойств снежного покрова, оценке современного уровня фундаментальных знаний о снеге и снежном покрове и перспективам исследования их фундаментальных свойств.

In the collection theses of reports of the International Scientific Symposium «Physics, chemistry and mechanics of snow» (Yuzhno-Sakhalinsk, June, 12-17, 2011). Symposium reports are devoted consideration of fundamental aspects of research of physical, chemical and mechanical properties of a snow cover, an estimation of modern level of fundamental knowledge of snow and a snow cover and prospects of research of their fundamental properties.

Редакционная коллегия:

Ответственный редактор – Н.А. Казаков, к.г.-м.н.

Редакторы:

С.А. Сократов, к.г.н.

Е.Н. Казакова

В.А. Лобкина

ISBN 978-5-904521-06-6

ОРГАНИЗАТОРЫ

- Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
- Правительство Сахалинской области
- Международное гляциологическое общество
- Специальное конструкторское бюро средств автоматизации морских исследований ДВО РАН

Финансовая поддержка

- Правительство Сахалинской области
- Автономная некоммерческая организация научно-исследовательский центр «Геодинамика»
- Дальневосточное отделение РАН

ORGANIZERS

Far East Geological Institute of the Far Eastern Branch of Russian Academy of Science

Government of the Sakhalin region

International Glaciological Society

Special Design Office of the Automation Devices for Marine Research of the Far East Branch of Russian Academy of Science

Financial support

Government of the Sakhalin region

Autonomous Non-Commercial Organization Scientific Research Centre “Geodynamiks”

Far Eastern Branch of Russian Academy of Science

ОРГАНИЗАТОРЫ

Со-председатель: академик Ханчук А.И., директор ДВГИ ДВО РАН.

Со-председатель.: Хорошавин А.В., губернатор Сахалинской области.

Со-председатель: Magnús Már Magnússon, Secretary General International Glaciological Society.

Заместители председателя:

к.г.-м.н. Казаков Н.А., Сахалинский филиал ДВГИ ДВО РАН, лаборатория лавинных и селевых процессов;

к.г.н., Сократов С.А., Географический ф-т МГУ имени М.В.Ломоносова, НИЛ лавин и селей;

к.э.н. Хоточкин С.В., заместитель председателя Правительства Сахалинской области.

Ответственный секретарь: Генсиоровский Ю.В., СФ ДВГИ ДВО РАН.

ОРГКОМИТЕТ

академик Григорян С.С. (МГУ, РФ);

академик Котляков В.М. (Институт географии РАН, РФ);

д.г.н. Голубев В.Н. (МГУ, РФ);

д.г.н. Саватюгин Л.М. (ААНИИ, РФ);

к.т.н. Елифанов В.П. (Институт проблем механики РАН, РФ);

к.т.н. Малашенко А.Е. (СКБ САМИ ДВО РАН, РФ);

к.г.н. Черноус П.А. (Центр лавинной безопасности ОАО «Апатит», РФ);

к.г.н. Шныпарков А.Л.(НИЛ лавин и селей МГУ, РФ);

к.п.н. Молчанов К.Я., министерство экономического развития Сахалинской области;

проф., д.г.н. Глазырин Г.Е. (National University of Uzbekistan);

Dr . Adams E. E. (Montana State University, USA);

Dr. Bartelt P. (WSL/SLF, Switzerland);

Dr. Domine F. (Université Joseph Fourier, France)

Dr. Sato A. (Japanese Society of Snow and Ice, Japan);

Dr. Schneebeli M. (WSL/SLF, Switzerland).

ПРОГРАММНЫЙ КОМИТЕТ

к.г.-м.н. Казаков Н.А. (СФ ДВГИ ДВО РАН, РФ);
к.г.н., Сократов С.А. (МГУ, РФ);
Dr. Bartelt P. (WSL/SLF, Switzerland);
Dr. Sato A. (Japanese Society of Snow and Ice, Japan)

РЕДАКЦИОННЫЙ КОМИТЕТ

Dr. Jacka Jo (Chief editor) (Australia);
Dr. Adams Ed., (Montana State University, USA);
Dr. Bartelt P. (WSL/SLF, Switzerland);
Dr. Nishimura K. (Nagoya University, Japan);
Srivastava P.K. (Snow and Avalanches Study Establishment,
India);
Dr. Schneebeli M. (WSL/SLF, Switzerland);
к.г.н., Сократов С.А. (МГУ, РФ).

РАБОЧАЯ ГРУППА

Боброва Д.А., Жируев С.П., Казакова Е.Н., Кононов
И.А., Лобкина В.А., Окопный В.И., Рыбальченко С.В.,
Ставнийчук В.К. (ДВГИ ДВО РАН, лаборатория лавинных
и селевых процессов)

ORGANIZERS

Co-chairman: Academician RAS Khanchuk A.I., director FEGI FEB RAS;

Co-chairman: Khoroshavin A.V., Governor of the Sakhalin Region;

Co-chairman: Magnússon Magnús Már, Secretary General, International Glaciological Society.

Deputy chairmen:

Dr. Kazakov N.A., Laboratory of Avalanches and Debris Flow Research, Sakhalin Department of FEGI FEB RAS;

Dr. Sokratov S.A., Laboratory of Snow Avalanches and Debris Flows, Faculty of Geography, Moscow State University (MSU);

Dr. Khotochkin S., Deputy Chairman, Sakhalin region Government

Senior secretary: Gensiorovskiy Yu.V., Sakhalin Department of FEGI FEB RAS.

ORGANIZING COMMITTEE

Academician RAS Grigoryan S. S. (Moscow State University, Russia)

Academician RAS Kotlyakov V.M. (Institute of Geography RAS, Russia);

Dr. Adams E.E. (Montana State University, USA);

Dr. Bartelt P. (WSL/SLF, Switzerland);

Dr. Chernouss P.A. (Center for Avalanche Safety of ‘Apatit’ JSC, Russia);

Dr. Domine F. (Université Joseph Fourier, France)

Dr. Savatyugin L.M.. (Arctic Antarctic Research Institute, Russia);

Dr. Epifanov V.P. (Institute of Problems in Mechanics RAS, Russia);

Dr. Molchanov K.Y., Department of economic development of the Sakhalin Region;

Dr. Glazyrin G.E. (National University of Uzbekistan, Uzbekistan);

Dr. Golubev V.M. (Moscow State University, Russia);

Dr. Malashenko A.E. (SDO ADMR FEB RAS);
Dr. Molchanov K., Ministry of Economic Development of Sakhalin region
Dr. Sato A. (Japanese Society of Snow and Ice, Japan);
Dr. Schneebeli M. (WSL/SLF, Switzerland);
Dr. Shnyparkov A.L. (Laboratory of Snow Avalanches and Debris Flows, Faculty of Geography MSU, Russia).

PROGRAMME COMMITTEE

Dr. Bartelt P. (WSL/SLF, Switzerland);
Dr. Kazakov N.A. (Sakhalin Department of FEGI FEB RAS);
Dr. Sato A. (Japanese Society of Snow and Ice, Japan);
Dr. Sokratov S.A. (Faculty of Geography, MSU).

PUBLICATION COMMITTEE

Dr. Jacka Jo (Chief editor IGS) (Australia);
Dr. Adams E. (Montana State University, USA);
Dr. Bartelt P. (WSL/SLF, Switzerland);
Dr. Nishimura K. (Nagoya University, Japan);
Dr. Schneebeli M. (WSL/SLF, Switzerland);
Dr. Sokratov S.A. (Faculty of Geography, MSU).
Srivastava P.K. (Snow and Avalanches Study Establishment, India);

LOCAL ORGANIZING GROUP

Laboratory of Avalanches and Debris Flow Research of Sakhalin Department of FEGI FEB RAS: Bobrova D.A., Kazakova E.N., Kononov I.A., Lobkina V.A., Okopniy V.I., Rybalchenko S.V., Stavniychuk V.K., Zhiruev S.P.



Уважаемые друзья!

Я рад приветствовать участников и организаторов Международного научного симпозиума «Физика, химия и механика снега»! Для развития научной мысли и прикладных исследований в сфере гляциологии это мероприятие является важным событием.

В симпозиуме принимают участие учёные из 46 организаций Российской Федерации и из 10 зарубежных стран. Более 100 авторов предоставили свои научные материалы, посвященные различным аспектам исследования снежного покрова.

Сахалинская область по своим природно-климатическим условиям приравнена к субарктическим районам Земли, территория которой, большую часть года находится под глубоким снежным покровом. И с этой точки зрения, выбор Южно-Сахалинска в качестве места проведения симпозиума совершенно оправдан.

Обильные снегопады, активная циклоническая деятельность, резкие перепады температур – все это создает огромные риски для хозяйственной деятельности островитян, их здоровья и безопасности. Поэтому изучение данной проблематики, выработка научных прогнозов и практических рекомендаций имеет особое значение для нас.

Надеюсь, что Сахалин для вас станет значимой площадкой, где вы сможете обсуждать разные вопросы, которые вас волнуют. Такие встречи должны быть регулярными и это станет хорошей традицией. Желаю вам интересных и продуктивных дискуссий, новых проектов и открытий! Удачи и всего наилучшего!

**А. Хорошавин,
Губернатор Сахалинской области**

Dear friends!

I am glad to welcome participants and organizers of the International scientific symposium «Physics, chemistry and mechanics of snow»! For development of scientific thought and applied researches in glaciology sphere this action is important event.

Scientists take part in a symposium from 46 organizations from Russian Federation and 10 foreign countries. More than 100 authors have given the scientific materials devoted to various aspects of research of a snow cover.

On the environmental and climatic conditions of Sakhalin region is equal to subarctic areas of the Earth. Its territory is under a deep snow cover most part of year. And from this point of view, the select of Yuzhno-Sakhalinsk as a symposium venue is absolutely justified.

heavy snowfalls, strong cyclonic activity, harshness temperature difference are creates a huge risks for economic activities of islanders, their health and safety. Therefore studying of the given problematics, development of scientific forecasts and practical recommendations are special value for us. I hope that Sakhalin Island becomes a significant platform for you where you can discuss different questions which excite you. Such meetings should be regular and it becomes good tradition. I wish you the interesting and productive discussions, new projects and opening!

Good luck and all the best!

**A.V. Khoroshavin,
Governor of the Sakhalin Region**



Международный научный симпозиум «Физика, химия и механика снега» проводится по инициативе Дальневосточного геологического института ДВО РАН при поддержке Дальневосточного отделения

Российской академии наук и посвящён рассмотрению фундаментальных аспектов исследования снежного покрова в естественном залегании. Цель симпозиума – дать оценку современному уровню фундаментальных знаний о снеге и снежном покрове, определить направление перспективных исследований фундаментальных свойств снега и снежного покрова и пути решения прикладных задач.

При определении тематики симпозиума учитывалось, что проводимые в России научные мероприятия, посвящённые исследованию снега, по большей части рассматривают географические и гидрометеорологические стороны изучения снежного покрова, а специализированных научных мероприятий, посвящённых исследованию физических, химических и механических свойств снежного покрова в его естественном залегании не проводится.

В Дальневосточном регионе РФ симпозиум «Физика, химия и механика снега» – первый научный форум, посвящённый исследованию снежного покрова.

В настоящее время в научных организациях Российской академии наук, расположенных в Сахалинской области проводятся перспективные научные исследования в области изучения физических и химических свойств снежного покрова и моделирования снежного покрова.

Представляется важным ознакомить зарубежных учёных с результатами исследований снега и снежного покрова, которые проводятся Российскими и, в том числе, Дальневосточными научными организациями.

Я надеюсь, что симпозиум будет способствовать укреплению связей и расширению контактов как между Российскими, так между зарубежными научными организациями и исследователями.

**Академик А.И. Ханчук,
Член президиума РАН,
первый заместитель Председателя Дальневосточного
отделения РАН,
директор Дальневосточного геологического инсти-
тута ДВО РАН**

International symposium «Physics, chemistry and mechanics of snow» is organized at the initiative of the Far East geological institute under the aegis of the Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences to consider basic aspects of natural snow cover research. The main purpose of the symposium is assessment of current fundamental knowledge of snow and snow-cover, discussion of perspective studies of fundamental snow and snow cover characteristics, and application of the obtained results.

The topic of the symposium accounts the fact that most of the earlier scientific meetings on snow and snow cover research in Russia dealt with geographic and hydrometeorological aspects, and there were no conferences on physical, chemical, and mechanical properties of the snow.

This symposium is the first scientific event devoted to snow cover research ever convened in the Russian Far East.

Perspective research of snow cover physical and chemical characteristics and modeling are carried out by Sakhalin institutions of Russian Academy of Sciences.

This symposium is a good opportunity to acquaint foreign colleagues with the results of snow and a snow cover research obtained by Russian specialists, the Far Eastern inclusive.

Hope this meeting will contribute to international cooperation and contacts expansion between both Russian and foreign scientific institutions and experts.

**Academician A.I. Khanchuk,
Member of the presidium of Russian Academy of
Sciences,
first Vice-President of the Far Eastern Branch of Russian
Academy of Sciences,
director of the Far East geological institute of Far Eastern
Branch of Russian Academy of Sciences.**



Dear Participant

On behalf of the International Glaciological Society (IGS), I would like to add my welcome to you, to the International Symposium on Physics, Chemistry and Mechanics of Snow. IGS is delighted to be involved as a co-sponsor in this meeting. We believe that this may be

the first of a long series of symposia on this topic, and we look forward to being involved in future meetings, and in future close co-operation with our Russian colleagues. I would also like to extend an invitation to those of you who are not already members of the IGS, to join the Society. I am sorry that due to other commitments, I cannot be there in person. I believe you will have an interesting and productive experience in Sakhalin.

As you probably know, the IGS publishes the *Journal of Glaciology*, a refereed scientific journal that is produced six times a year. *ICE*, the news bulletin of the IGS, is published three times a year and contains reports on snow and ice investigations around the world, news of symposia and meetings, a glaciological diary, and other news of particular interest to those involved in any aspect of snow and ice. *Annals of Glaciology* is our refereed thematic scientific journal on a wide range of glaciological and related subjects. IGS has decided to publish an *Annals of Glaciology* volume on the Physics, Chemistry and Mechanics of Snow, and we are now call upon you to submit scientific papers for consideration for this volume.

Already we are in the process of planning future meetings, which will include several aspects of glaciology. Next year we are running a symposium in Finland on 'Seasonal snow and Ice' and another in Alaska on 'Glaciers and Ice Sheets in a Warming Climate'. We are planning more symposia several years into the future. So there is much to look forward to. Please keep checking our website (www.igsoc.org) for the latest news.

I hope you enjoy this Symposium, and I look forward to meeting you at future symposia on this and related topics.

Yours sincerely

Magnús Már Magnússon,
Secretary General of
International
Glaciological Society

Дорогие Участники!

От имени Международного Гляциологического Общества (IGS) я приветствую Вас, участников Международного Симпозиума «Физика, химия и механика снега». IGS рад выступить со-организатором симпозиума. Мы полагаем, что этот симпозиум может стать первым из длинной серии симпозиумов, посвящённых этой тематике. Мы надеемся на своё участие в будущих встречах и на тесное сотрудничество с нашими Российскими коллегами. Я приглашаю тех из Вас, кто ещё не вступил в члены IGS, присоединиться к Обществу.

Я сожалею, что из-за других обязательств не могу присутствовать на симпозиуме лично. Я полагаю, симпозиум на Сахалине пройдет интересно и продуктивно.

Как Вы знаете, IGS издает рецензируемый научный журнал «Journal of Glaciology», который выходит шесть раз в год. «ICE», бюллетень IGS, издаётся три раза в год и содержит отчеты об исследованиях снега и льда во всем мире, новостях о симпозиумах и встречах, материалы гляциологических наблюдений, и других интересных новостях об исследовании снега и льда. «Annals of Glaciology» - наш рецензируемый тематический научный журнал по обширной тематике гляциологии и связанных с ней наук. IGS принял решение об издании номера «Annals of Glaciology», полностью посвящённого симпозиуму «Физика, химия и механика снега», и мы призываем Вас предоставить научные статьи для публикации в этом номере журнала.

Сейчас мы планируем организацию будущих симпозиумов, посвященных разным вопросам гляциологии. В следующем году мы проводим в Финляндии симпозиум «Сезонный снег и лёд» и на Аляске – «Ледники и ледовый покров в тёплом климате». Мы планируем в ближайшие годы увеличить количество симпозиумов. Таким образом, нас ожидает много интересных встреч. Пожалуйста, не забывайте смотреть новости на нашем веб-сайте (www.igsoc.org).

Я надеюсь, что Вы наслаждаетесь работой на Симпозиуме «Физика, химия и механика снега», и надеюсь встретить Вас на будущих гляциологических симпозиумах.

Искренне Ваш

Magnús Már Magnússon,
Генеральный секретарь
Международного Гляциологического Общества

Содержание

РАЗДЕЛ I. ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ СНЕГА И СНЕЖНОГО ПОКРОВА; МЕТОДЫ ИХ ИССЛЕДОВАНИЯ	
PART I. CHEMICAL PROPERTIES AND MINERAL COMPOSITION OF SNOW AND SNOW COVER: METHODS OF INVESTIGATION	27
ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАГРЯЗНЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА УРБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЙ (НА ПРИМЕРЕ РАЙОНА ЛЕФОРТОВО Г. МОСКВЫ)	
<i>Галицкая И. В., Румянцева Н.А.</i>	28
STUDY OF SNOW COVER CONTAMINATION OF URBAN AREAS (LEFORTOVO DISTRICT, MOSCOW)	
<i>I.V. Galitskaya, N.A. Rumyantseva</i>	30
ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ НЕРАСТВОРИМЫХ ЧАСТИЦ В СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ ЮЖНОГО САХАЛИНА (ДАННЫЕ ЭЛЕКТРОННОЙ МИКРОСКОПИИ И ИК-СПЕКТРОСКОПИИ)	
<i>Иванов В.В., Казаков Н.А., Колесова Л.Г., Бушкарёва К.Ю., Нарнов Г.А.</i>	33
MATTER COMPOSITION OF INSOLUBLE PARTICLES IN SNOW COVER OF SOUTH SAKHALIN (DATA OF ELECTRON MICROSCOPY AND IR-SPECTROSCOPY)	
<i>V.V. Ivanov, N.A. Kazakov, L.G. Kolesova, K. Yu. Bushkareva, G.A. Narnov</i>	36
ЗАВИСИМОСТЬ СОДЕРЖАНИЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕТАЛЛОВ В СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ ЮГА САХАЛИНА ОТ ПРИРОДНЫХ И АНТРОПОГЕННЫХ ФАКТОРОВ	
<i>Казакова Е.Н., Лобкина В.А., Боброва Д.А., Рыбальченко С.В.</i>	38
DEPENDENCE OF THE CONTENT AND DISTRIBUTION OF METALS IN SNOW COVER ON NATURAL AND ANTHROPOGENIC FACTORS (SOUTHERN SAKHALIN)	
<i>E.N. Kazakova, V.A. Lobkina, D.A. Bobrova, S.V. Rybal'chenko</i>	39

МИГРАЦИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ИЗ МОРСКОЙ
ВОДЫ С ИХ ПОСЛЕДУЮЩЕЙ АККУМУЛЯЦИЕЙ В СНЕЖНОМ
ПОКРОВЕ (юг о. Сахалин)

*Лобкина В.А., Казакова Е.Н., Рыбальченко С.В.,
Боброва Д.А.*41

MIGRATION OF CHEMICAL ELEMENTS FROM SEA WATER
AND THEIR ACCUMULATIONS IN A SNOW COVER

*Lobkina V.A., Kazakova E.N., Rybal'chenko S.V.,
Bobrova D.A.*43

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ КАК ИНДИКАТОР ТЕХНОГЕННОГО ЗА-
ГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРНОГО ВОЗДУХА НА ГОРНЫХ ОБЪЕК-
ТАХ СОЛНЕЧНОГО ГОКА

Новороцкая А.Г.44

SNOW COVER AS AN INDICATOR OF TECHNOGENIC
POLLUTION OF ATMOSPHERE AIR AT THE SOLNECHNY MINING
AND PROCESSING COMPLEX

A.G. Novorotskaya.46

АККУМУЛЯЦИЯ СИЛЬНОМАГНИТНЫХ СФЕРИЧЕСКИХ ЧА-
СТИЦ СНЕЖНЫМ ПОКРОВОМ ЗЕМЛИ

Седьмов Н.А., Залуцкий А.А.49

ACCUMULATION OF STRONGLY MAGNETIC SPHERICAL
PARTICLES BY SNOW-COVER OF EARTH

N.A. Sedmov, A.A. Zalutskiy.52

РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ ЮЖНОЙ
ЧАСТИ ОСТРОВА САХАЛИН, ДАЛЬНИЙ ВОСТОК

*Харитонов Н.А., Челноков Г.А., Зарубина Н.В., Лобки-
на В.А., Рыбальченко С.В., Боброва Д.А., Казакова Е.Н.* 54

TRACE ELEMENTS IN SNOW DEPOSITED AT THE SOUTHERN
END OF SAKHALIN ISLAND, FAR EAST OF RUSSIA

*N.A. Kharitonova, G.A. Chelnokov, N.V. Zarubina, V.A.
Lobkina, S.V. Rybalchenko, D.A. Bobrova, E.N. Kasakova* .55

FORMALDEHYDE AND HYDROGEN PEROXIDE
CONCENTRATIONS IN SPRING SNOW COVER AT
MURODODAIRA, MOUNT TATEYAMA, JAPAN

Koichi Watanabe, Daiki Nishimoto, Sachie Ishita,

<i>Yoshitoshi Uehara, Nagisa Eda, Shinji Iwama, Kunio Kawada</i>	57
КОНЦЕНТРАЦИИ ФОРМАЛЬДЕГИДА И ПЕРОКСИДА ВОДОРОДА В ВЕСЕННЕМ СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ НА МУРОДОДАЙРА, ГОРА ТАТЕЯМА, ЯПОНИЯ	
<i>Koichi Watanabe, Daiki Nishimoto, Sachie Ishita, Yoshitoshi Uehara, Nagisa Eda, Shinji Iwama, Kunio Kawada</i>	58
РАЗДЕЛ II. ФИЗИЧЕСКИЕ И МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СНЕГА И СНЕЖНОЙ ТОЛЩИ: ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ И РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ.	
PART II. PHYSICAL AND MECHANICAL PROPERTIES OF SNOW AND SNOW COVER: EXPERIMENTAL DATA AND RESULTS OF MODELING.....	
	59
НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИГРАЦИИ ВОДЯНОГО ПАРА В СНЕГЕ	
<i>Голубев В.Н.</i>	60
SOME PECULIARITIES OF WATER VAPOR MIGRATION IN SNOW	
<i>V.N. Golubev</i>	61
МАССООБМЕН В СИСТЕМЕ АТМОСФЕРА – СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ – ПОДСТИЛАЮЩАЯ ПОВЕРХНОСТЬ	
<i>Голубев В.Н., Фролов Д.М.</i>	62
MASS EXCHANGE IN THE SYSTEM OF ATMOSPHERE – SNOW COVER - GROUND	
<i>V.N. Golubev, D.M.Frolov</i>	63
ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СНЕЖНОЙ ТОЛЩИ: МЕТОДЫ, АППАРАТУРА, ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ И ПЕРСПЕКТИВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ	
<i>Епифанов В.П., Осокин Н.И.</i>	64
PHYSICO-MECHANICAL PROPERTIES OF SNOWPACK: METHODS, EQUIPMENT, EXPERIMENTAL DATA AND PROMISING RESEARCH DIRECTIONS	
<i>V.P. Epifanov, N.I. Osokin</i>	66
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЕСА ЛЕДЯНЫХ КРИСТАЛЛОВ В СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ	
<i>Казаков Н. А.</i>	68

EXPERIMENTAL RESEARCHES OF WEIGHT OF ICE CRYSTALS IN A SNOW COVER	
<i>N.A. Kazakov</i>	70
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕ- СКИХ ХАРАКТЕРИСТИК СНЕЖНОГО ПОКРОВА	
<i>Казаков Н. А.</i>	73
EXPERIMENTAL RESEARCHES OF ELECTRIC CHARACTERISTICS OF A SNOW COVER	
<i>N.A. Kazakov</i>	76
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ АКУСТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СНЕГА В ЕСТЕСТВЕННОМ ЗАЛЕГАНИИ	
<i>Казаков Н.А., Кононов И.А., Генсиоровский Ю.В., Малашенко А.Е., Карачун Л.Э., Потапов А.А.</i>	79
EXPERIMENTAL RESEARCH OF SNOW ACOUSTIC PROPERTIES IN NATURAL OCCURRENCE	
<i>N.A. Kazakov, I.A. Kononov, Y.V. Gensiorovsky, A.E. Malashenko, L.E. Karachun, A.A. Potapov</i>	82
МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ АКУ- СТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В УСЛОВИЯХ ЕСТЕСТВЕННОГО ЗАЛЕГАНИЯ	
<i>Карачун Л.Э., Потапов А.А., Прыженцев Н.И., Кононов И.А.</i>	85
TECHNIQUE OF EXPERIMENTAL RESEARCH OF ACOUSTIC PROPERTIES OF SNOW COVER IN CONDITIONS OF NATURAL OCCURENCE	
<i>L.E. Karachyun, A.A. Potapov, N.I. Pryazhentsev, I. A. Kononov</i>	86
ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕР- МИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА	
<i>Осокин Н.И., Сосновский А.В.</i>	89
SPATIO-TEMPORAL CHANGEABILITY OF THERMAL RESISTANCE OF SNOW-COVER	
<i>N.I. Osokin., A.V. Sosnovskiy</i>	91
INFLUENCE OF DIFFUSION OF AQUATIC STEAM ON COEFFICIENT OF EFFECTIVE HEAT CONDUCTIVITY OF SNOW- COVER	

<i>N.I. Osokin., A.V. Sosnovskiy, R.A. Chernov</i>	93
ВЛИЯНИЕ ДИФфуЗИИ ВОДЯНОГО ПАРА НА КОЭФФИЦИЕНТ ЭФФЕКТИВНОЙ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА	
<i>Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А.</i>	93
ИЗМЕНЕНИЕ ПЛОТНОСТИ СНЕЖНЫХ СЛОЕВ В ТЕЧЕНИЕ ЗИМНЕГО СЕЗОНА	
<i>Рыбальченко С.В., Казаков Н.А.</i>	96
CHANGING OF DENSITY OF SNOW LAYERS DURING THE WINTER SEASON	
<i>S.V. Rybal'chenko, N.A. Kazakov</i>	97
КОМПОНЕНТЫ ТЕПЛОПЕРЕНОСА В СНЕГЕ	
<i>Сократов С.А.</i>	99
THE COMPONENTS OF THE HEAT TRANSFER IN SNOW	
<i>S.A. Sokratov</i>	100
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭФФЕКТИВНОГО КОЭФФИЦИЕНТА ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ СНЕГА ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ТЕМПЕРАТУРНЫХ УСЛОВИЯХ	
<i>Чернов Р.А.</i>	101
EXPERIMENTAL DEFINITION OF EFFECTIVE THERMAL CONDUCTIVITY OF SNOW UNDER VARIOUS TEMPERATURE CONDITIONS	
<i>R. Chernov</i>	102
ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РАМОЧНЫХ СДВИГОВЫХ ТЕСТОВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ УСТОЙЧИВОСТИ СНЕГА НА СКЛОНЕ	
<i>Черноус П.А., Барашев Н.В.</i>	104
INTERPRETATION OF SHEAR FRAME TESTS FOR SNOW STABILITY ASSESSMENT	
<i>P.A. Chernous, N.V. Barashev</i>	105
LABORATORY STUDY OF ENTROPY PRODUCTION DURING TEMPERATURE GRADIENT METAMORPHISM	
<i>E.E. Adams, P.J. Staron, D.A. Miller</i>	107
ЛАБОРАТОРНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОИЗВОДСТВА ЭНТРОПИИ В ПРОЦЕССЕ ГРАДИЕНТНОГО МЕТАМОРФИЗМА	
<i>E.E. Adams, P.J. Staron, D.A. Miller</i>	108

REFINEMENT OF MPS METHOD FOR PRACTICAL APPLICATION ON SNOW AVALANCHES	
<i>Hiroataka Kato, Ichiro Kimura, Masaya Otsuki, Yoshihiko Saito, Yasuyuki Shimizu, Evgeny Isenko</i>	111
HYSTERESIS IN THE WATER RETENTION CURVE OF SNOW MEASURED USING A MRI.MAGNETIC RESONANCE IMAGING	
<i>Satoru Adachi, Satoru Yamaguchi, Toshihiro Ozeki, Katsumi Kose</i>	113
ГИСТЕРЕЗИС В КРИВОЙ УДЕРЖИВАНИЯ ВОДЫ СНЕГОМ, ИЗМЕРЕННЫЙ МЕТОДОМ ВИЗУАЛИЗАЦИИ МАГНИТНЫМ РЕЗОНАНСОМ (BMP)	
<i>Satoru Adachi, Satoru Yamaguchi, Toshihiro Ozeki, Katsumi Kose</i>	116
THE DYNAMICS OF MELTING ICE AVALANCHES: LABORATORY EXPERIMENT	
<i>B. Turnbull</i>	119
ДИНАМИКА ЛАВИН С ТАЮЩИМ ЛЬДОМ: ЛАБОРАТОРНЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ	
<i>B. Turnbull</i>	120
DETERMINATION OF REGIONAL EVAPORATION OVER THE TIBETAN PLATEAU BY USING SATELLITE DATA AND THE TIBETAN OBSERVATION AND RESEARCH PLATFORM (TORP) .	
<i>Yaoming Ma, Lei Zhong, Weiqiang Ma</i>	123
ОПРЕДЕЛЕНИЕ РЕГИОНАЛЬНОГО ИСПАРЕНИЯ НА ТИБЕТСКОМ ПЛАТО С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ И ТИБЕТСКОЙ НАБЛЮДАТЕЛЬНОЙ И ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ТНИП)	
<i>Yaoming Ma, Lei Zhong, Weiqiang Ma</i>	124
CHANGE OF SNOW STRENGTH CAUSED BY RAIN	
<i>Yoichi Ito, Hiroki Matsusita, Hiroyuki Hirashima, Yasuhiko Ito, Tomoyuki Noro</i>	125
ИЗМЕНЕНИЕ ПРОЧНОСТИ СНЕГА, ВЫЗЫВАЕМОЕ ДОЖДЁМ	
<i>Yoichi Ito, Hiroki Matsusita, Hiroyuki Hirashima, Yasuhiko Ito, Tomoyuki Noro</i>	126

**РАЗДЕЛ III. СТРУКТУРА, ТЕКСТУРА, СТРАТИФИКАЦИЯ
СНЕЖНОЙ ТОЛЩИ; ПРИБОРЫ, ОБОРУДОВАНИЕ И МЕТО-
ДИКИ ИССЛЕДОВАНИЯ.**

**PART III. STRUCTURE, TEXTURE, STRATIFICATION OF SNOW
COVER: INSTRUMENTS AND METHODS OF INVESTIGATION. 129**

ХАРАКТЕРИСТИКИ СНЕЖНОЙ ТОЛЩИ В УСЛОВИЯХ
АНТРОПОГЕННО ИЗМЕНЕННОГО ЛАНДШАФТА

**Боброва Д.А., Кононов И. А., Рыбальченко С.В.,
Казакова Е.Н. 130**

CHARACTERISTICS OF SNOW COVER IN THE CONDITIONS
OF ANTHROPOGENICALLY MODIFIED LANDSCAPES

**D.A. Bobrova, I.A. Kononov, S.V. Rybal'chenko,
E.N. Kazakova, 132**

ВЛИЯНИЕ МИКРОРЕЛЬЕФА НА СТРУКТУРУ И ТЕКСТУРУ
СНЕЖНОЙ ТОЛЩИ В ОДНОТИПНОМ СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ
КОМПЛЕКСЕ

**Генсиоровский Ю.В., Казаков Н.А., Лобкина В.А.,
Кононов И.А. 134**

EFFECT OF MICRORELIEF ON THE STRUCTURE AND
TEXTURE IN SNOW COVER IN ANALOGOUS STRATIGRAPHICAL
COMPLEXES

**Y.V. Gensiorovskiy, N.A. Kazakov, V.A. Lobkina,
I.A. Kononov 136**

ИДЕНТИФИКАЦИЯ ГОДОВЫХ СЛОЕВ В ФИРНОВОЙ ТОЛЩЕ
ГОРНЫХ ЛЕДНИКОВ

Глазырин Г.Е. 138

IDENTIFICATION OF ANNUAL LAYERS IN FIRN AND ICE
PACK OF MOUNTAINOUS GLACIERS

G.E. Glazirin 139

СТРУКТУРА СНЕГА НА ШПИЦБЕРГЕНЕ В ТЕЧЕНИЕ
ВЕСЕННЕГО СЕЗОНА 2008 -2011

Горюнова Н.В. 141

COMPOSITION OF SNOW IN THE ISFJORDEN AREA,
SVALBARD, IN THE SPRING SEASON DURING 2008-2011.

N.V. Goryunova 141

СТРОЕНИЕ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СНЕЖНОЙ ТОЛЩИ В РАЙОНЕ УНСКОЙ ГУБЫ	
<i>Иванова-Ефимова Е. Н.</i>	143
THE STRUCTURE AND DISTRIBUTION OF SNOW THICKNESS AROUND THE UNSKY GULF OF THE WHITE SEA	
<i>E.N. Ivanova-Efimova</i>	146
МЕТОДИКА СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В СНЕЖНОЙ ТОЛЩЕ: ПРИКЛАДНАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ СНЕЖНОГО ПОКРОВА	
<i>Казаков Н. А., Генсиоровский Ю.В.</i>	149
METHOD OF STRATUM SUPERVISIONS IN A SNOW-COVER: APPLIED CLASSIFICATION OF A SNOW COVER STRUCTURE AND TEXTURE	
<i>N.A. Kazakov, Y.V. Gensiorovskiy</i>	154
СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СНЕЖНОГО ПОКРОВА	
<i>Казаков Н. А., Генсиоровский Ю.В., Жирюев С.П.</i> ..	159
STRATIGRAFIC COMPLEXES OF A SNOW COVER	
<i>N.A. Kazakov, Y.V. Gensiorovskiy, S.P. Zhiruev</i>	162
ЭВОЛЮЦИОННАЯ КОНЦЕПЦИЯ В СТРУКТУРНОМ СНЕГОВЕДЕНИИ	
<i>Коломыц Э.Г.</i>	165
EVOLUTIONARY CONCEPTION IN SNOW STRUCTURE STUDIES	
<i>E.G. Kolomyts</i>	169
ВЫДЕЛЕНИЕ НАИБОЛЕЕ ИНФОРМАТИВНЫХ ПРИЗНАКОВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СТРУКТУРЫ СНЕЖНОГО ПОКРОВА ПО ФОТОГРАФИЯМ ЛЕДЯНЫХ КРИСТАЛЛОВ С ПОМОЩЬЮ НЕЙРОННЫХ СЕТЕЙ	
<i>Кононов И.А.</i>	172
IDENTIFYING THE MOST INFORMATIVE FEATURES FOR DETERMINING THE STRUCTURE OF SNOW COVER FROM THE PHOTO-GRAPHS OF ICE CRYSTALS BY USING NEURAL NETWORKS	
<i>I.A. Kononov</i>	174

НАПРАВЛЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА	
<i>Кузнецова Э.А.</i>	177
RESEARCH DIRECTIONS OF SNOW COVER	
<i>E.A. Kuznetsova</i>	179
PROPERTIES OF NON PERSISTENT WEAK LAYERS OBSERVED IN JAPAN	
<i>Shinji Ikeda, Tomoyuki Noro</i>	181
СВОЙСТВА ВРЕМЕННЫХ СЛОЁВ РАЗРЫХЛЕНИЯ, НАБЛЮДАЕМЫХ В ЯПОНИИ	
<i>Shinji Ikeda, Tomoyuki Noro</i>	181
РАЗДЕЛ IV. МЕТАМОРФИЗМ СНЕЖНОГО ПОКРОВА; ФИ- ЗИЧЕСКОЕ И МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРО- ЦЕССОВ, ПРОИСХОДЯЩИХ В СНЕЖНОЙ ТОЛЩЕ.	
PART IV. SNOW METAMORPHISM: PHYSICAL AND MATHEMATICAL MODELING OF THE PROCESSES TAKING PLACE IN SNOW COVER.	183
САМООРГАНИЗАЦИЯ УПОРЯДОЧЕННЫХ СТРУКТУР В СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ	
<i>Казаков Н. А.</i>	184
SELF-ORGANIZING OF THE ORDERED STRUCTURES IN A SNOW COVER	
<i>N.A. Kazakov</i>	187
МОДЕЛИРОВАНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ЦЕНТРАЛЬ- НОМ КАВКАЗЕ С ПОМОЩЬЮ ОДНОМЕРНОЙ МОДЕЛИ	
SNOWPACK	
<i>Клименко Е.С.</i>	190
SNOWPACK MODEL SIMULATIONS FOR SNOW COVER IN THE CENTRAL CAUCASUS	
<i>E.S. Klimenko</i>	192
МЕТАМОРФИЗМ СНЕЖНОЙ ТОЛЩИ УЧАСТКОВ С РАЗЛИЧ- НОЙ СТЕПЕНЬЮ УВЛАЖНЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ОДНОТИПНОГО СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ЮГА САХАЛИНА)	
<i>Лобкина В.А.</i>	194
METAMORPHISM OF SNOW COVER ON AREAS WITH DIFFERENT DEGREE OF HYDROMORPHIC FACIES (SAKHALIN)	
<i>V.A. Lobkina</i>	196

СПОСОБ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ИЗМЕРЯЕМЫХ ХАРАКТЕРИСТИК МИКРОСТРУКТУРЫ СНЕГА В ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ В ФИЗИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЯХ ГЕОМЕТРИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ (ДЛЯ РАССМОТРЕНИЯ ТЕПЛО- И МАССОПЕРЕНОСА)	
<i>Сократов С.А</i>	198
THE METHOD OF TRANSFORMATION OF THE MEASURED CHARACTERISTICS OF THE SNOW MICROSTRUCTURE INTO GEOMETRIC PARAMETERS ACCEPTED IN PHYSICAL CONSTRUCTIONS (FOR HEAT AND MASS TRANSFER CONSIDERATION)	
<i>S.A. Sokratov</i>	199
ПРОБЛЕМЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ДВИЖЕНИЯ СНЕЖНЫХ ЛАВИН	
<i>Четырбоцкий А.Н.</i>	201
PROBLEMS OF NUMERICAL SIMULATION TRAFFIC AVALANCHES	
<i>A.N. Chetyrbotsky</i>	203
ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЗОННОЙ ЭВОЛЮЦИИ СНЕЖНОЙ ТОЛЩИ В РАЗЛИЧНЫХ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЯХ	
<i>Шмакин А.Б., Сократов В.С.</i>	206
NUMERICAL MODELING OF SNOWPACK SEASONAL EVOLUTION IN VARIOUS NATURAL CONDITIONS	
<i>A.B. Shmakin, V.S. Sokratov</i>	207
SNOW TEMPERATURE DEPENDENCY OF SHEAR STRENGTH INCREASE FOR FACETED CRYSTALS DURING EQUI-TEMPERATURE METAMORPHISM	
<i>Hiroyuki Hirashima, Osamu Abe, and Atsushi Sato</i>	209
ЗАВИСИМОСТЬ УВЕЛИЧЕНИЯ ПРЕДЕЛА ПРОЧНОСТИ ДЛЯ ГРАННЫХ КРИСТАЛЛОВ ПРИ ИЗОТЕРМИЧЕСКОМ МЕТАМОРФИЗМЕ ОТ ТЕМПЕРАТУРЫ СНЕГА	
<i>Hiroyuki Hirashima, Osamu Abe, and Atsushi Sato</i>	210
SNOW METAMORPHISM REVISITED: OBSERVATIONS AND THEORY	
<i>M. Schneebeli, H. Löwe</i>	212

ПЕРЕСМОТР МЕТАМОРФИЗМА СНЕГА: ТЕОРИЯ И ИССЛЕДОВАНИЯ	
<i>M. Schneebeli, Löwe</i>	213
РАЗДЕЛ V. РАЗНЫЕ ВОПРОСЫ СНЕГОВЕДЕНИЯ.	
PART V. DIFFERENT ASPECTS OF SNOW STUDIES.	215
ВЛИЯНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА МОРФОЛИТОДИНАМИ- ЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПЕСЧАНЫХ ПЛЯЖЕЙ СУБАРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ	
<i>Афанасьев В.В., Жируев С.П., Окопный В.И.</i>	216
THE SNOW MANTLE INFLUENCE ON MORPHODYNAMIC PROPERTIES OF THE SAND BEACHES OF THE SUB-ARCTIC SEAS	
<i>V.V. Afanasiev, S.P. Zhiruev, V.I. Okopnii</i>	218
ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТОВ СТАИВАНИЯ СНЕЖНО- ГО ПОКРОВА НА РАВНИНАХ И В ГОРАХ КАЗАХСТАНА	
<i>Благовещенский В.П., Кауазов А. М., Северский И. В.</i> ...	220
CALCULATION OF THE COEFFICIENTS OF SNOW MELTING IN THE PLAINS AND MOUNTAINS OF KAZAKHSTAN	
<i>V.P. Blagoveschenskiy, A.M. Kauazov, I.V. Severskiy</i>	222
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ЛЕДНИКАХ АЛЬДЕГОНДА И ЗАПАДНЫЙ ГРЁНФЬОРД (ШПИЦБЕРГЕН)	
<i>Соловьянова И.Ю., Саватюгин Л.М.</i>	225
SNOW DISTIBUTION ON ALDEGONDA AND WEST GRØNFJORD GLACIERS (SPITSBERGEN)	
<i>I. Solovyanova, L. Savatyugin</i>	227
ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ ГИБЕЛИ ХВОИ У НЕКОТОРЫХ РАС- ТЕНИЙ ПРИ ИХ ЗИМОВКЕ В ТОЛЩЕ СНЕГА	
<i>Шейко В.В., Чабаненко С.И.</i>	229
POSSIBLE CAUSES FOR THE WITHERING AWAY OF THE NEEDLES OF SOME PLANTS DURING THEIR WINTER IN THE THICKNESS OF THE SNOW	
<i>V.V. Sheiko, S.I. Chabanenko</i>	231
СПИСОК УЧАСТНИКОВ / LIST OF PARTICIPANTS	233

Раздел I. Химические свойства и вещественный состав снега и снежного покрова; методы их исследования

Part I. Chemical properties and material composition of snow and snow cover: methods of investigation

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАГРЯЗНЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА УРБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЙ (НА ПРИМЕРЕ РАЙОНА ЛЕФОРТОВО Г. МОСКВЫ)

Галицкая И. В., Румянцева Н.А.

*Учреждение Российской академии наук Институт геоэкологии
им. Е.М.Сергеева РАН, г. Москва, Россия*

В настоящее время проблема загрязнения воздушно-го бассейна урбанизированных территорий приобретает все большую остроту. Представлены результаты исследования химического состава снежного покрова на территории района Лефортово ЮВАО г. Москвы. Важность получения информации о характере и уровне загрязненности снежного покрова определялась следующими причинами: 1) во-первых, снежный покров - среда, депонирующая атмосферные выпадения, что позволяет изучить техногенные загрязнения, поступающие из атмосферного воздуха за кратковременный период, 2) во-вторых, содержащиеся в снежном покрове загрязняющие вещества в период снеготаяния могут поступать с инфильтрующимися тальми водами в подземные воды и с поверхностным стоком в водотоки и водоемы.

Основные результаты проведенных исследований позволили выяснить следующее.

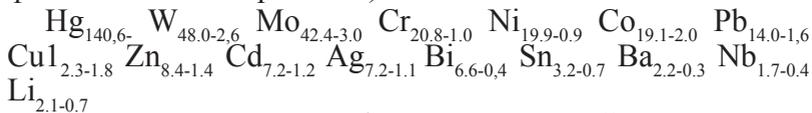
Снеговые талые воды на рассматриваемой территории в основном слабокислые, маломинерализованные, повсеместно загрязненные нефтепродуктами. Выявлены контрастные аномалии хлоридов, натрия, нитритов, нитратов, нефтепродуктов, 3.4 бензпирена и проанализированы причины их формирования. Установлена типичная ассоциация индивидуальных полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) представленная антраценом (преобладающий компонент), 3.4 бензпиреном, 1.12 бензпериленом, 11.12 бензфлуорантеном, периленом, хризенном, фенантреном, пиреном.

Анализ распределения металлов показал, что в количествах выше чувствительности анализа в снеготалых во-

дах присутствуют только цинк, медь и кобальт. Более чем в 50% проб цинк содержится в жидкой фазе, что связано с тем, что в твердых частицах определенное количество цинка находится в растворимой форме: в воде хлоридов, бромидов, сульфатов, поступающих с газовой выбросами транспорта. Медь преимущественно содержится в твердой фазе, и может быть представлена частицами медьсодержащих минералов и сорбированной формой. Переход цинка и меди в жидкую фазу осуществляется в процессе окисления и выщелачивания меди из твердых частиц, десорбции ионов, адсорбированных на глинистых частицах.

Оценка загрязнения снежного покрова твердофазными выпадениями проводилась по показателям пылевой нагрузки, концентраций и масс химических элементов в пыли. Учитывалось распределение как отдельных элементов, так и их ассоциаций, обусловленных полиэлементным характером загрязнения. Установлено, что техногенная нагрузка на воздушную среду определялась в основном развитой сетью автодорог и воздействием разнопрофильных предприятий. Эколого-геохимические техногенные ассоциации, загрязняющие снежный покров через пылевую составляющую атмосферного воздуха, образовали геохимические ореолы специфичных типов вследствие смешения выбросов промышленных предприятий и транспортных магистралей.

В снежном покрове распространен тип техногенного загрязнения, характеризующейся следующей обобщенной ассоциацией элементов (цифры справа от наименования элемента – максимальное и минимальное значения коэффициента концентрации K):



В целом состав твердофазных выпадений снежного покрова на рассматриваемой территории характеризуется полиэлементным составом загрязняющих элементов. Наиболее высококонтрастные ореолы загрязнения ($K > 10$) созда-

ют ртуть, вольфрам, молибден, хром, никель, кобальт, свинец, медь. Среднеконтрастные аномалии ($10 < K < 3$) обусловлены накоплением цинка, кадмия, серебра, висмута, олова, слабоконтрастные – накоплением бария, ниобия, лития.

Особенность полиэлементного загрязнения снегового покрова - высокий уровень концентрации ртути, молибдена и вольфрама. Формирование аномальных концентраций ртути обусловлено пылегазовыбросами теплоэнергетических предприятий, гальванических цехов промышленных предприятий, выбросами при производстве сварочных работ на строительных площадках. На территории ЮВАО были выявлены высокотоксичные аномалии ртути в почвах, так что ртуть может накапливаться в снежном покрове в результате поступления паров ртути. Формирование устойчивого загрязнения молибденом и вольфрамом связано с выбросами различных промышленных предприятий.

Изучение пространственного распределения химических элементов и структуры загрязнения снегового покрова территории позволило провести районирование территории характеру и уровню загрязнения снегового покрова.

STUDY OF SNOW COVER CONTAMINATION OF URBAN AREAS (LEFORTOVO DISTRICT, MOSCOW)

I.V. Galitskaya, N.A. Rumyantseva

Institute of Environmental Geosciences of Russian Academy of Science, Moscow, Russia

Currently, the problem of air contamination in urban territories is becoming increasingly urgent. The results of snow chemical composition studying in Lefortovo District in Moscow are considered. Importance of information about the nature and level of snow contamination was caused by the following reasons: 1) the snow deposits the atmospheric precipitations, which allows studying technogenic contamination from the air, 2) during snowmelt the pollutants contained in the snow can

come with infiltrating melt water into the groundwater and with surface runoff into streams and ponds.

The main results of the studies shed additional light on the following.

Snow-melt waters were slightly acidic, low-mineralized, contaminated with oil products. Contrasting anomalies of chloride, sodium, nitrites, nitrates, oil products, 3.4 benzpyrene were revealed and causes of their formation were analyzed. Typical association of individual PAH represented by anthracene, 3.4 benzpyrene, 1.12 benzperilen, 11.12 benzfluoranten, perylene, hrizen, fenantren, pyrene was ascertained. The analysis of metal distribution showed that zinc, copper and cobalt were present in the waters from melted snow in amounts above sensitivity analysis. The transition of metals to the liquid phase was carried out by oxidation and leaching from solid particles, desorption of ions adsorbed formerly.

Assessment of snow contamination by solid-phase depositions was carried out with the use of indicators of dust load, concentrations and masses of the chemical elements in the dust. We took into account the distribution of individual elements and their associations, due to the nature of multielement contamination. It was established that the technogenic load on the air was mainly determined by an extensive network of roads and the impact of multiprofile plants. Eco-geochemical technogenic associations, polluting the snow over the dust component of air, formed the specific types of geochemical zones due to mixing of emissions from industrial plants and transport roads.

The common type of industrial contamination, characterized by the following generalized association of elements was formed in the snow (figures to the right of element - maximum and minimum values of concentration factor K):

$\text{Hg}_{140,6-}$ $\text{W}_{48,0-2,6}$ $\text{Mo}_{42,4-3,0}$ $\text{Cr}_{20,8-1,0}$ $\text{Ni}_{19,9-0,9}$ $\text{Co}_{19,1-2,0}$ $\text{Pb}_{14,0-1,6}$
 $\text{Cu}_{12,3-1,8}$ $\text{Zn}_{8,4-1,4}$ $\text{Cd}_{7,2-1,2}$ $\text{Ag}_{7,2-1,1}$ $\text{Bi}_{6,6-0,4}$ $\text{Sn}_{3,2-0,7}$ $\text{Ba}_{2,2-0,3}$ $\text{Nb}_{1,7-0,4}$
 $\text{Li}_{2,1-0,7}$

In general, the composition of solid deposition of snow on the territory under consideration was characterized by

multielement composition of contaminants. High-contrast anomalies ($K > 10$) were created by mercury, tungsten, molybdenum, chromium, nickel, cobalt, lead, copper. Middle-contrast anomalies ($10 < K < 3$) were caused by accumulation of zinc, cadmium, silver, bismuth, tin, low-contrast anomalies - by accumulation of barium, niobium, lithium.

Polyelement feature of snow contamination was high concentrations of mercury, molybdenum and tungsten. Formation of anomalous concentrations of mercury was caused by dust and gas emissions of heat-and-power engineering plants, galvanic shops, emissions during welding on construction sites. Anomalies of mercury were revealed in soils, so mercury can accumulate in the snow as mercury vapor consequence. Molybdenum and tungsten pollution was related to emissions of various industrial enterprises.

Study of the spatial distribution of chemical elements and structure of snow contamination allowed to zone the area according to snow nature and level of contamination.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ НЕРАСТВОРИМЫХ ЧАСТИЦ В СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ ЮЖНОГО САХАЛИНА (ДАННЫЕ ЭЛЕКТРОННОЙ МИКРОСКОПИИ И ИК-СПЕКТРОСКОПИИ)

*Иванов В.В., Казаков Н.А., Колесова Л.Г., Бушкарева К.Ю.,
Нарнов Г.А.*

*Учреждение Российской академии наук Дальневосточный
геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, Россия*

Нерастворимые минеральные и иные твердые частицы (ТЧ) в мономинеральной горной породе «снежный покров» остаются еще недостаточно охарактеризованными современными инструментальными методами изучения вещества.

Послойное опробование снежного покрова (время снегопадов январь-март 2011 г.), осуществлено в 11⁰⁰-11³⁰ минут 30.03.2011 г. на субгоризонтальной площадке (абсол. высота 100 м) в березово-ольховом лесу средней густоты в предместье Южно-Сахалинска, подножие Сусунайского хребта.

Диагностика ТЧ, выделенных из отфильтрованной талой воды, проведена с помощью световой и электронной (СЭМ JSM 6490 с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 350) микроскопии и ИК-спектроскопии (Фурье-спектрометр Nicolet 6700). Среди них установлено несколько типов.

Минеральные (литогенные) частицы представлены ксеноморфными зёрнами (до 1 мм) и редко микрокристаллами. Это оксиды (кварц и ильменит) и реже силикаты (циркон (рис. 1), ортоклаз, альбит, пироксен и оливин).

Биогенные частицы представлены зоо- и фитогенными частицами размером 0,5-2 мм, редко до 10 мм. Многочисленные зоогенные компоненты (фрагменты насекомых и продуктов их жизнедеятельности) занимают 40-70 % объема твердой фракции. Половина из них - обломки крылышек размером 0,1-2,6 мм, фрагменты хитиновых панцирей и пластинок; хитиновые обломочки; чешуйки, ножки и усики; обломки глаз.

По результатам анализов аналитической электронной микроскопии, частицы панцирей насекомых сложены хитином углеродом со смесью «насекомого воска». Крылышки содержит примесь Ca (4,74-5,26 %) и микропримесь Al и S, иногда Mg и P. Крылышки бабочек несколько богаче углеродом, кальцием, кремнием и алюминием. Кусочки, палочки и жгутики экскрементов насекомых размером 0,02-10 мм имеет сложный состав, включая микрочастицы кварца, альбита, магнетита и граната (пироп-альмандинового ряда), а также стекловатые, лимонитовые и глинистые микрошарики. Фитогенные компоненты представлены семенами растений (до 4 мм), обрывками листьев (до 0,7 мм), древесными щепочками (до 1 мм).

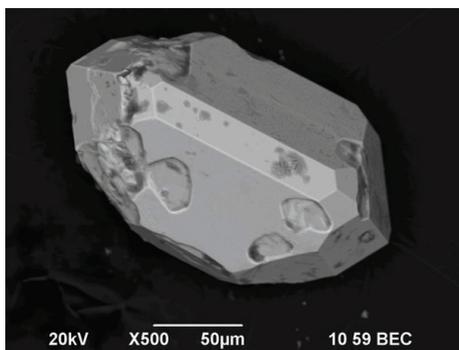


Рис. 1. Микрокристалл циркона под электронным микроскопом.

Fig. 1. Zircon monocrystal under electron microscope

Антропогенные (техногенные) частицы - сажистые фазы (10-15 % от числа твердых частиц) наиболее тонкой фракции 0,005-0,5 мм, тонкие пластики и стружка (до 1 мм) хромистого железа (Cr - 13,34; Cu - 0,94; Mn - 0,87 %), алюминиевые микротрубки с примесью Mg (5,11 %) и Ag (0,18 %), микропружинки. Кроме того присутствуют ворсинки, капроновые ниточки, клочки шерсти, кусочки штукатурки.

Частицы неясной природы (по-видимому, некоторые из них являются космическим материалом) - бесцвет-

ные прозрачные стекловатые, белые сахаровидные, черные стекловатые, редко черные с металлическим блеском, стекловато-пепловые, полевошпатовые, глинистые, глинисто-карбонатные, лимонитовые и фаялитовые микросферулы (шарики; размером 0,1-80 мкм). Белые непрозрачные шарики (SiO_2 - 68,37; Al_2O_3 - 19,82; FeO - 5,19; MgO - 2,25; K_2O - 1,93; Na_2O - 1,07; TiO_2 - 0,81; CaO - 0,55 %) нередко сильно пористы. Примечательно, что ультратонкими сферулами «усыпаны» частицы эксcrementов, хитиновых пластинок, крылышек (рис. 2).

Исследование ГЧ важно для понимания физической сущности снежных покровов. Так, кристаллические фазы (например, кварц) в снежном покрове могут влиять на характер взаимодействия между ледяными кристаллами за счет пьезоэлектрических свойств. Информация об изменении ассоциаций включений в снеге в течение зимнего сезона позволяет конкретизировать характеристики процессов трансграничного переноса минеральных веществ в атмосфере. Целенаправленное изучение твердых включений в снежных покровых важно и для построения атмосферно-климатических и экологических моделей индустриально «проблемных» территорий.

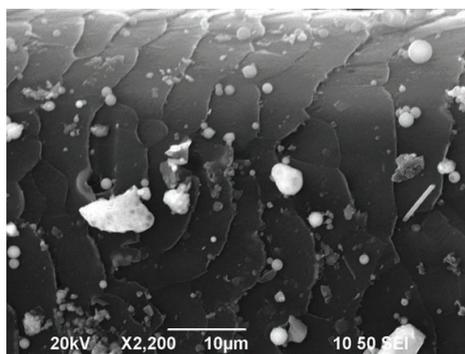


Рис. 2. Ультратонкие сферулы на поверхности крылышка насекомого. Электронно-микроскопический снимок.

Fig. 2. Ultrafine spherules on the surface of the insect wing. Electron-microscopic photo.

**MATTER COMPOSITION OF INSOLUBLE PARTICLES IN
SNOW COVER OF SOUTH SAKHALIN (DATA OF ELECTRON
MICROSCOPY AND IR-SPECTROSCOPY)**

*V.V. Ivanov, N.A. Kazakov, L.G. Kolesova, K.Yu. Bushkareva,
G.A. Narnov*

*Far East Geological Institute of Far East Branch of Russian Academy
of Sciences, Vladivostok, Russia*

Insoluble mineral and other solid particles (SP) in the “snow cover” monomineral rock still remain little investigated by currently available instrumental methods.

The layer-by-layer sampling of the snow cover (time of snowfall – January-March, 2011) was performed at 11 to 11.30 o'clock on the 3d of March, 2011, on the subhorizontal field (absolute height 100 m) in the birch-alder forest of medium density in South-Sakhalinsk suburb at the Susunaisky Range foot.

The diagnostics of SP extracted from the filtered-out melt-water was done using the light and electron (SEM JSM 6490 with energy-dispersion spectrometer INCA Energy 350) microscopy and IR-spectroscopy (Furye-spectrometer Nicolet 6700). Several types of SP have been recognized.

Mineral (lithogenic) particles are represented by xenomorphic grains (to 1 mm) and rare microcrystals. These are oxides (quartz and ilmenite) and more rarely silicates (zircon – Fig.1, orthoclase, albite, pyroxene, and olivine).

Biogenic particles are represented by zoo- and phytogenic particles 0.5-2 mm in size, rarely to 10 mm. Abundant zoogenic components (fragments of insects and products of their vital activity) constitute 40-70 % of the solid fraction volume. Half of them are the fragments of wings 0.1 to 2.6 mm in size, fragments of chitinous carapaces and lamellae, chitinous fragments, scales, pedicles, and cirri, and fragments of eyes.

The results of the electron microscopy analyses show that the insect carapace particles are composed of chitin and carbon mixed with “insect wax”. Wings contain an admixture of Ca

(4.74-5.26 %) and microadmixture of Al and S, sometimes Mg and P. The butterfly wings are somewhat richer in carbon, calcium, silica, and aluminum. Pieces, rods, and flagella of insect excrements 0.02-10 mm in size have a complicated composition including the microparticles of quartz, albite, magnetite, and garnet (pyrope-almandine row) and glassy, limonite, and clayey microglobules. Phytogenic components are represented by plant seeds (to 4 mm), scraps of leaves (to 0.7 mm), and wood chips (to 1 mm).

Antropogenic (technogenic) particles are sooty phases (10-15 % of the solid particle amount) of the finest fraction of 0.005 to 0.5 mm in size, thin plates and chips (to 1 mm) of chromous iron (Cr – 13.34 %; Cu – 0.94 %; Mn – 0.87 %), aluminous micropipes with an admixture of Mg (5.11 %) and Ag (0.18 %), and microsprings. Besides, fibers, kapron threads, wool flocks, and plaster pieces are present.

Particles of unclear nature (some of them are likely cosmic material) - are colorless transparent glassy, white sugar-like, black glassy, rare black with metallic luster, glassy-ashy, feldspar, clayey, clayey-carbonate, limonite, and fayalite microspherules (globules 0.1-80 μm in size). There are white opaque globules (SiO_2 - 68,37; Al_2O_3 - 19,82; FeO - 5,19; MgO - 2,25; K_2O - 1,93; Na_2O - 1,07; TiO_2 - 0,81; CaO - 0,55 %) are heavily porous. It is notable that ultrafine spherules strew the particles of excrements, chitinous plates, and wings (Fig. 2).

Investigation of SP is important for understanding the physical essence of snow covers. Crystalline phases (for example, quartz) in the snow cover can influence the pattern of interaction of ice crystals due to the piezoelectric properties. Information about changes of the inclusion associations in the snow during the winter season makes it possible to specify the features of the processes of transborder transfer of mineral matters in the atmosphere. The purposeful study of solid inclusions in snow covers is important also for the development of the atmosphere-climatic and ecological models of the industrially “problematic” territories.

ЗАВИСИМОСТЬ СОДЕРЖАНИЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕТАЛЛОВ В СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ ЮГА САХАЛИНА ОТ ПРИРОДНЫХ И АНТРОПОГЕННЫХ ФАКТОРОВ

Казакова Е.Н., Лобкина В.А., Боброва Д.А., Рыбальченко С.В.

*Учреждение Российской академии наук Сахалинский филиал
Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
г. Южно-Сахалинск, Россия*

Снежный покров содержит огромное количество примесей, поступающих из различных природных и антропогенных источников. При снеготаянии эти примеси попадают в почву, грунтовые и поверхностные воды, оказывая существенное влияние на их состав.

В настоящей работе рассматривается содержание металлов в снежном покрове юга Сахалина. Пробы были отобраны лабораторией лавинных и селевых процессов Сахалинского филиала ДВГИ ДВО РАН в феврале – апреле 2011 г. Анализ проб был выполнен лабораторией аналитической химии ДВГИ ДВО РАН.

Схема расположения точек отбора проб показана на рис. 1.

Несмотря на то, что пробы (кроме №№10 – 13) отбирались на расстоянии менее 100 м от автодороги, тяжелые металлы (Cd, Co, Cu, Ni, Pb) обнаружены в концентрации менее 0,01 мг/л. Исключением является Zn, который найден в концентрации 0,01 мг/л в пробах, отобранных на окраинах населенных пунктов (г. Южно-Сахалинска, г. Корсакова, с. Лесного), а также в районе карьера «Известковый».

Из щелочных металлов в пробах обнаружены K и Na. Их содержание выше в пробах, отобранных на берегах моря и в районе сельскохозяйственных полей, что связано с аэрозолями морского генезиса и с использованием минеральных удобрений соответственно.

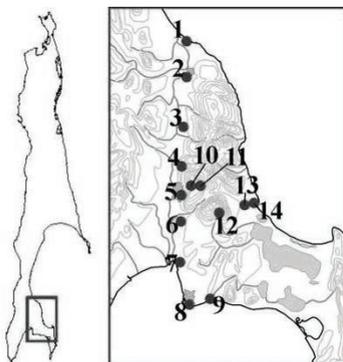
Из щелочноземельных металлов значительные концентрации имеют Ca и Mg. В пробе №1 обнаружен Sr (0,01 мг/л), что может быть связано с использованием радиоактивных углей на котельной с. Стародубское. Ва в концен-

трациях более 0,01 мг/л обнаружен в 3 пробах.

Повышенное содержание Mg в пробах, взятых на берегах моря, как и содержание Na и K, связано с аэрозолями морского генезиса.

Высокое содержание Ca (0,54 мг/л) в пробе №12 обусловлено наличием известняковой пыли с карьера «Известковый».

В целом из определенных металлов наибольшую концентрацию имеет Na (до 22 мг/л). Остальные металлы имеют незначительную концентрацию на уровне общей минерализации поверхностных и грунтовых вод юга Сахалина.



*Рисунок 1. Схема расположения точек отбора проб.
Fig. 1. The layout of sampling points*

DEPENDENCE OF THE CONTENT AND DISTRIBUTION OF METALS IN SNOW COVER ON NATURAL AND ANTHROPOGENIC FACTORS (SOUTHERN SAKHALIN)

*E.N. Kazakova, V.A. Lobkina, D.A. Bobrova, S.V. Rybal'chenko
Sakhalin Department of Far East geological institute of Far East
branch of Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

Snow cover contains a large amount of impurities from variety natural and anthropogenic sources.

These impurities percolate into the soil, groundwater and surface water during the snowmelt, providing a significant influence on their composition.

In this paper we consider the metal content in snow cover of South Sakhalin.

Samples were taken by the Laboratory of Avalanche and Debris-flow Processes of Sakhalin Department of FEGI FEB RAS in February - April 2011.

Analysis of samples was performed by Laboratory of Analytical Chemistry FEGI FEB RAS.

The layout of sampling points is shown in Fig. 1.

Sampling (except №10 - №13) were implemented at a distance from the road less than 100 m, but heavy metals (Cd, Co, Cu, Ni, Pb) were found in concentrations less than 0.01 mg/l.

There is one exception. Zn is found at a concentration more than 0.01 mg/l in samples taken from the outskirts of the settlements (Yuzhno-Sakhalinsk, Korsakov, Lesnoe) and in the quarry «Izvestkovyj».

The content of K and Na is higher in samples from the beach and in the area of agricultural fields. It is associated with aerosols of marine genesis and the use of mineral fertilizers on the agricultural fields respectively.

The most significant concentrations from alkaline-earth metals have Ca and Mg.

In the sample number 1 was found Sr (0.01 mg/l), which may be connected with the use of radioactive coal on the boiler room of village Starodubsky. Ba in concentrations higher than 0.01 mg/l detected in 3 samples.

There is high concentration of Mg in samples from the beach, as well as Na and K concentration, which is associated with aerosols of marine genesis.

High concentration of Ca (0.54 mg/l) in the sample №12 due to the presence of limestone dust from quarry «Izvestkovyj.»

In general, the highest concentration of determinate metals has Na (22 mg/l). Other metals have low concentrations at the level of total mineralization of surface and ground waters of South Sakhalin.

МИГРАЦИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ИЗ МОРСКОЙ ВОДЫ С ИХ ПОСЛЕДУЮЩЕЙ АККУМУЛЯЦИЕЙ В СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ (ЮГ О. САХАЛИН)

Лобкина В.А., Казакова Е.Н., Рыбальченко С.В., Боброва Д.А.
*Учреждение Российской академии наук Сахалинский филиал
Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
г. Южно-Сахалинск, Россия*

Изучение миграции химических элементов из морской воды и их аккумуляции в снежном покрове позволяет отследить циркуляцию атмосферы в прибрежных районах, спрогнозировать количественный и качественный состав элементов, поступающих в почву из морской воды, что является актуальной задачей как для изучения аккумулятивных свойств снежного покрова, так и для сельского хозяйства.

Целью работы является определение содержания химических элементов, выносимых из морской воды на сушу, и определение ареалов их распространения в снежном покрове.

Для выполнения поставленной цели было заложено два разреза:

Разрез № 1 проходил по Сусунайской низменности от п. Стародубское (восточное побережье о. Сахалин, Охотское море) до г. Корсаков (южное побережье о. Сахалин, Охотское море, Анивский залив). Протяженность разреза составляет 90 км.

Разрез № 2 проходил через Сусунайский хребет от п. Лесное (восточное побережье о. Сахалин, Охотское море) до г. Южно-Сахалинска, являющимся географическим центром Сусунайской низменности. Протяженность разреза – 28 км.

Пробы отбирались в 13 точках, снег выбирался из слоя, сформированного во время прохождения циклона 14-17.01.2011, возраст слоя на момент отбора пробы составлял 25 суток. Площадки для отбора проб закладывались на открытой местности, за исключением трех точек, располо-

женных в Сусунайском хребте. Три точки расположены на морском побережье.

Преобладающее направление ветра в январе 2011 г. было северное, т.е. вдоль Сусунайской низменности.

Элементы, по которым определялось влияние моря – анионы Cl^- , SO_4^{2-} и катионы Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} .

Анионы Cl^- распространены от побережья до побережья, максимальные концентрации отмечены на точках, расположенных на берегу. Анионы SO_4^{2-} так же отмечены на всех точках, но максимальные концентрации достигаются на сельскохозяйственных угодьях. Катионы Na^+ , как и анионы Cl^- , максимальных концентраций достигают на береговых точках. Однако, содержание Na^+ в пробе снега на побережье в районе п. Стародубское значительно превышает содержание Na^+ в районе г. Корсакова и п. Лесное. Максимальные концентрации катионов K^+ отмечены на сельскохозяйственных угодьях; на разрезе № 2 концентрация K^+ уменьшается при удалении от берега. Концентрации Ca^{2+} и Mg^{2+} на берегу больше в районе п. Лесное и г. Корсаков. Однако, максимальные концентрации отмечены в районе карьера известковый.

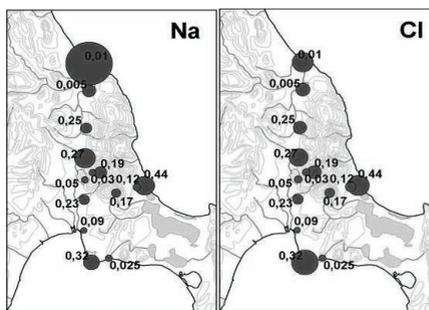


Рис.1. Содержание катионов Na^+ и анионов Cl^- по разрезам
Fig 1. Concentration of Na^+ and Cl^-

MIGRATION OF CHEMICAL ELEMENTS FROM SEA WATER AND THEIR ACCUMULATIONS IN A SNOW COVER

Lobkina V.A., Kazakova E.N., Rybal'chenko S.V., Bobrova D.A.
Sakhalin Department of Far East geological institute of Far East
branch of Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

Researching of migration of chemical elements from sea water and their accumulation in a snow cover allows to trace circulation of an atmosphere in coastal areas to predict quantitative and qualitative element composition of marine genesis. That is an actual problem for studying accumulative properties of a snow cover and for agriculture.

Target - definition of the maintenance of chemical elements bringing from sea water on a land, and definition of areas of their distribution in a snow cover.

We choose two profiles to execute target:

Profile № 1 is located on Susunaiskay lowland from v. Starodubskoe (east coast Sakhalin, Okhotskoe sea) up to a c. Korsakov (southern coast Sakhalin, Okhotskoe sea, Anivskie gulf). length of a profile is 90 km.

Profile № 2 is located in Susunaiskiy ridge from v. Lesnoe (east coast Sakhalin, Okhotskoe sea) up to a c. Yuzhno-Sakhalinsk, which is a geographical center of Susunaiskoe lowland. length of a profile is 28 km.

Samples were selected in 13 points. We define such elements as Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} .

Cl^- spread from coast to coast. maximum concentrations were found on the coast.

SO_4^{2-} identified at all points. maximum concentrations were found on the agricultural grounds.

Maximum concentrations of Na^+ and Cl^- were found on the coast. But Na^+ concentration in a sample of snow on the coast near v. Starodubskoe significantly higher Na^+ concentration near c. Korsakov and v. Lesnoe.

Maximum K^+ concentrations were found on the agricultural grounds.

On the coast around c. Korsakov and v. Lesnoe Ca^{2+} and Mg^{2+} concentrations is maximal.

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ КАК ИНДИКАТОР ТЕХНОГЕННОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРНОГО ВОЗДУХА НА ГОРНЫХ ОБЪЕКТАХ СОЛНЕЧНОГО ГОКА

Новороцкая А.Г.

*Учреждение Российской академии наук Институт водных
и экологических проблем ДВО РАН,
г. Хабаровск, Россия*

При длительной эксплуатации рудных месторождений цветных металлов образовалось огромное количество отходов горных пород и «хвостов» обогащения, сосредоточенных в отвалах и хвостохранилищах. Исследование химического состава снежного покрова (СП) проведены в 2005 г. на территории хвостохранилища центральной обогатительной фабрики Солнечного ГОКа. Пос. Солнечный (Солнечного района Хабаровского края) расположен в 3,5 км от хвостохранилища - источника пылевого и газового загрязнения воздуха. Экологическая ситуация в поселке ухудшилась в связи с осушением хвостохранилища в 2001 г. Площадь гидротехнического объекта - 42 га, объем накопленных токсичных отходов более 16 млн. м³. Цель работы - изучение потоков аэрогенного вещества по химическому составу СП и интегральная оценка состояния атмосферы. В исследуемом районе стационарные наблюдения атмосферного воздуха отсутствуют.

В химическом составе отходов преобладают олово, медь, цинк, свинец, мышьяк, сера, кадмий, кобальт, никель, хром и др., высоко содержание сульфидной серы (общий объем в хвостохранилище - 21 тыс. т, при среднем ее содержании 2,16%). Характерная геохимическая особенность «хвостов» - высокие концентрации в них токсичных элементов: меди (4461,8 г/т), мышьяка (2421 г/т), свинца (1475,8 г/т) и др.

Сочетание климатических особенностей и горно-долинного рельефа территории способствует активному загрязнению атмосферного воздуха и вторичному, за счет

вымывания осадками загрязняющих веществ, гидросети, почвенно-растительного покрова.

В теле хвостохранилища интенсивно протекает экзотермический процесс окисления сульфидов, о чем свидетельствует парение из-под СП в районе прудка. Объект находится в стадии активного формирования и интенсивного воздействия на окружающую среду в результате перехода токсичных элементов в подвижное состояние и вынос с дренажными водами в природную гидросеть.

Формирование химического состава СП рассматривается с ландшафтно-геохимических и климатических особенностей территории.

В расплаве СП определялись: величина рН, минерализация, удельная электропроводность, концентрации главных ионов, биогенных, органических и взвешенных веществ, растворимая фракция тяжелых металлов (ТМ) (Cu, Pb, Cd, Mn, Ni, Co, Cr, Sb). Предложены гляциохимические критерии оценки состояния окружающей среды.

Результаты снегосъемки: высота СП – 28–74 (54) см, плотность – 0,12–0,33 (0,20) г/см³, влагозапас – 24–113 (108) мм (в скобках здесь и далее приведено средневзвешенное значение).

Величины интегральных характеристик СП: рН – 4,44–6,96 (5,38); удельная электропроводность – 11,0–41,2 (28,8) мкСм/см; минерализация – 18,2–34,7 (22,9) мг/дм³; содержание взвешенных веществ – 59,3–9582,4 (3240,7) мг/дм³. Среднее поступление компонентов за сезон в СП (т/км²): растворимых минеральных – 2,344, органических – 0,616, взвешенных веществ – 308,794, SO₄²⁻ – 0,755, NH₄⁺ – 0,062, NO₃⁻ – 0,056. Максимальная пылевая нагрузка – 9442,51 мг/м²•сут⁻¹. Сумма токсичных металлов в СП – 0,094 мг/дм³. Среднее поступление ТМ в СП – 10,17 мг/м²•сезон⁻¹ (Cu – 53%, Mn – 37%, Cd, Co, Sb – по 2%, Pb, Ni, Cr – по 1%), максимальное – до 14 кг.

В СП в среднем накоплено (кг): растворимых минеральных веществ – 984,48, в том числе SO₄²⁻ – 317, NO₃⁻ – 23,5, NH₄⁺ – 26; органических – 259 и взвешенных веществ – 129690.

Величина рН СП в основном ниже ПДК, содержание в СП ионов аммония – до 2 ПДК, меди – 11–189 ПДК (50), марганца – 1–9 ПДК (4).

Спектр ТМ СП входит в состав оловянно-полиметаллических руд большинства осваиваемых месторождений. Найденные концентрационные ряды макрокомпонентов СП свидетельствуют о формировании поликомпонентного состава СП фоновых районов за счет регионального переноса гидрозолей и твердых дисперсных осадков аэрогенного генезиса. Концентрационные ряды для микроэлементов фоновых районов находятся в соответствии с концепцией о разноуровневом обогащении металлами аэрозолей по сравнению с формирующими их почвами.

SNOW COVER AS AN INDICATOR OF TECHNOGENIC POLLUTION OF ATMOSPHERE AIR AT THE SOLNECHNY MINING AND PROCESSING COMPLEX

A.G. Novorotskaya

*Institute of Water and Ecology Problems of Far East Branch of
Russian Academy of Sciences,
Khabarovsk, Russia*

Long-lasting mining of non-ferrous metal ores produces enormous amounts of mining wastes and mill tailings concentrated in mine dumps and tailings dams. Studies of chemical composition of snow cover (SC) were undertaken in 2005 in the tailing dam area of the Solnechny Mining and Processing Complex. Solnechny town (Solnechny district of Khabarovsky Krai) is situated 3.5 km from this tailing dam, which is a source of air pollution with dust and gas. Ecological situation in this town has become even worse after the tailing dam was drained in 2001. Its area is 42 hectares and contains over 16 million m³ of toxic wastes. The goal of the study was to survey aerogenic substance flows based on SC chemical composition and to make an integral assessment of atmosphere

conditions. Permanent air observations are not performed in this region of study.

Tin, copper, zinc, lead, arsenic, serum, cadmium, cobalt, nickel, chromium, etc. dominate in the mining wastes. Sulphide sulfur content is also high there (total amount in the tailing dam is estimated 21 thousand tons, average concentrations is 2.16%). Tailing geochemical specifics is high concentrations of such toxic elements as copper (4461.8 g/t), arsenic (2421 g/t), lead (1475.8 g/t) and others.

Climatic specifics of the region coupled with its mountain-valley relief character accelerate pollution of atmosphere air and secondary pollution of water, soil and vegetation cover due to pollutant washout with rain waters.

The tailing dam undergoes an insensitive exothermal process of sulfide oxidation, clearly seen with evaporations through the SC around the dam. Toxic elements are being actively transformed into their mobile state and washed out with drainage waters into the natural hydrosystem, thus making the tailing dam the source of intensive pollution of environment.

The formation of SC chemical composition was studied based on landscape, geochemical and climatic characteristics of the region.

The following parameters were studied in melted SC: pH values, mineralization, electric conductivity, concentrations of main ions and biogenic, organic and suspended substances, a soluble fraction of heavy metals (HM) (Cu, Pb, Cd, Mn, Ni, Co, Cr, Sb). Glacio-chemical criteria for environment condition assessment were proposed.

Snow cover observation results: SC thickness – 28–74 (54) cm, density – 0.12–0.33 (0.20) g/cm³, SC water equivalent – 24–113 (108) mm (here and below weighted average values are given in brackets).

SC integral characteristics were found to be as follows: pH – 4.44–6.96 (5.38); electric conductivity – 11.0–41.2 (28.8) mcM/cm; mineralization – 18.2–34.7 (22.9) mg/dm³; suspended matter content – 59.3–9582.4 (3240.7) mg/dm³. Average influx of components in SC per season (t/km²): soluble

mineral components – 2.344; organic matter – 0.616; suspended matter – 308.794; SO_4^{2-} – 0.755; NH_4^+ – 0.062; NO_3^- – 0.056. The maximal dust load was $9442.51 \text{ mg/m}^2 \cdot \text{day}^{-1}$. The total sum of toxic metal in SC was 0.094 mg/dm^3 . Average influx of HM in SC per season was $10.17 \text{ mg/m}^2 \cdot \text{season}^{-1}$ (Cu – 53%, Mn – 37%, Cd, Co, Sb – about 2%, Pb, Ni, Cr – about 1%), maximal influx reached 14 kg.

As average SC accumulated (kg): soluble mineral substances – 984.48, in particular SO_4^{2-} – 317, NO_3^- – 23.5, NH_4^+ – 26; organic matter – 259 and suspended matter – 129690.

pH values in SC were in general lower the permissible levels (PL), where as the content of ions of ammonia reached 2 PL, copper – 11–189 PL (50), manganese – 1–9 PL (4).

The HM spectrum in the studied SC is typical to tin-complex ores of most deposits under operation. The studied concentration series of SC macrocomponents prove the formation of poly-component composition of SC in the background areas due to regional transfer of hydrosols and solid disperse substances of aerogenic genesis. The concentration series of SC microcomponents in the background areas correspond to concept of multi-level enrichment of aerosols with metals compared to the soils, which form them.

АККУМУЛЯЦИЯ СИЛЬНОМАГНИТНЫХ СФЕРИЧЕСКИХ ЧАСТИЦ СНЕЖНЫМ ПОКРОВОМ ЗЕМЛИ

Седьмов Н.А., Залуцкий А.А.

*Ярославский государственный технический университет,
кафедра физики, г. Ярославль, Россия*

В настоящее время общепризнанным фактом является то, что магнитные свойства верхних горизонтов почв и рыхлых горных пород формируются за счет притока из нижних слоев атмосферы сильномагнитных сферических частиц (Рис. 1). Происхождение частиц различно. Среди них несомненно есть частицы космической природы (микрометеориты), хотя основной вклад вносят сферулы вулканического и техногенного происхождения. Доля последних сильно возрастает вблизи крупных промышленных центров и объектов теплоэнергетики, использующих уголь и торф.

Для изучения сильномагнитные сферические частицы либо выделяются из почв и горных пород методом магнитной сепарации, либо с помощью фильтров различной конструкции отбираются из приземного слоя атмосферы. Оба этих способа обладают рядом недостатков. При попадании в почву и горные породы частицы перемешиваются с материнской породой, подвергаются воздействию почвенных растворов, вовлекаются в процесс почвообразования, и, в конечном итоге, с течением времени разрушаются.

Оптимальным представляется отбор сферических частиц с использованием среды, которая изолирует приземный слой атмосферы от поверхности Земли, сохраняет и аккумулирует частицы не разрушая их. Такой естественной средой в наших условиях является снеговой покров. В плане отбора частиц он идеален, поскольку абсолютно не влияет ни химически, ни физически на аккумулируемые им сферические частицы. Низкая температура также способствует их сохранности.

На протяжении ряда лет мы изучали динамику притока сферических магнитных частиц по скорости их накопле-

ния в снеге и льду. По полученным данным была рассчитана скорость аккреции (притока) сферических магнитных частиц на поверхность Земли и проанализировано влияние осадков в виде снега на скорость их накопления. Результаты представлены в таблице. Для сравнения здесь же приведены данные о скорости аккреции магнитной фракции, рассчитанные по ее содержанию на мембранных фильтрах.

Скорость аккреции для частиц из свежеснеговывающего снега на порядок выше значений, полученных по результатам изучения мембранных фильтров и снеговых осадков, формировавшихся на протяжении длительного промежутка времени. Интенсивные осадки в виде снега и дождя способствуют очищению атмосферы. Величина аккреции, равная (2-6) 10^8 т/год в расчете на всю Землю, полученная по данным свежеснеговывающих осадков, представляет пиковый поток магнитных частиц из атмосферы, который характерен для коротких интервалов времени. Среднегодовая величина поступления магнитных частиц меньше этого значения. В условиях крупных промышленных городов составляет (1,5-3,5) 10^7 т/год на всю Землю. Данное значение получено по среднегодовому распределению магнитных частиц на мембранных фильтрах, а также, по концентрации магнитной фракции во льду и в снеговом покрове, который формировался в течение всего зимнего периода.

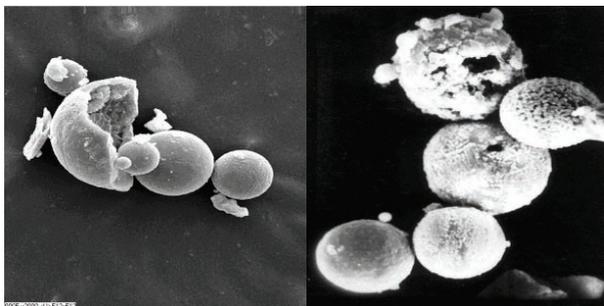
Необходимо отметить, что это значение скорости аккреции превышает почти на два порядка величину ежегодного выпадения сферул, найденных в пермских и силурийских соляных отложениях, льдах Антарктиды и Гренландии. (см. табл.)

Наиболее вероятная величина интенсивности современного выпадения магнитных частиц на Землю составляет (2-4) 10^6 т/год. Это значение получено на основе изучения многолетних снеговых отложений и атмосферных сборов. Сравнивая эту величину с данными для частиц из древних соляных отложений, можно предположить, что 90% сферул из всего этого потока являются техногенными, а 10% составляет космическое вещество.

Таблица 1.

Источник манитных сферических частиц	Скорость аккреции частиц		Примечание
	кг/м ² с	т/год	
Мембранный фильтр	$1,5 \cdot 10^{-12}$	$2,4 \cdot 10^7$	Результаты авторов
Снег, Костромская область	$9,6 \cdot 10^{-13}$	$1,5 \cdot 10^7$	
Свежевыпавший снег, начало зимы, Ярославская область	$3,7 \cdot 10^{-11}$	$6,0 \cdot 10^8$	
Свежевыпавший снег, середина зимы, г. Ярославль	$1,4 \cdot 10^{-11}$	$2,2 \cdot 10^8$	
Лед, формировав- шийся на протяже- нии зимы	$2,1 \cdot 10^{-12}$	$3,4 \cdot 10^7$	
Пермские соляные отложения	$6,2 \cdot 10^{-15}$	$1,0 \cdot 10^5$	Литературные данные
Силурийские соля- ные отложения	$1,5 \cdot 10^{-14}$	$2,5 \cdot 10^5$	
Ледяной покров Антарктиды	$7,4 \cdot 10^{-15}$	$1,2 \cdot 10^5$	
Ледяной покров Гренландии	$1,5 \cdot 10^{-14}$	$2,5 \cdot 10^5$	

В условиях городов с развитой промышленностью доля техногенных частиц в общем потоке еще больше. Для города Ярославля получена величина $(1,5-3,5) \cdot 10^7$ т/год. Это более чем на два порядка превосходит величину потока частиц, характерного для геологического прошлого Земли (Пермь и силур). Таким образом, для крупных промышленных центров доля сферул космического происхождения составляет не более 0,5-1,0% от общего потока частиц, выпадающих на поверхность Земли.



*Рис.1. Внешний вид магнитных сферических частиц.
Fig.1. Original appearance of magnetic spherical particles.*

ACCUMULATION OF STRONGLY MAGNETIC SPHERICAL PARTICLES BY SNOW-COVER OF EARTH

N.A. Sedmov, A.A.Zalutskiy

*Yaroslavl state technical university, department of physics, Yaroslavl,
Russia*

Presently that magnetic properties of overhead horizons of soils and mountain scalls are formed due to an influx from the understrata of atmosphere of strongly magnetic spherical particles is a confessedly fact (Fig. 1).

The most credible size of intensity of modern fall of magnetic particles on Earth is (2-4) 10^6 tonne/year.

it can be possible that 90% of spherules from all this stream is technogenic, and 10% makes the space matter.

In the conditions of cities with the developed industry stake of technogenic particles in a general stream yet more. For the city of Yaroslavl a size (1,5-3,5) is got 10^7 tonne/year. This more than on two orders excels the size of stream of particles, characteristic for geological the pas of Earth (Permian and Silurian periods).

This more than on two orders excels the size of stream of particles, characteristic for geological the past of Earth (Permian

and Silurian periods). Thus, for large industrial centre the stake of spherule space origin makes no more than 0,5-1,0% from the general stream of particles falling out on a ground surface.

РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОСТРОВА САХАЛИН, ДАЛЬНИЙ ВОСТОК

*Харитоновна Н.А., Челноков Г.А., Зарубина Н.В., Лобкина В.А.,
Рыбальченко С.В., Боброва Д.А., Казакова Е.Н.*

*Учреждение Российской академии наук Дальневосточный
геологический институт ДВО РАН,
г. Владивосток, Россия*

В этой статье мы представляем предварительные результаты анализа 10 проб поверхностного (0-10 см) и 32 проб глубинного (30-40 см) снега отобранного на южной оконечности острова Сахалин (Дальний Восток России) вдоль дороги, связывающей поселок Стародубское и г. Корсаков. Образцы снега были проанализированы на содержание в них 44 элементов с использованием методов ИСП-МС, ИСП-АЭС и жидкостной ионной хроматографии. Пробы для анализа на катионы и рассеянные элементы фильтровались через 0.45 μm фильтр.

Полученные результаты свидетельствуют, что основным ионом в пробах является хлор-ион, а основным катионом – натрий. Столь высокое содержание хлора в пробах является индикатором близости морского источника.

В целом, концентрации рассеянных элементов и благородных металлов во всех образцах необычайно низкие, однако выше предела обнаружения. Правда, в нескольких образцах выявлено значительное обогащение данными элементами. Повышенные концентрации Mn, Al, Ba и Sr были обнаружены в пробах снега отобранного в городе, возле автомобильных дорог, т.е. испытавшего антропогенную нагрузку. Также высокие содержания Mn определены в пробе снега с Чеховского перевала, а образцы снега из долины р. Очепуха характеризуются высокими концентрациями B, Ba, Li и Sr. Анализ полученных данных не позволил выявить четкой закономерности зависимости концентраций элементов ни от места отбора проб (удаленности от залива Анива), ни от глубины их отбора. В целом, в об-

разцах чистого снега средние концентрации рассеянных элементов варьируют от 16 ppb до 80 ppb. Однако три образца, отобранные вдоль дороги, имеют значительно более высокие содержания (1.4-1.6 ppm) этих элементов. Мы предполагаем, что столь высокое содержание данных элементов вызвано загрязнением снега от дорог. Однако, в настоящее время четкой связи между концентрациями тяжелых металлов и Mn в образцах снега и их выбросам из моторов автомобилей. Среди всех проанализированных элементов наиболее отчетливая корреляция (с коэффициентом корреляции $r > 0.7$) наблюдается между Fe, V, Ni, Ba, и Pb. Вышеупомянутые элементы обычно ассоциируются с антропогенным загрязнением, а позитивная корреляция между ними позволяет утверждать, что они имеют один источник. Мы предполагаем, что рассеянные элементы в образцах чистого снега, несомненно, имеют атмосферное происхождение.

TRACE ELEMENTS IN SNOW DEPOSITED AT THE SOUTHERN END OF SAKHALIN ISLAND, FAR EAST OF RUSSIA

*N.A. Kharitonova, G.A. Chelnokov, N.V. Zarubina, V.A. Lobkina,
S.V. Rybalchenko, D.A. Bobrova, E.N. Kasakova*
*Far Eastern Geological Institute of Far East Branch of Russian
Academy of Sciences, Vladivostok, Russia*

We present here the preliminary results of the analysis of 10 surface (0-10 cm) and 32 depth (30-40 cm) snow samples collected at the southern end of Sakhalin Island, Far East of Russia, along the traverse route Starodubskoe - Korsakov. These patterns were analyzed for up to 44 elements, using ICP-MS, ICP-AES and ion chromatography techniques. Prior to detecting of cations and trace elements all samples were passed via than 0.45 μm filter. Our data indicate that chlorine is the predominant ion in all analyzed samples and sodium is

prevailed cation. High Cl concentrations are a good indicator of proximity to a marine source.

In general, dissolved concentrations of all trace elements and precious metals were unusually low but detectable concentrations. Only some patterns indicate enrichment of these elements. Elevated concentration of Mn, Al, Ba and Sr were determined in snow taken near road of Korsakov town. High content of manganese were found in the sample collected at the pass across the Chekhovsky mountain-ridge. Our data indicate that the snow sample collected in the valley of Otchepukha river has high content of B, Ba, Li and Sr. Analysis of elemental concentrations in these samples showed that there are no clear trends for element variations with distance from Aniva gulf and depth of taken samples. In general, in clear snow samples the average concentration of all trace elements range from 16 ppb to 80 ppb. However three patterns taken from town road have significantly more high concentrations (1.4-1.6 ppm) of total trace elements. To explain these patterns we suggest that a direct contamination of the snow by road activities and substantial deposition of trace elements near the roadway; no clear link can be established between motor vehicle emissions and the concentration of heavy metal and Mn in snow. Among the suite of trace elements we measured, the best correlations were between Fe, V, Ni, Ba, and Pb ($r > 0.7$ for all correlations). This suite of trace metals is commonly associated with anthropogenic input and the positive correlations are expected because these species come from the same sources and are likely to travel together. We suggest that the trace elements in our clear snow samples were undoubtedly derived from atmospheric input.

**FORMALDEHYDE AND HYDROGEN PEROXIDE
CONCENTRATIONS IN SPRING SNOW COVER
AT MURODODAIRA, MOUNT TATEYAMA, JAPAN**

Koichi Watanabe¹, Daiki Nishimoto¹, Sachie Ishita¹, Yoshitoshi Uehara², Nagisa Eda^{1,3}, Shinji Iwama^{1,3}, Kunio Kawada⁴

¹ Toyama Prefectural University, Japan,

² Kasuya Research Forest, Kyushu University, Kasuya, Japan

³ Earth Consultant Co.,Ltd., Japan

⁴ University of Toyama, Japan

Snow cover at high elevations in Japan recorded atmospheric environmental signals during the winter and spring. Mount Tateyama is located near the coast of the Japan Sea, where air pollution and Asian dust particles are actively transported from the Asian continent. Snow-pit observation and sampling of snow in the pits at Murododaira (2450 m a.s.l) near the summit of Mount Tateyama were performed in April 2010 and 2011. Measurements of formaldehyde (HCHO) and hydrogen peroxide (H₂O₂) as well as major ions of the snow samples were conducted. The concentration of H₂O₂ was significantly higher in new snow (precipitation particles) than in compacted snow (fine grain, rounded grains). H₂O₂ might have been decomposed and degassed in the process of metamorphism of new snow to compacted snow. The concentration of H₂O₂ was also high granular snow layers having low concentrations of nssCa²⁺. Reconstruction of atmospheric H₂O₂ in an alpine region during cold months from a snow-pit study is difficult. The concentration of HCHO was well correlated with the anthropogenic ion components, such as nssSO₄²⁻. Not only acidic species but also HCHO may be transported to high elevations in Japan from the Asian continent during the cold months. The results indicate that post depositional modification of H₂O₂ is more significant than that of HCHO in the snow cover at Murododaira.

**КОНЦЕНТРАЦИИ ФОРМАЛЬДЕГИДА И ПЕРОКСИДА
ВОДОРОДА В ВЕСЕННЕМ СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ
НА МУРОДОДАЙРА, ГОРА ТАТЕЯМА, ЯПОНИЯ**

Koichi Watanabe¹, Daiki Nishimoto¹, Sachie Ishita¹, Yoshitoshi Uehara², Nagisa Eda^{1,3}, Shinji Iwama^{1,3}, Kunio Kawada⁴

¹Toyama Prefectural University, Japan,

²Kasuya Research Forest, Kyushu University, Japan

³Earth Consultant Co., Ltd., Japan

⁴University of Toyama, Japan

Снежный покров на больших высотах в Японии аккумулирует вещества, выпадающие из атмосферы зимой и весной. Гора Татеяма находится у побережья Японского моря, куда активно приносятся загрязняющие вещества и пыль с Азиатского континента. Шурфование и отбор образцов снега на г. Мурододайра (2450 м) проводилось в апреле 2010 и 2011 годов. Были произведены определения содержания формальдегида (НСНО), пероксида водорода (H_2O_2) и основных ионов. Концентрация H_2O_2 оказалась значительно выше в свежевывавшем снеге (снежинки различного типа), чем в уплотнённом снеге (мелкозернистый снег, округлённые зёрна). Возможно, H_2O_2 был разрушен и дегазирован в процессе метаморфизма свежевывавшего снега. Концентрация H_2O_2 также была высока в слоях крупнозернистого снега с низкой концентрацией $nssCa^{2+}$. Определить атмосферное содержание H_2O_2 по снежным шурфам в горных районах достаточно сложно. Концентрация НСНО хорошо коррелировала с компонентами антропогенных ионов, таких как $nssSO_4^{2-}$. Не только кислотообразующие элементы, но и НСНО могут переноситься в высокогорье Японии с Азиатского континента в холодный период. Результаты показывают, что на г. Муродадайра изменения в содержании H_2O_2 в снеге более значительны, чем изменения в содержании НСНО.

**Раздел II. Физические и механические свойства
снега и снежной толщи: экспериментальные данные
и результаты моделирования.**

**Part II. Physical and mechanical properties of snow
and snow cover: experimental data and results of
modeling.**

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИГРАЦИИ ВОДЯНОГО ПАРА В СНЕГЕ

Голубев В.Н.

Научно-исследовательская лаборатория Снежных лавин и селей, Географический факультет МГУ имени М.В.Ломоносова, г. Москва, Россия

Преобразование (метаморфизация) отложенных снежинок в мелко-, средне- и крупнозернистый снег, сложенный ограниченными зёрнами, связано с сублимацией льда, миграцией молекул водяного пара и их конденсацией на поверхности тех же или других зёрен. Этот многоступенчатый процесс обычно рассматривается в связи с возникновением в поровом пространстве снежного покрова градиента концентрации водяного пара, обусловленного наличием градиента температуры. В условиях квазиизотермии развитие такого процесса связано с различием поверхностной энергией габитусных граней кристаллов льда (от 0,119 Дж/м² для базисной грани до 0,163 Дж/м² для пирамидальной грани [Голубев, 1976]). Соответственно равновесная концентрация молекул водяного пара над каждой из граней отличается от среднего значения, определяемого уравнением Клапейрона-Клаузиуса. На границах граней и на контактах зёрен возникают высокие локальные градиенты, что вместе с наложенным градиентом концентрации водяного пара предполагает относительно быстрое преобразование структуры снега.

Зависимость величины эффективного коэффициента массопереноса в термоградиентных условиях от строения и плотности снега проанализирована с использованием модели регулярной упаковки зёрен (МРУЗ) и представлений о макро – и микродиффузии. Наиболее высокие значения коэффициента массопереноса свойственны снегу с плотностью 300-400 кг/м³.

SOME PECULIARITIES OF WATER VAPOR MIGRATION IN SNOW

V.N. Golubev

*Laboratory of Snow Avalanches and Mudflows, Faculty of Geography,
Moscow State University, Moscow, Russia*

Transformation (recrystallization) of precipitated snowflakes into faceted grains of small - medium - and coarse-grained snow is connected with ice sublimation, migration of water vapor molecules and their condensation at a surface of the same or other grains. This multistage process is usually considered in connection with formation of a gradient of water vapor concentration in pore space of a snow cover due to the presence of a temperature gradient. The development of such process in quasiisothermal conditions is connected with surface energy distinction of ice crystals facets (from 0,119 J/m² for a basic facets to 0,163 J/m² for a pyramidal facets [Golubev, 1976]). An equilibrium concentration of the water vapor molecules over each of the facets differs correspondingly from the average value defined by the Clapeyron-Clausius equation. High local gradients of water vapor over facets borders and at grain contacts together with the imposed gradient of concentration of water vapor are proposed concerning fast transformation of snow structure.

Dependence of effective mass-transfer coefficient from a structure and density of snow at temperature gradient conditions is analyzed with the use of the model of regular packing grains (MRPG) and of representations of macro- and micro-diffusion. The highest values of effective mass-transfer coefficient correspond to snow with density 300-400 kg/m³.

МАССООБМЕН В СИСТЕМЕ АТМОСФЕРА – СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ – ПОДСТИЛАЮЩАЯ ПОВЕРХНОСТЬ

Голубев В.Н., Фролов Д.М.

*Научно-исследовательская лаборатория Снежных лавин и селей,
Географический факультет МГУ имени М.В.Ломоносова,
г. Москва, Россия*

Проведена оценка доли сублимации в балансе снежного покрова. Экспериментально установлена зависимость интенсивности сублимации от плотности и теплопроводности снега и льда (от $42 \cdot 10^{-8}$ кг/м²с для льда и $40 \cdot 10^{-8}$ кг/м²с для снега с плотностью 500 кг/м³ до $32 \cdot 10^{-8}$ кг/м²с для снега с плотностью 160 кг/м³). Рассмотрено распределение влаги в поровом пространстве снега и грунтов и показана возможность миграции пара из снега в грунт (относительное содержание водяного пара в поровом пространстве снега $C_c/C_{c,л.}$ меняется от 1,14 при температуре -20°C до 1,06 при -5°C). Приведены результаты экспериментальных исследований массопереноса в условиях изотермии и при наличии градиента температуры. Охарактеризованы сочетания температуры и градиентов температуры, при которых возможна миграция водяного пара из грунта в снег, термодинамическое равновесие или миграция из снега в грунт. Так, для контактирующих сред снег/песок при температуре на контактной поверхности -13 или -4°C и нулевом градиенте температуры наблюдается поток водяного пара $1-2,5 \cdot 10^{-8}$ кг/м²с из снега в грунт. Для контактирующих сред снег/песок или снег/суглинок при температурном градиенте 24-91 К/м и температуре на контактной поверхности -5 - $-8,3^\circ\text{C}$ наблюдается поток водяного пара $8-39,3 \cdot 10^{-8}$ кг/м²с из грунта в снег.

MASS EXCHANGE IN THE SYSTEM OF ATMOSPHERE – SNOW COVER - GROUND

V.N. Golubev, D.M.Frolov

*Laboratory of Snow Avalanches and Mudflows, Faculty of Geography,
Moscow State University, Moscow, Russia*

The input of the sublimation to the snow cover balance was estimated. The relation of snow and ice sublimation intensity on snow density and heat conductivity was experimentally established (from $42 \cdot 10^{-8}$ kg/m²s for ice and $40 \cdot 10^{-8}$ kg/m²s for snow with density 500 kg/m³ to $32 \cdot 10^{-8}$ kg/m²s for snow with density 160 kg/m³). The moisture distribution in the pore space of snow and soil and the possibility of vapor migration from snow to ground was considered (relative concentration of water vapor in snow pore space $C_{\text{snow}}/C_{\text{over ice}}$ varies from 1,14 at temperature -20°C to 1,06 at -5°C). The experimental results on mass transfer under isothermal condition and with the temperature gradient are presented. The combinations of temperature and temperature gradients, which allows water vapor migration from ground to snow, thermo dynamical equilibrium or migration from snow to ground was characterized. The water vapor flow from snow to ground had the rate $1-2,5 \cdot 10^{-8}$ kg/m²s on the contact snow/sand at temperature -13 or -4°C and zero temperature gradient. The water vapor flow from ground to snow had the rate $8-39,3 \cdot 10^{-8}$ kg/m²s on the contact snow/sand or snow/clay at temperature -5 - -8,3°C and temperature gradient 24-91 K/m.

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СНЕЖНОЙ ТОЛЩИ: МЕТОДЫ, АППАРАТУРА, ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДААННЫЕ И ПЕРСПЕКТИВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Епифанов В.П.¹, Осокин Н.И.²

*¹ Учреждение Российской академии наук Институт проблем
механики имени А.Ю. Ишлинского РАН, г. Москва, Россия*

*² Учреждение Российской академии наук
Институт географии РАН, г. Москва, Россия*

Предложены методики и аппаратура для измерения акустических и механических свойств снега в условиях залегания, включая шурфование, в частности, разработан полевой метод измерения критического коэффициента интенсивности напряжений, метод индентирования (определения динамической твердости снега) и метод деформационной акустической эмиссии.

С помощью метода индентирования исследованы зависимости динамической твердости снега на склоне от его глубины залегания и температуры до и после просадки. Измерена деформационная анизотропия твердости снега вдоль и поперек склона; рассмотрена вторичная стратификация по твердости; рассчитаны напряжения отрыва при просадке.

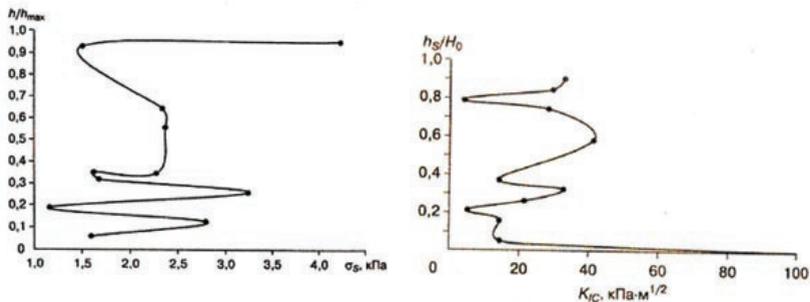
Измерения выполнены с помощью оригинального прибора (пенетromетра). В условиях квазиравновесия снежного покрова на склоне получены следующие результаты: выявлена ~ 200% анизотропия динамической твердости уплотненного слоя, эффект вторичной стратификации по твердости, 500% -ное различие значений твердости между слоями снега. С помощью метода конечных элементов рассчитано критическое напряжение отрыва в слое при просадке.

С помощью метода определения вязкости разрушения исследована прочность одновозрастных слоев снега в шурфе (архипелаг Шпицберген). Испытание снега на внецен-

тренное растяжение выполняли с помощью стенда для полевых испытаний.

Исследована зависимость критического коэффициента интенсивности напряжений от температуры и его изменение по высоте снежного покрова. Ранее на этом же горном склоне была получена почти такая же немонотонная зависимость локальной твердости от высоты снежного покрова.

С помощью метода деформационной акустической эмиссии исследованы закономерности генерации сигналов на стадиях пластической деформации снега и по полученным результатам предложен способ прогнозирования локальных снежных обвалов под действием всего комплекса снегометеорологических факторов. Выполненные исследования показали перспективность примененных методов для определения физико-механических характеристик и изучения закономерностей склоновых процессов в снежной толще. Полученные результаты могут быть использованы для решения целого ряда прикладных задач по прогнозированию лавинной опасности и оценке несущей способности снега при движении транспорта на горном склоне. Сделаны выводы о практическом применении полученных результатов.



**PHYSICO-MECHANICAL PROPERTIES OF SNOWPACK:
METHODS, EQUIPMENT, EXPERIMENTAL DATA AND
PROMISING RESEARCH DIRECTIONS**

V.P. Epifanov¹, N.I. Osokin²

*¹Institute of Problems Mechanics of Russian Academy of Sciences,
119526, Moscow, Russia*

*²Institute of Geography of Russian Academy of Sciences, Moscow,
Russia*

The methods and devices for measuring acoustic and mechanical properties of snow in its natural undisturbed state and in the pits, in particular, have been proposed. Field method for measuring the critical stress intensity factor, the indentation method (determining the dynamic hardness of the snow), and the method of deformational acoustic emission have been developed. Using the indentation method the relationships of dynamic hardness of snow on slope with its depth and temperature before and after subsidence have been investigated. Strain anisotropy of hardness of snow along and across the slope has been measured; a secondary stratification in terms of hardness has been considered, breaking stresses at subsidence has been estimated. The measurements have been made using the original instrument (penetrometer). For the snow on the slope at quasi-equilibrium state the following results have been obtained: ~200% anisotropy of the dynamic hardness of compacted layer has been found, the effect of secondary stratification with hardness has been revealed, and 500 % difference of hardness values in different snow layers has been identified. The finite element method has been applied to calculate the critical braking stress in a layer at subsidence. Using the method of determining the fracture toughness the strength of coeval snow strata in the pit (Svalbard) has been studied. Tests of snow on the eccentric strength were carried out using the test bench for field trials. The dependence of the critical stress intensity factor on temperature and its change with depth in snow cover has been studied. Earlier on the same

mountain slope the similar non-monotonic dependence of the local hardness with snow cover depth was obtained.

Using the method of deformational acoustic emission the regularities of signals generation in snow at stages of plastic deformation have been found and the results obtained were applied in a method for predicting local avalanches under the full set of snow and meteorological factors. Studies have shown promising techniques employed to determine the physical and mechanical characteristics and to understand the patterns of slope processes in the snowpack. The results can be used for a wide range of applications for forecasting avalanche hazard and evaluating the carrying capacity of snow at vehicle movement on the hillside. The conclusions about the practical application of the results have been drawn.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЕСА ЛЕДЯНЫХ КРИСТАЛЛОВ В СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ

Казаков Н. А.

*Учреждение Российской академии наук Сахалинский филиал
Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
г. Южно-Сахалинск, Россия*

При описании структуры ледяных кристаллов в снежном покрове используются два параметра – размер кристалла и его форма. Однако не менее важно знать массу кристалла.

Экспериментальные исследования по измерению веса ледяных кристаллов вторично-идиоморфного снега разных классов форм проводились на Южном Сахалине зимой 2011 г. Кристаллы отбирались из снежных слоёв разного возраста

Кристаллы скелетного и секториального классов форм диаметром 3,0 мм и более взвешивались отдельно. Средний вес кристаллы полускелетного и гранного классов форм размером менее 2,5 мм определялся из выборки (от 10 до 100 кристаллов). При этом определялся объём кристаллов (без учёта полостей в кристалле). Результаты исследований приведены в таблице.

Результаты измерения веса ледяных кристаллов.

№№	Глубина слоя, см	Дата измерения	Структура	Текстура слоя	Возраст, сут.	Плотность снега в слое, г/см³	Ср. длина кристалла, мм	Ср. ширина кристалла, мм	Ср. толщина кристалла, мм	Ср. объем кристалла, мм³	К-во кристаллов	Суммарный вес, мг	Средн. вес кристалла, мг	Макс. длина ребра основания кристалла, мм
1	29-51	11.03.2011			97	0,32	2,0	1,1	0,6	1,320	15	0,10	0,0067	2,7
2	21-25	11.03.2011			99	0,34	2,0	1,0	0,8	0,800	30	0,12	0,004	3,2
3	31-51	11.03.2011			55	0,32	3,0	1,7	0,4	4,080	5	0,14	0,028	3,7
4	31-51	11.03.2011			55	0,32	3,0	2,1	0,5	3,150	10	0,24	0,024	6,0
5	17-25	11.03.2011			81	0,32	1,0	0,1	0,3	0,015	60	0,54	0,009	0,6
6	65-70	11.03.2011			50	0,26	4,0	0,2	0,6	0,504	4	0,12	0,03	4,0
7	65-70	11.03.2011			50	0,26	3,0	0,2	0,6	0,378	8	0,32	0,04	4,0
8	8-17	25.03.2011			124	0,31	2,0	1,8	0,5	1,800	6	0,18	0,03	2,1
9	8-17	25.03.2011			124	0,31	2,0	2,2	0,6	2,640	3	0,06	0,02	2,4
10	8-17	25.03.2011			124	0,31	3,0	3,0	0,5	4,500	1	0,02	0,02	3,0
11	8-17	25.03.2011			124	0,31	3,0	2,5	0,6	4,500	1	0,04	0,04	2,5
12	8-17	25.03.2011			124	0,31	4,0	3,0	0,5	6,000	1	0,04	0,04	4,0
13	8-17	25.03.2011			124	0,31	2,0	2,0	0,8	3,198	1	0,02	0,02	2,2
14	8-17	25.03.2011			124	0,31	3,0	2,0	2,0	12,000	1	0,04	0,04	2,8

Структура снега. Условные обозначения.

Класс формы ледяных кристаллов вторично-идiomорфного снега (по Э.Г.Коломышу)		Стадия сублимационного мета- морфизма
	гранный столбчатый	Конструктивная
	полускелетный столбчатый	
	скелетный столбчатый и плоский	Регрессивная
	секториальный	

**EXPERIMENTAL RESEARCHES OF WEIGHT OF ICE
CRYSTALS IN A SNOW COVER**

N.A. Kazakov

*Sakhalin Department of Far East geological institute of Far East
branch of Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

At description of icy crystals structure on a snow-cover two parameters are used. It is size of crystal and crystal's shape. However to know mass of crystal is less important.

Experimental research by measurement weight of icy crystals of different classes of crystal's forms of secondary - idiomorphic snow is carrying out South Sakhalin (2011). Crystals were taken away from the snows layers of different age.

The crystals of skeletal and sectorial classes of shape by a diameter 3,0 mm and more weighed separately. A middle-weight crystals of semiskeletal and faceted classes of shape measuring less than 2,5 mm concerned from a selection (from 10 to 100 crystals). The volume of crystals concerned thus (without taking into account cavities in a crystal). The results of researches are resulted in a table.

Results of measuring of weight of icy crystals.

No№	Depth of layer, sm	Measuring day	Structure	Texture of layer	Age, days	Density of snow in a layer, g/sm ³	Average length of crystal, mm	Average width of crystal, mm	Average thickness of crystal, mm	Average volume of crystal, mm ³	Amount of crystals	Total weight of test, mg	Average weight of crystal, mg	Maximal length of base edge of crystal, mm
1	29-51	11.03.2011			97	0,32	2,0	1,1	0,6	1,320	15	0,10	0,0067	2,7
2	21-25	11.03.2011			99	0,34	2,0	1,0	0,8	0,800	30	0,12	0,004	3,2
3	31-51	11.03.2011			55	0,32	3,0	1,7	0,4	4,080	5	0,14	0,028	3,7
4	31-51	11.03.2011			55	0,32	3,0	2,1	0,5	3,150	10	0,24	0,024	6,0
5	17-25	11.03.2011			81	0,32	1,0	0,1	0,3	0,015	60	0,54	0,009	0,6
6	65-70	11.03.2011			50	0,26	4,0	0,2	0,6	0,504	4	0,12	0,03	4,0
7	65-70	11.03.2011			50	0,26	3,0	0,2	0,6	0,378	8	0,32	0,04	4,0
8	8-17	25.03.2011			124	0,31	2,0	1,8	0,5	1,800	6	0,18	0,03	2,1
9	8-17	25.03.2011			124	0,31	2,0	2,2	0,6	2,640	3	0,06	0,02	2,4
10	8-17	25.03.2011			124	0,31	3,0	3,0	0,5	4,500	1	0,02	0,02	3,0
11	8-17	25.03.2011			124	0,31	3,0	2,5	0,6	4,500	1	0,04	0,04	2,5
12	8-17	25.03.2011			124	0,31	4,0	3,0	0,5	6,000	1	0,04	0,04	4,0
13	8-17	25.03.2011			124	0,31	2,0	2,0	0,8	3,198	1	0,02	0,02	2,2
14	8-17	25.03.2011			124	0,31	3,0	2,0	2,0	12,000	1	0,04	0,04	2,8

Structure of snow. Legend.

Class of the ice crystals shape of a secondary idiomorphic snow (Depth Hoar) (by E.G.Kolomytz)		A snow sublimation metamorphism stage
	Faceted columnar crystals	Constructive
	Semi-skeletal columnar crystals	
	Skeletal columnar and flat crystals	
	Sectorial crystals	Regressive

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Казаков Н. А.

*Учреждение Российской академии наук Сахалинский филиал
Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
г. Южно-Сахалинск, Россия*

Электрические явления в снежном покрове часто наблюдаются визуально. Лёд, кристаллами которого выполнена снежная толща – полярный диэлектрик, обладающий свойствами пьезоэлектрика, сегнетоэлектрика, пироэлектрика и протонного полупроводника. Снежный покров в естественном залегании может описываться как плоский диэлектрический волновод в электрическом поле системы атмосфера – литосфера.

Определяя природу сил связи между ледяными кристаллами как электрическую, мы получаем возможность объяснить феномен самоорганизации упорядоченной структуры снежного слоя (отображаемой в его текстуре) следствием изменения его электрических характеристик, а физические силы, обеспечивающие связь между ледяными кристаллами в снежной толще объяснить как электрические.

В 2004 – 2010 г. на Южном Сахалине нами проводились экспериментальные исследования электрических характеристик снежного покрова в естественном залегании.

1. Для определения ёмкости и разности потенциалов снежных слоёв с разной структурой и текстурой в снежные слои параллельно поверхности помещались 2 плоских медных электрода площадью по 110 см². Для каждого типа снега было выполнено от 10 до 30 серий измерений.

Через полученные значения ёмкости и разности потенциалов рассчитывался удельный заряд слоя по формуле:

$$E = U/L \quad (1),$$

где E – напряжённость электрического поля в слое, L – толщина слоя между обкладками конденсатора (электродами), U – разность потенциалов.

Одновременно определялась стратификация снежной толщи, структура, текстура, температура, плотность снежных слоёв.

2. Для исследования электризации ледяных кристаллов в искусственном электрическом поле (2010 – 2011 г. г., Южный Сахалин), из слоёв снега в естественном залегании отбирались пробы свежевыпавшего и перекристаллизованного (гранного, полускелетного и скелетного классов форм) снега, которые помещались между двумя расположенными параллельно медными электродами, которые электризовывались с помощью электрофорной машины. Расстояние между электродами изменялось от 2 до 6 см. Разность потенциалов между пластинами – 10000 В.

Результаты.

1. Электрический заряд ледяного кристалла зависит от его размера и формы (т.е., от стадии его метаморфизма), а заряд снежного слоя зависит от его структуры и текстуры. В ходе метаморфизма ледяных кристаллов в снежном слое увеличение заряда ледяного кристалла и заряда снежного слоя происходит как по мере увеличения размера ледяного кристалла, так и по мере совершенствования структуры и текстуры снежного слоя. Изменение заряда при изменении плотности снега в слое не установлено. Более устойчивые значения электрических зарядов снежного слоя наблюдаются у вторично-идиоморфного снега, менее устойчивые – у первично-идиоморфного и изоморфного снега. Более устойчивые значения заряда снежного слоя наблюдаются при отсутствии облачности.

Средние значения электрических зарядов слоя

Тип снега и класс форм ледяных кристаллов (по Э.Г. Коломыцу)	Облачность 0 баллов		Облачность 10 баллов	
	Ёмкость F, в/м	Заряд Q, нКл	Ёмкость F, в/м	Заряд Q, нКл
Свежевыпавший	-	-	0,01 – 0,06	0,001 – 0,07
Обломочный (лежалый)	-	-	0,03 – 0,04	0,001
Сублима- ционно-полиэ- дрический	0,04	0,014	0,05 – 0,12	0,002
Режеля- ционно-полиэ- дрический	0,03 – 0,08	0,03 – 0,08	0,02 – 0,10	0,01 – 0,13
Гранный	0,05-0,07	0,04-0,05	0,30-0,39	0,12-0,15
Полу- скелетный	0,17-0,19	0,07-0,14	0,05-0,09	0,02-0,09
Скелетный	0,17-0,25	0,10-0,14	0,05-0,12	0,01-0,10
Секториальный	0,01 – 0,15	0,02-0,09	0,01 – 0,03	0,14-0,17

2. Ледяные кристаллы, помещённые между двумя электродами, при подаче на них электрического напряжения выстраиваются в вертикальные кластеры, подобные тем, которые наблюдаются в снежном слое с волокнистой текстурой. Это свидетельствует о том, что на кристаллах происходит разделение поверхностных зарядов, а сам ледяной кристалл при этом должен описываться как диполь.

3. Снежный покров в естественном залегании может описываться как электродинамическая система.

EXPERIMENTAL RESEARCHES OF ELECTRIC CHARACTERISTICS OF A SNOW COVER

N.A. Kazakov

Sakhalin Department of Far East geological institute of Far East branch of Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

The electric phenomena in a snow cover are often observed visually. A snow cover is built by the crystals of ice. But ice is a polar dielectric and possessing properties of a piezoelectric material, a ferroelectric material, pyroelectric and the proton semiconductor. The snow cover can be described as a flat dielectric inwardly electric field of system atmosphere – a lithosphere.

If we describe the nature of forces of communication between ice crystals as electric, we have an opportunity:

- to explain a phenomenon of self-organizing of the ordered structure of a snow layer (displayed in its texture) a consequence of change of its electric characteristics;
- to define the physical strengths providing communication between ice crystals in snow thickness as electric.

we spent experimental researches of electric characteristics of a snow cover on Southern Sakhalin in 2004 – 2010.

1. For definition of capacity and a potential difference of snow layers with different structure and a structure in snow layers in parallel surfaces were located 2 flat copper electrodes with the area on 110 sm². For each type of snow it has been executed from 10 to 30 series of measurements.

Through the received values of capacity and a potential difference the specific charge of a layer under the formula paid off:

$$E = U/L \quad (1),$$

where E – intensity of electric field in a snow layer, L – a thickness of a layer between condenser facings (electrodes), U – a potential difference.

Stratification of snow thickness, structure, texture; temperature, density of snow layers was simultaneously defined.

2. For research of electrization of icy crystals in the artificial electric field (2010 - 2011, Southern Sakhalin), from the layers of snow cover the tests of precipitation particles and recrystallize snow (faceted crystals, semiskeletal and skeletal classes of crystals forms). That crystals were placed between two located parallel by copper electrodes. Electric tension moved on electrodes with the help by an influence machine. Distance between electrodes changed from 2 to 6 sm. Difference of potentials between plates - 10000 Volt.

1. The electric charge of an ice crystal depends on its size and the shape (from a stage of its metamorphism). The electric charge of a snow layer depends on its structure and a texture. During to a metamorphism of ice crystals in a snow layer the increase in a electric charge of an ice crystal and a electric charge of a snow layer occurs both in process of increase in the size of an ice crystal, and in process of perfection of structure and a texture of a snow layer.

The electric charge change at change of density of snow in a layer isn't established.

Steadier values of electric charges of a snow layer are observed at primary-idiomorphic snow less steady – at secondary-idiomorphic and isomorphic snow. Steadier values of a electric charge of a snow layer are observed in the absence of clouds.

Average values of electric charges of a snow layer

Type of snow and class of shape of icy crystals (by E. Kolomitz)	Overcast of 0 grade		Overcast of 10 grade	
	Electric capacity F, V/m	Electric charge Q, nK	Electric capacity F, V/m	Electric charge Q, nK
Precipitation particles	-	-	0,01 – 0,06	0,001 – 0,07
Decomposing and fragmented precipitation particles	-	-	0,03 – 0,04	0,001
Very fine rounded grains	0,04	0,014	0,05 – 0,12	0,002
Regelation crystals	0,03 – 0,08	0,03 – 0,08	0,02 – 0,10	0,01 – 0,13
Faceted crystals	0,05-0,07	0,04-0,05	0,30-0,39	0,12-0,15
Semiskeletal crystals	0,17-0,19	0,07-0,14	0,05-0,09	0,02-0,09
Skeletal crystals	0,17-0,25	0,10-0,14	0,05-0,12	0,01-0,10
Sectorial crystals	0,01 – 0,15	0,02-0,09	0,01 – 0,03	0,14-0,17

2. Icy crystals placed between two electrodes, at the serve on them of electric tension line up in vertical clusters, similar to those which are observed in a snow layer with fibrous texture. It goes to show that there is the division of superficial electric charges on icy crystals. An icy crystal here must be described as a dipole.

3. A snow-cover in the natural bedding can be described as electrodynamic system.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ АКУСТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СНЕГА В ЕСТЕСТВЕННОМ ЗАЛЕГАНИИ

*Казаков Н.А.¹, Кононов И.А.¹, Генсиоровский Ю.В.¹,
Малашенко А.Е.², Карачун Л.Э.², Потапов А.А.²*

¹ Учреждение Российской академии наук Сахалинский филиал
Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
г. Южно-Сахалинск, Россия

² Учреждение Российской академии наук Специальное
конструкторское бюро средств автоматизации морских
исследований ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия

Для решения большого круга задач снеговедения и лавиноведения требуется разработка методов дистанционно-го измерения физических и механических характеристик снежного покрова в естественном залегании и определения структуры и текстуры снежных слоёв. Наиболее перспективным представляется зондирование снежной толщи с помощью электромагнитных и акустических импульсов.

В 2009-2011 г. нами проводились эксперименты по оценке зависимости акустических свойств снежного покрова от структуры и текстуры снежного слоя.

В процессе эксперимента зондирующие звуковые импульсы посылались через снежные слои с различной структурой и текстурой. Приёмник и передатчик устанавливались в одном снежном слое на расстоянии 1 м, затем – 0,5 м. Звук пропусклся сериями по 9-12 импульсов в каждой. Всего было получено 15 пригодных для анализа звуковых серий: по две серии 12, 18 и 25 марта 2010 г. (одна серия на снежный слой) с частотой импульсов 1391,6 Гц; 9 серий 25.03.2011 г. для трёх различных слоёв снежной толщи на частотах 170,9 Гц, 1000,98 Гц и 9997,56 Гц. Измерялась плотность снега и температура на контактах слоёв (таб. 1).

Таблица 1. Характеристики снежных слоёв

Дата	Номер слоя	Тип снега и класс формы кристалла (по Э.Г. Коломьцу); текстура слоя	Толщина слоя, см	Плотность, г/см ³	Диаметр кристалла, сред./макс., мм	Температура на контактах, нижн./верхн., °С
12.03.2010	4		4	0,24	2,0/2,5	-1,9/-2,6
12.03.2010	3		15	0,30	2,5/4,0	-0,8/-1,9
18.03.2010	4		4	0,24	2,0/2,5	-4,5/-5,0
18.03.2010	3		15	0,28	2,5/4,0	-2,0/-4,5
25.03.2010	7		4	0,29	-	0,0/-0,1
25.03.2010	5		7	0,35	2,5/4	-0,5/-0,5
25.03.2011	4		12	0,29	1,8/2,2	-2,0/-2,6
25.03.2011	3		11	0,37	1,3/2,5	-1,2/-2,0
25.03.2011	2		9	0,31	2,5/4,0	-0,5/-1,2

Анализ результатов эксперимента производился по изменениям амплитудных и частотных характеристик принятого сигнала.

Эксперимент показал, что максимальными звукопоглощающими свойствами обладают снежные слои плотностью более $0,30 \text{ г/см}^3$, сложенные кристаллами гранного либо секториального классов форм на частоте сигнала около 10000 Гц . На низких частотах тот же снег проявляет самые минимальные звукопоглощающие свойства. В снежных слоях плотностью от $0,25$ до $0,30 \text{ г/см}^3$ и с примерно одинаковым соотношением кристаллов разных классов форм (Таб. 1, 25.03.2011, слой 4) сигналы различной частоты ослабевают примерно одинаково.

Анализ изменений частотных характеристик звуковых сигналов проводился по графикам спектров, построенным для каждого отдельного импульса.

Сравнение спектров посланных и принятых сигналов показало, что для низкочастотных импульсов (170 Гц) никаких частотных изменений не происходит. Для импульсов высокой частоты (10000 Гц) было отмечено некоторое увеличение (от 1 до 12 Гц) основного тона. Наиболее интересная картина наблюдается в спектре сигналов частотой 1000 Гц и 1400 Гц . Для частоты посланного сигнала в 1000 Гц основной тон принятого сигнала оказался меньше для всех типов снега. Разница варьировалась в промежутке от 12 до 33 Гц . Для частоты посланного сигнала в 1400 Гц основной тон принятого оказался больше для всех типов снега. Разница варьировалась от 12 до 24 Гц . При этом отмечается зависимость степени отклонения частоты от структуры снега. Для относительно плотного снега, сложенного кристаллами скелетного и секториального классов форм отклонение наибольшее. Для режеляционно-полиэдрического снега, а также для снега с примерно одинаковым соотношением кристаллов разных классов форм отклонение наименьшее.

Таким образом, можно утверждать, что слои снега с разной структурой и текстурой обладают различными акусти-

ческими свойствами. Характер ослабления звукового сигнала, пропущенного через снежную толщу, а также его спектральная картина могут быть использованы в качестве сигнатур для диагностики структурно-текстурных характеристик снежной толщи.

EXPERIMENTAL RESEARCH OF SNOW ACOUSTIC PROPERTIES IN NATURAL OCCURRENCE

*N.A. Kazakov¹, I.A. Kononov¹, Y.V. Gensiorovskiy¹,
A.E. Malashenko², L.E. Karachun², A.A. Potapov²*

¹ Sakhalin Department of Far East geological institute of Far East branch of Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

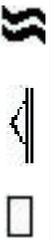
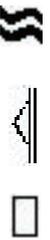
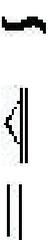
²Special Design Office of the Automation Devices for Marine Research of Far East Branch of Russian Academy of Science (SDO ADMR FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

To solve a wide scope of tasks in snow and avalanche studies it is necessary to develop methods of remote measurements of physical and mechanical characteristics of snow cover in natural occurrence and to determine snow layers structure and texture. The most promising is the snow mass probing using electromagnetic and acoustic pulses.

In 2009-2011 we conducted the experiments to define the dependence of the acoustic properties of snow cover on structure and texture of a snow layer.

During the experiment, probing sound pulses were passed through the snow layers with different structure and texture. The transmitter and receiver were installed in a single snow layer at a distance of 1 meter, then - 0,5 m. Sound was passed in series of pulses by 9-12 at a time. A total number of the suitable audio series for analysis was 15: two series on 12, 18 and 25 March 2010, (one series per a snow layer) with a pulse frequency 1391.6 Hz, 9 series were on 25 March 2011, for three different layers of snow mass on the frequencies 170.9 Hz, 1000.98 Hz and 9997.56 Hz. Snow density and temperature was measured at the layers contact (Table 1).

Table 1. Snow Layers Characteristics

Date	Layer No.	Snow Type and Crystal shape Class (by E.G.Kolomyz); Texture	Layer Thickness, sm	Density, g/sm ³	Crystal Diameter, aver./max., mm	Temperature on the Contacts, low./up., °C
12.03.2010	4		4	0,24	2,0/2,5	-1,9/-2,6
12.03.2010	3		15	0,30	2,5/4,0	-0,8/-1,9
18.03.2010	4		4	0,24	2,0/2,5	-4,5/-5,0
18.03.2010	3		15	0,28	2,5/4,0	-2,0/-4,5
25.03.2010	7		4	0,29	-	0,0/-0,1
25.03.2010	5		7	0,35	2,5/4	-0,5/-0,5
25.03.2011	4		12	0,29	1,8/2,2	-2,0/-2,6
25.03.2011	3		11	0,37	1,3/2,5	-1,2/-2,0
25.03.2011	2		9	0,31	2,5/4,0	-0,5/-1,2

Analysis of the experiment results was carried out by considering the changes of amplitude and frequency characteristics of the received signal.

The experiment showed that the maximum sound-absorbing properties belonged to snow layers with density exceeding 0.30 g/cm^3 , formed with crystals of faceted or sectorial shape classes at the signal frequency of about 10,000 Hz. At low frequencies, the same snow revealed the minimal sound-absorbing properties. In the snow layers with density from 0.25 to 0.30 g/cm^3 , and with roughly the same ratio of crystals of different shape classes (Table 1, 25.03.2011, layer 4) signals of different frequency reduced much the same.

Analysis of changes in the frequency characteristics of audio signals was performed following the graphics spectrum constructed for each individual pulse.

Comparison of the spectra of the sent and received signals showed that there were no frequency changes for the low-frequency pulses (170 Hz). For pulses of high frequency (10,000 Hz) there was a slight increase of the main tone (from 1 to 12 Hz). The most interesting situation was observed in the spectrum of the signal frequency of 1000Hz and 1400 Hz. For a signal of frequency of 1000 Hz the fundamental tone of the received signal was lower for all types of snow. The difference varied in the range from 12 to 33 Hz. By the way the dependence of degree of frequency deviation on the structure of snow was noted. For relatively dense snow of skeletal and sectorial crystal shape classes the deviation was maximal. For regelation-polyhedral snow as well as snow with roughly the same ratio of crystals of different form classes the deviation was minimal.

Thus, it is fair to say that the snow layers with different structure and texture have different acoustic properties. Nature of signal depression, as well as its spectral pattern can be used as signatures for the diagnosis of structural and textural characteristics of the snow mass.

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ АКУСТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В УСЛОВИЯХ ЕСТЕСТВЕННОГО ЗАЛЕГАНИЯ

*Карачун Л.Э.¹, Потапов А.А.¹, Пряженцев Н.И.¹,
Кононов И.А.²*

*¹ Учреждение Российской академии наук Специальное
конструкторское бюро средств автоматизации морских
исследований ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия*

*² Учреждение Российской академии наук Сахалинский филиал
Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
г. Южно-Сахалинск, Россия*

В процессе эксперимента зондирующие звуковые импульсы посылались через толщу снежного покрова на определённое расстояние и принимались на другой стороне.

В состав излучающей системы входят: электродинамический излучатель и персональный компьютер, генерирующий сигналы через звуковую карту.

В состав приёмной системы входят: электродинамический микрофон и модуль сбора данных, состоящий из аналого-цифрового преобразователя (АЦП) и персонального компьютера со специальным ПО для приёма сигналов и записи их на жёсткий диск.

АЦП NI USB-6259 компании National Instruments имеет 32 однополярных (SE) или 16 дифференциальных (DI) аналоговых канала с частотой дискретизации 1,25 миллионов выборок в секунду на все каналы и 7 диапазонов входного напряжения от +/- 100 мВ до +/- 10 В.

Данные вводились на 2 канала с частотой дискретизации 50000 Гц по каждому каналу:

- на 1-ый канал подавался в качестве опорного сигнал с выхода усилителя, уменьшенный с помощью делителя напряжения в 35 раз (чтобы не зарезался при вводе). При обработке восстанавливался его исходный уровень;
- на 2-ой канал подавался сигнал, принятый из среды (воздух или снежный слой).

Перед вычислением временных задержек и потерь при распространении в среде данные с обоих каналов пропускались через нерекурсивный фильтр с полосой с центром f_c – частотой заполнения импульса.

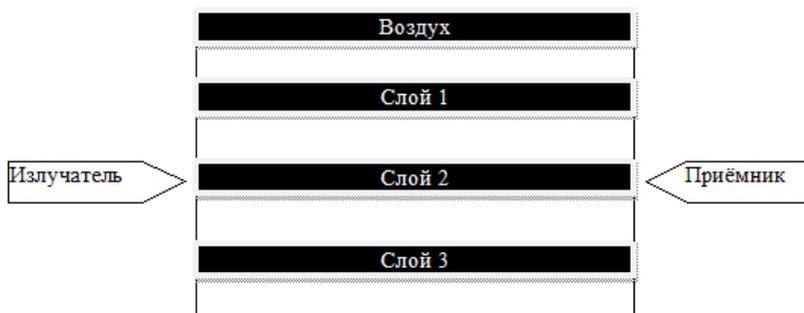


Рис. 1. Схема эксперимента

Излучатель и приёмник располагались поочерёдно по обеим сторонам каждого слоя, а затем подавались три серии зондирующих импульсов с разной частотой заполнения и длительностью: 170 Гц и 50 мс; 1000 Гц и 10 мс; и 10000 Гц и 5 мс. Период следования импульсов был выбран равным 2 с.

TECHNIQUE OF EXPERIMENTAL RESEARCH OF ACOUSTIC PROPERTIES OF SNOW COVER IN CONDITIONS OF NATURAL OCCURENCE

*L.E. Karachyun¹, A.A. Potapov¹, N.I. Pryazhentsev¹,
I. A. Kononov²*

¹Special Design Office of the Automation Devices for Marine Research of the Far East Branch of Russian Academy of Science (SDO ADMR FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

²Sakhalin Department of Far East geological institute of Far East branch of Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

In the course of experiment probe acoustic pulses were transmitted through snow cover to chosen distances and received at its opposite side.

Signal transmission system includes: electrodynamic loudspeaker and personal computer generating signals through a sound card.

Signal reception system includes: electrodynamic microphone and data acquisition module consisting of analogue-digital converter (ADC) and personal computer with special software to receive signals and store them to hard drive.

National Instruments ADC device NI USB-6259 has 32 unipolar (SE) or 16 differential (DI) analogue input channels with sampling frequency of 1.25 million samples per second on all channels, and ranges of input voltage from +/-100 mV to +/-10 V.

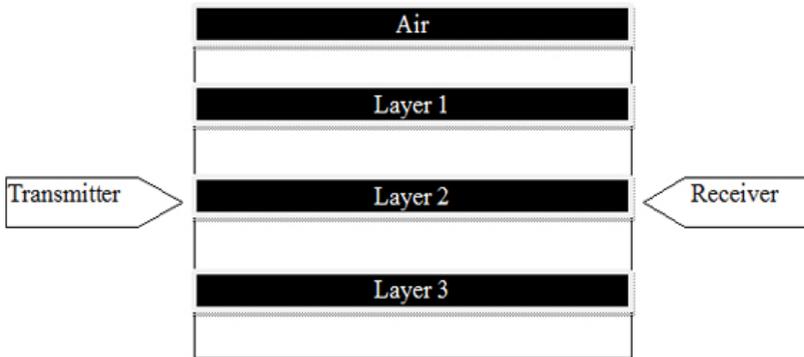


Fig. 1. Experiment scheme.

Data were acquired on 2 channels with sampling frequency of 50000 Hz on each channel:

- signal from the output of amplifier reduced by means of potential divider with factor of 35 (so that it was not cut by amplitude) was sent to the 1st channel, and is used as pilot signal. During data processing its initial amplitude was restored;
- signal received from the environment (air or a snow layer) was sent to the 2nd channel.

Before calculation of time delays and propagation losses in media data from both channels were passed through bandpass

FIR filter with frequency band centered at F_c , which is carrier frequency of a pulse.

Transmitter and receiver were settled down serially on both ends of each layer, and then three series of probing pulses with different carrier frequency and duration were sent: 170 Hz and 50 ms; 1000 Hz and 10 ms; and 10000 Hz and 5 ms. The period of following of pulses has been chosen equal to 2s.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕРМИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Осокин Н.И., Сосновский А.В.

*Учреждение Российской академии наук
Институт географии РАН, г. Москва, Россия*

Снежный покров, благодаря своим теплоизолирующим свойствам влияет на промерзание грунта. Комплексной величиной, характеризующей теплозащитные свойства снежного покрова, является его термическое сопротивление – $R_{сн}$ (отношение толщины снежного покрова – $h_{сн}$ к коэффициенту теплопроводности снега – $\lambda_{сн}$), которое рассчитывается по формуле $R_{сн} = h_{сн} / \lambda_{сн}$. Расчеты показали, что при одинаковом изменении температуры воздуха и термического сопротивления снежного покрова влияние на глубину промерзания грунта сравнимо. Поэтому, изменение условий и величины снегонакопления может дать такой же эффект как климатические изменения.

Для оценки пространственной изменчивости термического сопротивления снежного покрова и его внутригодовой динамики определены параметры снежного покрова для сети метеостанций криолитозоны России. При этом рассмотрены наиболее холодные районы, в которых теплоизолирующая роль снежного покрова может быть наибольшей.

Одним из наиболее важных параметров снежного покрова является его плотность, определяющая в значительной мере коэффициент теплопроводности снега. По данным снегосъемок плотность снежного покрова в северных районах Европейской части России, расположенных на побережье, более чем на 30% превышает ее значения во внутри материковых районах. Отметим также, что плотность снега в лесу на метеостанциях на побережье, приблизительно равна с плотности снега в поле внутри материка. Это говорит о влиянии на плотность снега ветрового режима, скорость которого на побережье, как правило, выше.

Причем, если внутри материка разница между плотностью снега в лесу и в поле составляет $10\text{--}20\text{ кг/м}^3$, то для метеостанций на побережье эта разность увеличивается до 80 кг/м^3 . При толщине снежного покрова $0,3\text{ м}$ плотность снега в районе метеостанций на побережье, составляет $300\text{--}330\text{ кг/м}^3$, тогда как для метеостанций, расположенных во внутренних районах, $190\text{--}220\text{ кг/м}^3$. Термическое сопротивление снежного покрова, R_{ch} на метеостанциях, расположенных на побережье, в $1,5\text{--}3,0$ раза ниже, чем на метеостанциях внутри материка.

Динамика термического сопротивления снежного покрова для метеостанций, расположенных на севере Красноярского края представлена на рис.

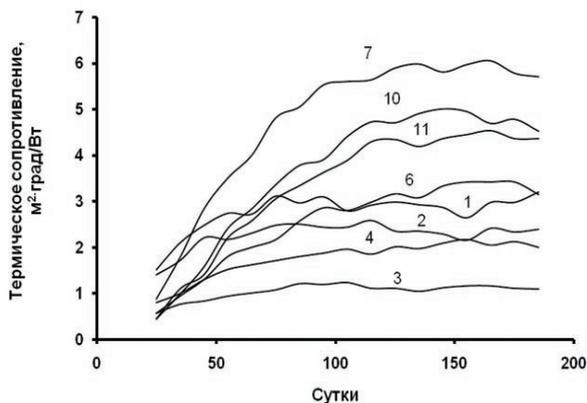


Рис 1. Термическое сопротивление снежного покрова в районе метеостанций Красноярского края; метеостанции: 1 – Волочанка; 2 – Дудинка; 3 – Норильск; 4 – Ессей; 6 – Тура; 7 – Байкит; 10 – Таимба; 11 – Чемдальск; номера метеостанций соответствуют номерам в научно-прикладном справочнике по климату

Значение термического сопротивления снежного покрова для метеостанций Красноярского края, номера которых по климатическому справочнику равны 5, 8, 9 и 12 находятся в диапазоне изменения термического сопротивления

метеостанций с номерами 10 и 11 (рис. 1). Результаты проведенных исследований показывают, что для большинства районов Красноярского края и Якутии диапазон изменения термического сопротивления сопоставим. Это обусловлено тем, что более низкие значения толщины снежного покрова в Якутии компенсируются небольшими значениями его плотности.

Термическое сопротивление снежного покрова, большую часть холодного времени года меняется незначительно, так как рост толщины снежного покрова компенсируется ростом его плотности и коэффициента теплопроводности (рис. 1). Поэтому небольшие колебания снежности в меньшей степени влияют на термическое сопротивление снежного покрова. Таким образом, термическое сопротивление снежного покрова является достаточно консервативной комплексной величиной, характеризующей теплоизоляционные свойства снежного покрова в данной географической точке.

SPATIO-TEMPORAL CHANGEABILITY OF THERMAL RESISTANCE OF SNOW-COVER

N.I. Osokin., A.V. Sosnovskiy

*Institute of geography of Russian Academy of Sciences,
Moscow, Russia*

Snow-cover, due to the heat-insulating properties influences on the frozen solid of soil.

For estimation of spatial changeability of thermal resistance of snow-cover and his within-year variability of dynamics the parameters of snow-cover are certain for the network of weather-stations of cryolite zony of Russia. The most cold districts in which the heat-insulating role of snow-cover can be most are thus considered.

One of the most essential parameters of snow-cover is his closeness determining to a great extent coefficient of heat conductivity of snow. From data of snow course closeness of snow-cover in the northlands of European part of Russia,

located on a coast, more than on 30% exceeds its values in inwardly mainlands districts.

Thermal resistance of snow-cover, greater part of cold time of year changes insignificantly, because growth of thickness of snow-cover is compensated by growth of his closeness and coefficient of heat conductivity (fig. 1). Therefore small vibrations of snow in less degree influence on thermal resistance of snow-cover. Thus, thermal resistance of snow-cover is sufficiently a conservative complex size characterizing heat-insulation properties of snow-cover in this geographical

**INFLUENCE OF DIFFUSION OF AQUATIC STEAM ON
COEFFICIENT OF EFFECTIVE HEAT CONDUCTIVITY OF
SNOW-COVER**

*N.I. Osokin., A.V. Sosnovskiy, R.A. Chernov
Institute of geography of of Russian Academy of Sciences,
Moscow, Russia*

**ВЛИЯНИЕ ДИФФУЗИИ ВОДЯНОГО ПАРА
НА КОЭФФИЦИЕНТ ЭФФЕКТИВНОЙ
ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА**

*Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А.
Учреждение Российской академии наук
Институт географии РАН, г. Москва, Россия*

Сложность процессов тепло- и массопереноса в снежном покрове приводит к необходимости использования термина «эффективная теплопроводность снега». Эффективная теплопроводность снега определяется величиной кондуктивной и конвективной составляющих. Величина кондуктивной составляющей теплопроводности зависит в основном от плотности снега. При этом структурные особенности снега, как правило, не учитываются. Основной вклад в конвективную составляющую вносит диффузия водяного пара. Его величина определяется как плотностью снега, так температурой и температурным градиентом в снежном покрове.

Для оценки влияния диффузии водяного пара на массоперенос в снежной толще и изменчивость эффективного коэффициента теплопроводности снега проведено математическое моделирование тепло-массообмена и выполнены численные эксперименты. При этом предполагалось, что основным механизмом массообмена в снежном покрове при отсутствии таяния служит диффузия водяного пара под влиянием температурного градиента.

В результате рассмотрения совместной модели тепло- и массопереноса получено уравнение для определения температуры в снежном покрове с учетом диффузии и конденсации–сублимации водяного пара:

$$A \frac{\partial T_{\text{сн}}}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_{\text{сн}} \frac{\partial T_{\text{сн}}}{\partial z} \right) + F(z, \tau)$$

где коэффициент

$$A = \rho_{\text{сн}} c_{\text{сн}} + L_{\text{и}} \frac{\partial e}{\partial T_{\text{сн}}}$$

учитывает влияние сублимации-конденсации пара на температуру снега [Красс, Мерзликин, 1990], а коэффициент

$$\lambda_{\text{сн}} = \lambda_{\text{к}} + L_{\text{и}} D \frac{\partial e}{\partial T_{\text{сн}}}$$

представляет собой эффективный коэффициент теплопроводности как сумму кондуктивной и конвективной, за счет диффузии водяного пара, составляющих [Павлов, 1962].

Принятые обозначения: $T_{\text{сн}}$ – температура снега; °К; z – координата по глубине снежной толщи; τ – время; $\rho_{\text{сн}}$ – плотность снега; $c_{\text{сн}}$ – удельная теплоемкость; $\lambda_{\text{к}}$ – кондуктивная составляющая эффективного коэффициента теплопроводности снега $\lambda_{\text{сн}}$; $L_{\text{и}}$ – удельная теплота испарения; D – коэффициент диффузии водяного пара в снежном покрове; e – плотность насыщенного водяного пара.

Величина $k_{\text{сн}} = \lambda_{\text{сн}} / \lambda_{\text{к}}$, показывает влияние диффузии водяного пара на теплоперенос в снежном покрове. С ростом величины $k_{\text{сн}}$ увеличивается влияние диффузии водяного пара на теплоперенос в снежном покрове.

Результаты расчетов величины $k_{\text{сн}}$ приведены на рис. В работе [Павлов, 1979] значение $k_{\text{сн}}$ получено в виде

$$k_{\text{сн}} = 1 + 1,18 \exp(0,15t_{\text{сн}}) \quad (1)$$

Значение $k_{\text{сн}}$, рассчитанные по последней формуле, соответствуют расчетам при плотности снега 250 – 300 кг/м³ (рис).

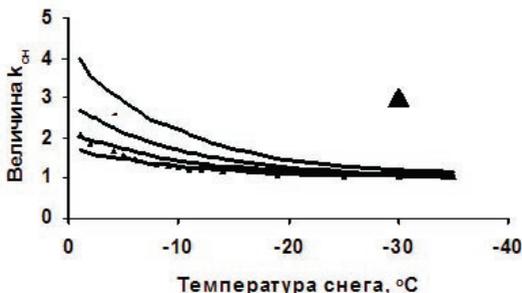


Рис. Величина $k_{\text{сн}}$ для снега плотностью: 1 – 150 кг/м³; 2 – 200 кг/м³; 3 – 250 кг/м³; 4 – 300 кг/м³; 5 – по формуле (1)

Результаты проведенных исследований показывают, что на конвективную составляющую эффективного коэффициента теплопроводности влияет как температура, так и плотность снега. Причем с понижением температуры и ростом плотности снега значение $k_{\text{сн}}$ понижается. Так, измерения температурного режима снежного покрова в районе антарктической станции Восток показали, что величина $k_{\text{сн}}$ составляет 2%.

При плотности снега 150 (300) кг/м³ значение $k_{\text{сн}}$ составляет 2,2(1,26) и 1,5(1,06) при температуре снега -10°C и -20°C , соответственно. Таким образом, диффузия водяного пара существенным образом влияет на величину эффективного коэффициента теплопроводности и теплообмен в снежном покрове.

ИЗМЕНЕНИЕ ПЛОТНОСТИ СНЕЖНЫХ СЛОЕВ В ТЕЧЕНИЕ ЗИМНЕГО СЕЗОНА

Рыбальченко С.В.

*Учреждение Российской академии наук Сахалинский филиал
Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
г. Южно-Сахалинск, Россия*

Плотность снега является одним из физических параметров снежного покрова, с которым связаны многие его механические характеристики, и зависит от условий формирования снежного покрова и его метаморфизма в течение зимнего периода.

Наблюдения проводились на стандартной снегомерной площадке, расположенной на восточной окраине г. Южно-Сахалинска у подножия Сусунайского хребта в зимние сезоны 2005-2006, 2007-2008, 2009-2010 г.г.

Проводилось послойное измерения плотности слоев снежной толщи, температуры на границах слоев, описание структуры и текстуры снежной толщи.

Результаты показывают, что средняя плотность снежного покрова в целом увеличивается в ходе развития снежной толщи, в течение зимы (от 0,10 до 0,42 г/см³). Максимальных значений плотность снежного покрова достигает в марте (0,30-0,40 г/см³).

Анализ изменения плотности снежного слоя на разных стадиях метаморфизма показал: на стадии деструктивного метаморфизма плотность снега резко увеличивается за короткий период (7-14 дней) от 0,08 до 0,20 г/см³. На конструктивной стадии сублимационного метаморфизма происходят колебания плотности в пределах 0,15 – 0,35 г/см³, на регрессивной стадии сублимационного метаморфизма происходит резкое увеличение плотности снега до 0,35 - 0,42 г/см³.

В вертикальном разрезе, плотность снега имеет максимум в средней части снежной толщи (0,37-0,42 г/см³). Нижние слои, состоящие из ледяных кристаллов наибольшего диаметра, более разрыхлены и менее плотны. Верх-

ние слои, несмотря на то, что часто подвержены ветровому уплотнению, испытывают воздействие солнечной радиации, температурных колебаний при изменении температуры воздуха, нежели нижележащие слои, все это приводит к некоторому разрыхлению верхних слоев.

Наряду с механическим уплотнением в снежном покрове происходят интенсивные процессы изменения структуры и текстуры вследствие процессов сублимационного метаморфизма.

Независимо от положения снежного слоя в снежной толще и его толщины, снежный слой проходит одни и те же стадии роста кристаллов.

Во второй период зимы (январь - март) практически вся снежная толща выполнена кристаллами стадии конструктивного метаморфизма (кристаллами полускелетного и скелетного классов форм). Максимальный диаметр ледяных кристаллов наблюдается в марте и может достигать 8,0-10,0 мм.

Таким образом, изменение структуры и текстуры происходит независимо от объема вещества, происходит перераспределение материала с сохранением тех же самых индивидов.

CHANGING OF DENSITY OF SNOW LAYERS DURING THE WINTER SEASON

S.V. Rybal'chenko

Sakhalin Department of Far East geological institute of the Far East branch of Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

The density of snow is one of the physical parameters of the snow cover, which is associated with many of its mechanical characteristics, and depends on the conditions for the formation of snow cover and its metamorphism during the winter period.

Observations were spent on standard snow to a platform, located on the eastern outskirts of g. Yuzhno-Sakhalinsk at the foot of Susunayskogo ridge in the winter seasons 2005-2006, 2007-2008, and 2009-2010.

Was carried out level-by-level measurement of density of layers of snow thickness, temperature boundary layers, description of the structure and texture of the snow.

The results show that the average density of the snow cover increases in the course of development of snow thickness, during the winter (from 0.10 to 0.42 g/sm³). Maximum values of the density of the snow cover reaches in march (0.30 and 0.40 g/sm³).

Analysis of changes in the density of the snow layer at different stages of metamorphism shown: at the stage of destructive metamorphism of snow density increases sharply in a short period (7-14 days) from 0,08 to 0,20 g/sm³. At a constructive stage sublimation a metamorphism occur density fluctuations within the range of 0,15 – 0,35 g/sm³, at a regressive stage sublimation a metamorphism increase in density of snow to 0,35 - 0,42 g/sm³.

In a vertical cut, the snow density has a maximum in an average part of snow thickness (0,37-0,42 g/sm³). The bottom layers consisting of ice crystals of the greatest diameter, are more loosened and are less dense. The upper layers, in spite of the fact that often exposed to the wind compression, experience the impact of solar radiation, temperature fluctuations in the temperature of the air, all of this leads to some loosening the upper layers.

Along with mechanical consolidation in a snow cover there are intensive processes of change of structure and a structure owing to processes sublimation a metamorphism.

Irrespective of position of a snow layer in snow thickness and its thickness, the snow layer passes the same stages of growth of crystals

During the second period of winter (january - march) practically all snow thickness is executed by crystals of a stage constructive метаморфизма (crystals semiskeletal and skeletal classes of shapes). The maximum diameter of ice crystals is observed in march and can reach 8,0-10,0 mm.

Thus, change of structure and texture occurs regardless of the amount of substance, there is a redistribution of material with preservation of the same individuals.

КОМПОНЕНТЫ ТЕПЛОПЕРЕНОСА В СНЕГЕ

Сократов С.А.

*Научно-исследовательская лаборатория снежных лавин и селей,
Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова,
г. Москва, Россия*

Значительный разброс в опубликованных данных по коэффициентам тепло- и массо-переноса в снеге традиционно объясняется сложным взаимодействием между кондуктивным теплопереносом в ледяной матрице, кондуктивным и конвективным теплопереносом в поровом пространстве и влиянием на эту комбинацию фазовых переходов на границе раздела двух фаз. Существует значительное число математических построений различной степени сложности, направленных на предсказание эффективной теплопроводности или эффективного коэффициента диффузии многофазных сред различной внутренней геометрии. Математически обосновываются и эмпирически проверяются многочисленные коэффициенты, учитывающие плотность, размер и форму включений, преобладающее направление включений неправильной формы и эффект фазовых переходов. Все они представляются как работающие в определённом диапазоне этих параметров и практически ни одно из этих построений не соответствует условиям, наблюдаемым в естественном снеге. Главной проблемой является неопределённость в отнесении снега к материалу определённого типа (пористая или зернистая среда волокнистой или пластинчатой структуры). Предложенная Модель микроструктуры позволяет объединить воедино классические физические построения для материалов этих типов через нахождение конкретного положения конкретной микроструктуры снега в искусственной системе координат. При этом появляется возможность не только рассчитать эффективную теплопроводность снега, но и оценить вклад каждого из компонентов тепло-переноса. Представляются результаты такой оценки.

THE COMPONENTS OF THE HEAT TRANSFER IN SNOW

S.A. Sokratov

*Laboratory of snow avalanches and debris flows, Faculty of
Geography M.V. Lomonosov Moscow State University,
Moscow, Russia*

Considerable variation in the published data on the coefficients of heat- and mass-transfer in snow is traditionally explained by complex interrelation between the conductive transfer in the ice matrix, conductive and convective transfer in the pore space and the effect of the phase transition at the boundary between the ice and pore air on this combination. Great number of mathematical constructions of different complexity exists, each aimed to predict the effective thermal conductivity or effective diffusion coefficient of a multiphase media of different internal geometry. Numerous coefficients accounting density, size and shape of inclusions, prevailing direction of the inclusions of irregular shape and the effects of phase transition for are mathematically reasoned and empirically validated. All of them are stated to work in certain range of such parameters and practically none of the construction corresponds to the conditions observed in natural snow. The main problem is uncertainty in relation of snow to material of certain type (porous or granular material with fibrous or tabular structure). The proposed Model of microstructure allows combining in one set the classical physical constructions for materials of such types through certain positioning of certain snow microstructure in artificial coordinate system. This provides the opportunity for not only calculating of the effective heat conductivity of snow, but also to estimate the weight of each of the components of the heat-transfer. The results of such estimation are presented.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭФФЕКТИВНОГО КОЭФФИЦИЕНТА ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ СНЕГА ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ТЕМПЕРАТУРНЫХ УСЛОВИЯХ

Чернов Р.А.

*Учреждение Российской академии наук Институт географии
РАН, г. Москва, Россия*

Суточные колебания температуры воздуха влияют на температурный режим снежного покрова, приводят к изменению его теплофизических параметров, в том числе эффективного коэффициента теплопроводности снега (K_{eff}). В большинстве случаев значение K_{eff} принято считать зависящим лишь от плотности снега. В данной работе была определена изменчивость эффективного коэффициента теплопроводности снега в зависимости от температурного режима снежного покрова.

Значение K_{eff} были получены, как частное экспериментально измеренных величин - теплового потока и градиента температуры. В результате экспериментов были определены значения эффективной теплопроводности снега различной структуры и плотности.

В морозильную установку объемом 80 литров помещался контейнер с ненарушенным снегом. Боковые стенки ящика были дополнительно теплоизолированы, верхняя плоскость, через которую помещался образец, оставалась доступной. В нижней части ящика располагался плоский контейнер с водой емкостью около 2-х литров для создания температурного градиента. Образцы естественного снега имели однородную структуру и плотность, размер образца составлял 30 x 30 x 15 см. При отборе образцов определялась плотность снега, средний размер и характерная форма кристаллов снега. Охлаждение образца происходило с верхней открытой поверхности контейнера для обеспечения условия одномерности вертикального теплового потока. Теплоизоляция стенок ящика и самоизоляция образца плоской формы исключала возможность значимого

теплового потока в горизонтальном направлении. Изменения температуры в морозильнике проводились ступенчато с шагом около 3-4°C. Для 30 образцов снега различной плотности и структуры были определены значения K_{eff} при различных температурных режимах. Градиент температуры в снегу изменялся от 0 до 90 °C /м.

Выявлена зависимость эффективного коэффициента теплопроводности от градиента температуры для снега плотностью до 0.35 г/см². Наиболее очевидно данный эффект проявился в образцах свежевывающего и перекристаллизованного снега. В диапазоне температур от -5°C до -24 °C (наиболее характерных для снежного покрова Русской Равнины) увеличение K_{eff} достигало 30 %. Для снега плотностью выше 0.35 г/см² среднее значение K_{eff} оставалось постоянным.

EXPERIMENTAL DEFINITION OF EFFECTIVE THERMAL CONDUCTIVITY OF SNOW UNDER VARIOUS TEMPERATURE CONDITIONS

R. A. Chernov

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

Daily fluctuations of air temperature influence on temperature mode of snow cover, which in its turn lead to the change of thermal parameters, including effective thermal conductivity of snow (K_{eff}). In most cases value of K_{eff} is considered to be depending only from snow density. In this work there was defined a variability of K_{eff} of snow in dependence on temperature mode of snow cover. K_{eff} was calculate using experimental measured data - thermal flow and temperature gradient. The effective thermal conductivities of snow with various structures and densities were defined.

The container with unstrained snow was laid in a freezer volume of 80 liters. Lateral walls of a box were isolated in addition. The upper plane, through which the sample was

put, remained accessible. The plane container with water in capacity about 2 liters for making of temperature gradient was settled down in the bottom part of the box. Samples of natural snow had homogeneous structures and densities, the size of the samples was 30 x 30 x 15 sm. During sampling there were defined the snow density, the average size and the characteristic form of snow crystals. Cooling of the sample occurred from the upper open surface for providing of condition of one-dimensionality of vertical thermal flow. The thermal isolation of the box walls and self-isolation of the samples eliminated a possibility of significant thermal flow in a horizontal direction. Changes of temperature in the freezer were made in steps with step near 3-4 °C. For 30 snow samples of various density and structure there were defined the values of K_{eff} at various temperature modes. The temperature gradient in snow samples were changed from 0 to 90 °C/m.

Dependence of K_{eff} on temperature gradient was found out only for snow with density till 0.35/sm². This effect was most evident in samples of loose and the floating snow. K_{eff} increased to 30 % than temperature gradient grown to maximum. Experiments were carried out in a range of air temperature from 5 °C to 24 °C (the most typical for snow cover of Russian Plain). The mean K_{eff} was constant for snow with density more than 0.35 g/sm².

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РАМОЧНЫХ СДВИГОВЫХ ТЕСТОВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ УСТОЙЧИВОСТИ СНЕГА НА СКЛОНЕ

Черноус П.А.^{1,2}, Барашев Н.В.²

*¹Центр лавинной безопасности ОАО «Апатит»,
г. Кировск, Россия*

*²Мурманский государственный технический университет,
г. Мурманск, Россия*

Результаты измерений предельного сопротивления сдвигу снега с помощью рамки и динамометра являются одним из видов данных необходимых для оценки устойчивости снега на склоне. Для проведения этих тестов существуют несколько методик, которые различаются не очень значительно. Исследования показывают, что предельное сопротивление сдвигу зависит от скорости приложения нагрузки. Причем, как показали наши эксперименты (рис. 1), для некоторых типов снега различие между сопротивлением «быстрому» и «медленному» сдвигу составляло один порядок величины.

Эти различия не учитываются при интерпретации результатов тестов для оценки устойчивости снега. Рекомендации проводить во время испытаний «быстрый» сдвиг делают их более простыми и уменьшают разброс полученных значений. Использование этих значений может быть полезным для оценки устойчивости снега под воздействием быстрых нагрузок. Например, вызванных лыжниками, взрывами и т.д. Но если реальная нагрузка на снег возрастает медленно (снегопад, отложение снега в результате метелевого переноса), применение «быстрых» тестов может существенно снизить устойчивость снега на склоне. В работе представлены результаты экспериментов по определению предельного сопротивления сдвигу снега при различных скоростях сдвигающей нагрузки. Предложена феноменологическая модель определения устойчивости снега на склоне, учитывающая скорость изменения сдвигающей нагрузки.

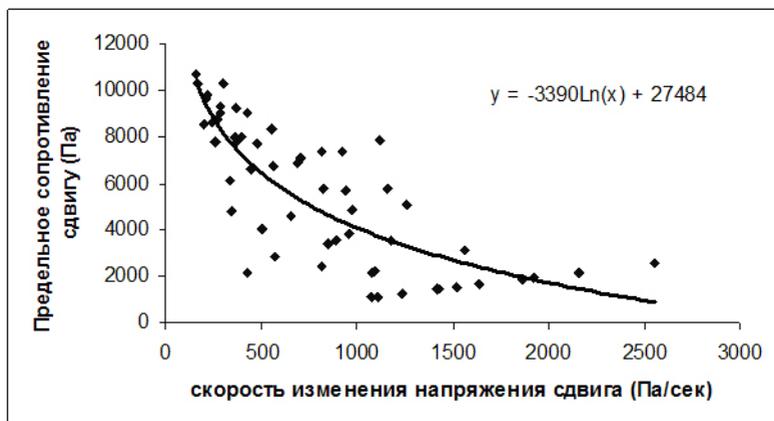


Рис. 1. Зависимость предельного сопротивления сдвигу от скорости приложенной нагрузки для снега плотностью 360 кг/м³, температурой -8° С

INTERPRETATION OF SHEAR FRAME TESTS FOR SNOW STABILITY ASSESSMENT

P.A. Chernous^{1,2}, N.V. Barashev²

¹*Center for avalanche safety, "Apatit" JSC, Kirovsk, Russia*

²*Murmansk state technical university, Murmansk, Russia*

Results of shear frame tests are one of types of data required for assessment of snow stability on a mountain slope. There are a few methods to carry out these tests. Their differences are not significant. Studies show that shear strength is dependable of shear stress rate. Our experiments (fig. 1) have shown that for some snow types the difference between "fast" and "slow" shear may has an order of value.

These differences do not take into account at the results of the tests interpretation for snow stability assessment. Recommendations to carry out "fast" shear tests make them simpler and reduce obtained results variance. Using of these results can be useful for assessment of snow stability under "fast" shear loading. For example caused by skiers, explosions

etc. But if a real loading growth “slowly” (snowfall, drifted snow deposition), an application of the “fast” tests can significantly understate snow stability on mountain slope. The results of shear tests under different shear stress rates are presented in the paper. A phenomenological model, taking into account shear loading rate, is suggested for assessment of snow stability on mountain slope.

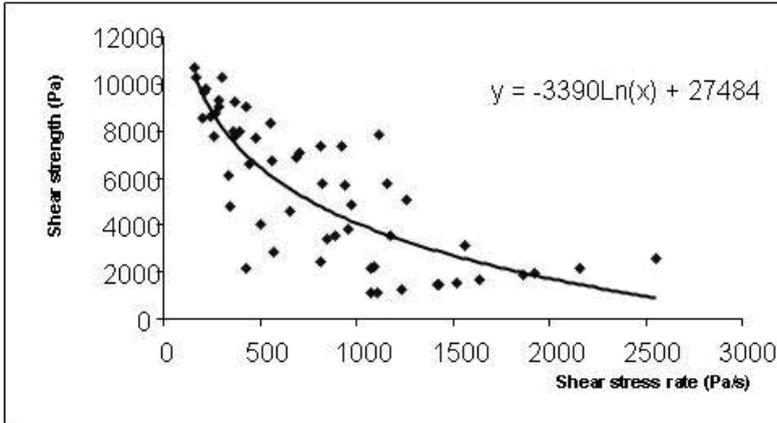


Fig. 1. Shear strength versus shear rate for snow with density 360 kg/m³ and temperature -8° C.

LABORATORY STUDY OF ENTROPY PRODUCTION DURING TEMPERATURE GRADIENT METAMORPHISM

E.E. Adams, P.J. Staron, D.A. Miller

*Department of Civil Engineering, Montana State University,
Bozeman, USA*

Snow cover subjected to a large temperature gradient will metamorphose toward a faceted microstructure with a distinct structural orientation that is associated with the gradient. The resulting configuration significantly influences the strength and heat transfer properties. Entropy production plays a critical role in thermodynamics and has been used for decades to study irreversible processes in biology, chemistry, and physics. At this time, entropy production has received some, although limited, consideration in snow metamorphism modeling. In this study, we subjected snow samples to a temperature gradient to examine the changes in microstructure, the changes in thermal conductivity, and entropy production. Samples (40 cm x 40 cm plan area, 12 cm deep), which were placed in a sealed box thermally insulated on the vertical sides, were equilibrated to the cold laboratory temperature prior to being placed on a warmer thermally controlled base plate. The temperature profile within the snow along with heat flux to and from the snow was monitored and used to calculate thermal conductivity and entropy production. Once the heat fluxes in and out of the sample equilibrate, the evolution of thermal conductivity and entropy production was examined. Since the snow microstructure is evolving due to vapor-solid phase change, the temperatures measured are a consequence of the thermal energy transfer due to mass flux as well as heat flow. Therefore, the thermal conductivity, based on Fourier's Law, is an "effective thermal conductivity". The average effective thermal conductivity in the direction of the temperature gradient increased through time, but at a decreasing rate toward a steady value. Similarly, the microstructure arrangement seems to change towards a, perhaps stationary, morphology that optimizes the heat transfer

along the temperature gradient. The total entropy production of the sample also increased with time similar to the conductivity. Similar trends were apparent for discrete layers within the snow sample. Changes in conductivity were greatest in the lower warmer regions and decreased with decreasing sample temperature. Examination of the microstructure indicated that the greatest extent of metamorphism occurred near the bottom as evidenced by the most pronounced vertical chaining of grains. Calculation of the entropy production within the snow layers yielded values that were smallest in the lower warmer zones and larger in the upper cooler layers. Since the heat energy passing through the lower warmer regions is of a higher quality, it has a greater potential to organize the microstructure through metamorphism and increase the conductivity. These irreversible processes of heat and mass transfer produce entropy and lower the quality of the energy. As this energy flows to the next cooler layer, the resulting metamorphism and changes in conductivity are slower due to the lower temperature and reduced quality of the energy. The zones of most developed metamorphism were observed in the areas with the smallest entropy production.

**ЛАБОРАТОРНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОИЗВОДСТВА
ЭНТРОПИИ В ПРОЦЕССЕ ГРАДИЕНТНОГО
МЕТАМОРФИЗМА**

E.E. Adams, P.J. Staron, D.A. Miller

*Department of Civil Engineering, Montana State University,
Bozeman, USA*

Снежный покров под воздействием значительного градиента температуры перекристаллизовывается в направлении ограничения и появления ориентации микроструктуры (*в русскоязычной литературе «микроструктура» часто разделяется на термины «структура» и «текстура» – прим. редакции*), определяемой температурным градиентом. Возникающая структура в значительной степени влияет на

прочность и теплопроводность снега. Производство энтропии играет ведущую роль в термодинамике и на протяжении десятилетий использовалось в исследовании необратимых процессов в биологии, химии и физике. К настоящему времени энтропийные процессы, хотя и ограничено, применяются в моделировании метаморфизма снежного покрова. В нашем исследовании мы создавали в образцах снега градиент температуры с целью определения результирующих изменений в микроструктуре, теплопроводности и производстве энтропии. Образцы (сечением 40×40 см и толщиной 12 см), помещённые в западный контейнер, теплоизолированный с боковых сторон, были сначала приведены в тепловое равновесие с условиями холодной комнаты, а затем помещены на более тёплую пластину с регулируемой температурой. Измерялось распределение температуры в снеге по направлению теплового потока входящего в образец и выходящего из снега. Результаты использовались для расчёта теплопроводности и производства энтропии. С момента достижения равновесия между тепловыми потоками входящего и выходящего из образца определялось изменение теплопроводности и производства энтропии. Так как микроструктура снега эволюционирует в результате фазового перехода «лёд-пар», измеряемые температуры являются результатом переноса термической энергии как потоком массы, так и тепловым потоком. Таким образом, теплопроводность, основанная на законе Фурье, является «эффективной теплопроводностью». Средняя эффективная теплопроводность по направлению градиента температуры возрастала со временем, однако с уменьшающейся скоростью в направлении к постоянному значению. Аналогично, микроструктура также выглядела как изменяющаяся в направлении возникновения стационарной формы, оптимизирующей теплоперенос в направлении градиента температуры. Общее производство энтропии в образце также возрастало подобно теплопроводности. Похожие тренды присутствовали во всех отдельных слоях снега в образце. Изменения теплопрово-

дности были наибольшими в нижней (тёплой) части образца и уменьшались по мере понижения температуры. Исследования микроструктуры показало, что скорость метаморфизма выше у основания образца, где наиболее заметны вертикальные цепочки зёрен. Расчёт производства энтропии внутри снежного слоя показал наименьшее значение в нижней (тёплой) части и наибольшее в верхней (холодной) части слоя. Так как тепловая энергия, проходящая через нижнюю теплую часть образца, имеет более высокое «качество», то и потенциал для реорганизации микроструктуры путём метаморфизма, и увеличение теплопроводности оказывается выше. Эти необратимые процессы тепло- и массопереноса производят энтропию и понижают «качество» энергии. По поступлении того же потока в следующий более холодный слой, метаморфизм и изменение теплопроводности в образце замедляются: как из-за более низкой температуры, так и из-за пониженного «качества» энергии. Зоны с наиболее высокими стадиями метаморфизма наблюдались в слоях с наименьшим производством энтропии.

REFINEMENT OF MPS METHOD FOR PRACTICAL APPLICATION ON SNOW AVALANCHES

*Hiroataka Kato¹, Ichiro Kimura¹, Masaya Otsuki², Yoshihiko Saito²,
Yasuyuki Shimizu¹, Evgeny Isenko²*

¹Hydraulic Research Lab., Hokkaido University, Japan.

²Yukiken Snow-Eaters Co. Ltd., Japan.

This study presents some considerations on the possibility of commercial viability of MPS method to avalanches from practical point of view. The MPS method is a powerful tool to reproduce flow phenomenon with large scale surface deformation. In order to apply this method to snow avalanches, we modified the original model to introduce a constitutive equations of Bingham fluid, Dilatant fluid, and erosion-deposition process.

The modified model was applied to some cases and evaluated through comparison with experimental results and observed data.

Moving Particle Semi-implicit method (MPS method) is a particle method for fluids formulated in terms of Lagrangian and meshless simulation. It is based on the continuous equation (1) and the Navier–Stokes equation (2) from fluid dynamics.

$$\frac{D\rho}{Dt} = 0 \tag{1}$$

$$\frac{Du}{Dt} = -\frac{1}{\rho}\nabla P + \nu\nabla^2 u + g \tag{2}$$

MPS method does not perform calculations on every distinct particle of a particle body. Instead, it discretizes the differential equations describing the behavior of continuous body, using the model of interaction between particles.

Bingham fluid model describes materials that behave as a rigid body at low stresses but flows as a viscous fluid at high

stress. It was first applied for describing avalanches by Otsuka et al. (2009).

In this study we proposed that the system behaves as Bingham fluid only when the shear rates are lower than some limit value. At shear rates higher than it switches to Dilatant fluid behavior that describes fluids with increasing viscosity.

$$\tau = k \dot{\gamma}^2, \dot{\gamma} < \dot{\gamma}_0$$

The switch value of the shear rate was determined empirically.

The particle pressure p is considered as an external force that may erode the surface depending on its value.

$$p > \tau_0 \quad : \text{erosion}$$

$$p \leq \tau_0, v < 0.5 \text{ m/s} \quad : \text{deposition}$$

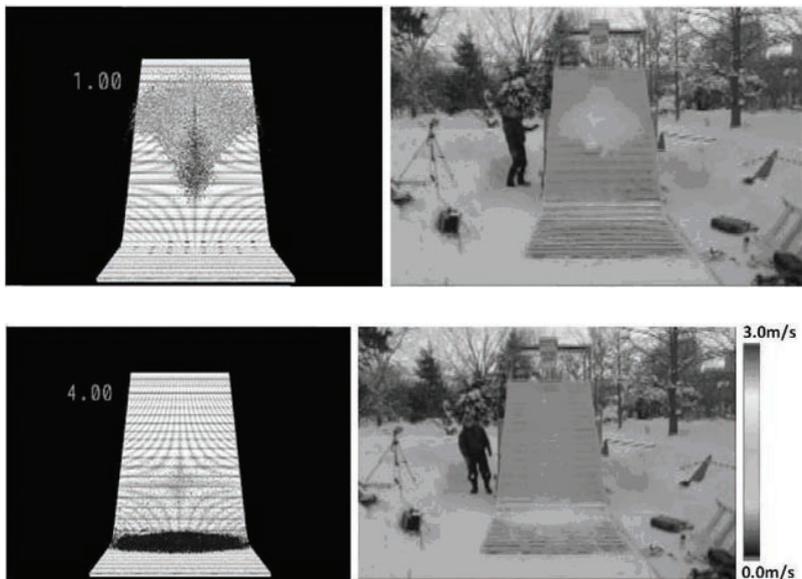
To exclude the influence of the low speed particles, the velocity parameter was also taken into consideration.

The observation data of two avalanches near Niigata were used for modeling in this study. The first data set represents a relatively large avalanche in steady state after fall. Numerical simulations yielded the position of the avalanche debris corresponding with the observations. The second avalanche was observed for 20 sec during falling and photographed with 1 sec interval. The most representative parameters – falling speed and path – were in good agreement with the results of the numerical simulations.

In addition, an avalanche fall experiment was conducted on a 5.4 m length artificial slope (see picture below). The experiment conditions were also successfully reproduced by numerical simulations confirming the validity of this model.

Good reproducibility and agreement between avalanche

observations and numerical calculations was confirmed proving that MPS method can be widely applicable.



УСОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ МЕТОДА MPS ДЛЯ ПРАКТИЧЕСКОГО ПРИМЕНЕНИЯ СО СНЕЖНЫМИ ЛАВИНАМИ

*Hirotaka Kato¹, Ichiro Kimura¹, Masaya Otsuki², Yoshihiko Saito²,
Yasuyuki Shimizu¹, Evgeny Isenko²*

¹Hydraulic Research Lab., Hokkaido University, Japan.

²Yukiken Snow-Eaters Co. Ltd., Japan.

Данное исследование дает некоторые представления о коммерческом применении метода MPS в области лавиноведения. Метод MPS является мощным инструментом для воспроизведения особенностей движения потока при значительно-деформированной поверхности. Для применения этого метода к снежным лавинам мы изменили изначальную модель для включения в неё определяющих уравнений вязко пластичной и дилатантной жидкости и процесса эрозии и отложения наносов.

Модифицированная модель применялась к нескольким случаям и оценена через сравнение с экспериментальными данными и данными наблюдений

Метод полужидкого движения частиц (метод MPS) – это метод движения частиц как жидкостей, сформулированный в терминологии функции Лагранжа и несетевых методов моделирования. Он основан на уравнении непрерывности (1) и на уравнении Навье-Стокса (2) из динамики жидкости:

$$\frac{D\rho}{Dt} = 0 \tag{1}$$

$$\frac{Du}{Dt} = -\frac{1}{\rho}\nabla P + \nu\nabla^2 u + g \tag{2}$$

Методом MPS не производятся расчёты для каждой частицы слагаемого частицами тела. Вместо этого, дискретизируются дифференциальные уравнения, описывающие поведение сплошного тела, используя модель взаимодействия между частицами.

Модель вязко пластичной жидкости описывает среды, ведущие себя как твёрдое тело при низком давлении, но как поток вязкой жидкости при высоком давлении. Впервые она была применена для лавин Otsuka и др. (2009).

В данном исследовании мы предположили, что система ведёт себя как вязко-пластичная жидкость только тогда, когда скорость сдвига ниже некоторого предельного значения. При скорости сдвига больше, чем $\dot{\gamma}_0$, происходит переход к режиму дилатантной жидкости. Опишем жидкость с повышающейся вязкостью:

$$\tau = k \dot{\gamma}^2, \dot{\gamma} < \dot{\gamma}_0 \tag{3}$$

Переключающее режимы поведения системы значение скорости сдвига было получено эмпирически.

Давление частицы p рассматривалось как внешняя сила, которая могла эродировать поверхность в зависимости от своей величины:

$$p > \tau_0 \quad : \text{эрозия}$$

$$p \leq \tau_0 \quad , v < 0.5 \text{ m/s} \quad : \text{отложение.}$$

Для исключения влияния частиц с малой скоростью учитывался также параметр скорости.

Для моделирования использовались данные наблюдения за двумя лавинами около г. Ниигата. Первые данные описывали большую лавину после её остановки. Численные расчёты соответствовали положению лавинных отложений по наблюдениям. Вторая лавина наблюдалась на протяжении 20 с во время движения и фотографировалась с интервалом в 1 с. Наиболее репрезентативные характеристики – скорость движения и путь – были получены в соответствии с результатами численных расчётов.

В дополнение, был произведён эксперимент по отрыву лавины на искусственном склоне длиной 5,4 м (см. фото). Условия также были воспроизведены численным моделированием, подтверждающим обоснованность модели.

Подтверждается хорошее воспроизведение и согласованность между наблюдениями и численными расчётами. Метод MPS можно широко применять в различных исследованиях.

HYSTERESIS IN THE WATER RETENTION CURVE OF SNOW MEASURED USING A MRI.MAGNETIC RESONANCE IMAGING

*Satoru Adachi¹, Satoru Yamaguchi², Toshihiro Ozeki³,
Katsumi Kose¹*

¹Institute of Applied physics, University of Tsukuba, Japan

*²Snow and Ice Research Center, National Research Institute for
Earth Science and Disaster Prevention, Japan*

³Hokkaido University of Education, Japan

Magnetic resonance imaging (MRI) is an advanced tomographic technique used in medical imaging. Recently, a compact MRI system was developed for use in a cold room and used to analyze the three-dimensional structure of snowpack. Because the nuclear magnetic resonance signal of ice is very weak, MRI analysis of snow requires a special liquid (aniline or dodecane) to fill the air space in the snow. A new method of determining the distribution of water in snow is based on the contrast between the MRI image of snow and that of water. Using this new method, water retention curves (WRCs) of snow were measured.

A WRC is a fundamental hydraulic property and can be classified as either a “primary wetting curve” (PWC) or a “primary drying curve” (PDC). In this study both types of WRC were directly measured in the same natural snow sample at 0°C in a cold-room laboratory. The snow sample (6 cm in diameter and 20 cm high) was placed in a sample case (15 cm in diameter and 20 cm high) and water at 0°C was slowly added to the sample case until the lowest few centimeters of the sample were submerged. Water penetrated the snow gradually by capillary rise. When the water movement in the sample appeared to have reached a steady state, the distribution of volumetric water content (θ) was measured with 1-cm resolution. The resulting distribution was considered to represent a PWC. After measurement of the PWC, the same sample was fully submerged in water at 0°C in the sample case. After 30 minutes, water was drained from the sample case until a defined water table level

was reached, and the sample was then maintained at 0°C until it reached a steady state. The distribution of θ was then measured, and the result was considered to represent a PDC. Although the PWC and PDC were obtained for the same snow sample, the shapes of these two curves are strikingly different. This result suggests the existence of hysteresis in the WRC of snow, which will be helpful in understanding the processes by which water moves in snow.

ГИСТЕРЕЗИС В КРИВОЙ УДЕРЖИВАНИЯ ВОДЫ СНЕГОМ, ИЗМЕРЕННЫЙ МЕТОДОМ ВИЗУАЛИЗАЦИИ МАГНИТНЫМ РЕЗОНАНСОМ (ВМР)

*Satoru Adachi¹, Satoru Yamaguchi², Toshihiro Ozeki³,
Katsumi Kose¹*

¹Institute of Applied physics, University of Tsukuba, Japan

*²Snow and Ice Research Center, National Research Institute for
Earth Science and Disaster Prevention, Japan*

³Hokkaido University of Education, Japan

Визуализация с помощью магнитного резонанса (ВМР) является развитой томографической технологией, используемой в медицине. Недавно была разработана компактная система ВМР для работы в холодной лаборатории, которая использовалась для анализа 3х мерной структуры снега. В связи с тем, что магнито-резонансный сигнал льда очень слаб, анализ ВМР требует специальной жидкости (анилин или додекан) для заполнения порового пространства в снегу. Новый метод по определению распределения воды в снеге основан на контрасте между визуализацией снега и воды. По этому методу измерялись кривые удерживания воды (КУВ) снегом.

КУВ является фундаментальным гидравлическим свойством и может классифицироваться либо как «Первичная кривая увлажнения» (ПКУ) либо «Первичная кривая осушения» (ПКО). В представляемом исследовании оба типа КУВ измерялись напрямую в одном и том же образце сне-

га при температуре 0°C в холодной лаборатории. Образец снега (диаметром 6 см и высотой 20 см) помещался в контейнер (диаметром 15 см и высотой 20 см). Вода с температурой 0°C медленно добавлялась в контейнер, пока нижние несколько сантиметров снега не оказывались под водой. Вода постепенно проникала в снег за счёт капиллярного подъёма. Когда движение воды в снеге достигало равновесного состояния, распределение объёмного содержания воды (θ) измерялось с разрешением в 1 см. Мы рассматривали получаемое распределение как ПКУ. После измерения ПКУ образец полностью покрывался водой с температурой 0°C . Через 30 мин воде позволялось вытечь из контейнера до установленного ранее уровня, и образец оставлялся при температуре 0°C до достижения равновесия. Распределение θ измерялось вновь, и рассматривалось как ПКО. Не смотря на то, что ПКУ и ПКО получались для одного и того же образца – формы кривых поразительно отличались. Результаты показывают наличие гистерезиса в КУВ снегом, что нужно учитывать при описании процессов движения воды в снежной толще.

THE DYNAMICS OF MELTING ICE AVALANCHES: LABORATORY EXPERIMENT

B. Turnbull

*Division of Process & Environmental Engineering, University of
Nottingham, United Kingdom*

Descriptions of the dynamics of dry granular flows are now well advanced (Forterre & Pouliquen 2008). However the presence of very small amounts of moisture within a flowing granular material (of the order 0.001% liquid volume) can have a profound effect on its dynamics (Tegzes et al 2002). Ice avalanches are granular flows formed by collapsing glacier séracs or permafrost affected rock-faces, and they often exhibit surprising mobility (Huggel et al 2008). Thus, it is postulated that there are key processes determining their mobility that are not accounted for in present descriptions of ice avalanches. Here, we consider the influence of moisture in ice avalanches, arising through localised melting. This melting can occur at temperatures well below freezing, through interfacial pre-melting mechanisms and through frictional granular collisions.

To study these processes, a laboratory experiment has been designed. Firstly, ice spheres of diameter 4-5 mm were formed by slowly dripping water into a liquid Nitrogen bath. These spheres were placed into a Perspex drum (diameter 350 mm, inner cavity thickness 20 mm) that could be rotated about a horizontal axis at rates between 2 and 10 seconds per revolution. The apparatus were situated in a temperature-controlled laboratory that allowed the close regulation of heat-fluxes to and from the drum and thus the melting rate of the ice spheres. This rotating drum configuration is ideal for this type of experiment, since continuous avalanches are generated where properties can be slowly varied over long periods of time. The drum configuration also models the interaction between the avalanching shear layer and the quasi-solid region over which it rides that is crucial to the development of geophysical avalanches.

The temporal evolution of ice particle trajectories was captured through bursts of high-speed video recordings, typically 250 frames at 500 fps, over the course of the experiment (circa 1 hour). Pattern matching Particle Image Velocimetry techniques were employed to determine velocities and vorticity within the avalanche from the video sequences. Thus the evolution of the ice avalanche dynamics could be characterised and related to the changes in ambient conditions.

Results suggest that strong capillary forces arising from surface melting, even at ambient temperatures below freezing, lead to particle clumping and enhanced bed entrainment. The velocity profile through the avalanching layer alters as melting progresses, until the particles are heavily wetted and the flow enters a viscoplastic regime.

ДИНАМИКА ЛАВИН С ТАЮЩИМ ЛЬДОМ: ЛАБОРАТОРНЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ

B. Turnbull

*Division of Process & Environmental Engineering, University of
Nottingham, United Kingdom*

Описание динамики течения сухих сыпучих материалов достаточно хорошо освещено (Forterre&Pouliquen 2008). Однако, присутствие даже очень небольшого количества влаги в текущем сыпучем материале (порядка 0.001% в жидкой форме) может оказывать сильное влияние на динамику потока (Tegzes et al 2002). Ледяные лавины — потоки сыпучего материала, образованные обвалом ледниковых сераков или многолетне мёрзлых грунтов, часто обретают необычайно высокую скорость (Huggel et al 2008). Поэтому предполагается, что существуют ключевые процессы, определяющие такую скорость, которые не учитываются в существующих описаниях ледяных лавин. В работе мы рассматриваем влияние влаги, появляющейся в результате локального таяния, на ледяные лавины. Такое таяние может иметь место при температурах значительно

ниже температуры таяния – за счёт механизмов межфазовых переходов, плавления и трения при столкновении частиц в лавине.

Для изучения этих процессов был проведён лабораторный эксперимент. Сначала ледяные сферы диаметром 4-5 мм были сделаны путём замораживания медленно просачивающейся воды, капающей в контейнер с жидким азотом. Эти сферы помещались в плексигласовый барабан (диаметр – 350 мм, толщина внутренней ёмкости – 20 мм), который мог вращаться вокруг своей горизонтальной оси со скоростью 1 оборот за 2 – 10 секунд. Установка была помещена в лабораторию с контролируемой температурой, которая позволяла достаточно точно контролировать тепловые потоки на входе в барабан и выходе из него, и таким образом, определять скорость таяния ледяных сфер. Устройство в виде вращающегося барабана наиболее подходит для таких экспериментов, так как позволяет создать условия, подобные тем, которые возникают в лавине, и медленно изменять эти условия в течение долгого времени. Такое устройство также позволяет моделировать взаимодействие между течением слоя (лавины) и квази-твёрдой областью, по которой происходит течение лавины, а это важно для описания геофизических лавин.

Изменение во времени траекторий частиц записывалось путём высокоскоростной видеосъёмки (250 серий со скоростью 500 кадров в секунду) на протяжении всего эксперимента (около 1 часа). Для определения скорости и турбулентности внутри лавины по результатам видеоданных использовались технологии сравнительного измерения скорости частиц. Таким образом появилась возможность описать эволюцию динамики ледяной лавины по мере изменения внешних условий.

Результаты показывают, что капиллярные силы, возникающие в результате поверхностного таяния даже при температурах ниже температуры таяния, приводят к агрегации частиц и увеличению количества ледяных частиц, захватываемых с подстилающей поверхности. Эпюра скорости ла-

вины изменяется по мере таяния ледяных частиц – до тех пор, пока поток не насытится тяжёлыми мокрыми частицами и не перейдёт в вязкопластичный режим.

**DETERMINATION OF REGIONAL EVAPORATION OVER THE
TIBETAN PLATEAU BY USING SATELLITE DATA AND THE
TIBETAN OBSERVATION AND RESEARCH PLATFORM (TORP)**

Yaoming Ma, Lei Zhong, Weiqiang Ma

*Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences,
China.*

The Tibetan Plateau is located in central and eastern parts of the Eurasian continent and contains the world's highest elevation (average elevation about 4000 m) relief features, some reaching into the mid-troposphere. It represents an extensive mass extending from subtropical to middle latitudes and is spanning over 25 degrees of longitude. Because of its topographic character, the plateau surface absorbs a large amount of solar radiation energy, and undergoes dramatic seasonal changes of surface heat and water fluxes. In this study, a parameterization methodology based on Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) and in-situ data is described and tested for deriving the regional evaporation over heterogeneous landscape. As a case study, the methodology was applied to the whole Tibetan Plateau area. Four scenes of MODIS data (30 January 2007, 15 April 2007, 1 August 2007 and 25 October 2007) were used in this study for the comparison among four seasons. The derived results were also validated by using the "ground truth" measured in the stations of the Tibetan Observation and Research Platform (TORP). It was shown that reasonable distribution of regional evaporation over heterogeneous landscape of the Tibetan Plateau can be obtained reasonably by using this methodology. The shortage and further improvement of the methodology was also discussed.

**ОПРЕДЕЛЕНИЕ РЕГИОНАЛЬНОГО ИСПАРЕНИЯ
НА ТИБЕТСКОМ ПЛАТО С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ
СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ И ТИБЕТСКОЙ
НАБЛЮДАТЕЛЬНОЙ И ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ
ПЛАТФОРМЫ (ТНИП)**

Yaoming Ma, Lei Zhong, Weiqiang Ma

*Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences,
China.*

Тибетское нагорье расположено в центральной и восточной части Евразийского континента, где расположены самые высокие в мире плато (средняя высота около 4000 м), с отдельными вершинами, достигающими еще большей высоты. Плато представляет собой обширное пространство, простирающееся от субтропиков до умеренных широт в промежутке шириной более 25 градусов долготы. Из-за своего рельефа поверхность плато аккумулирует значительное количество солнечной радиации, и подвержено очень большим сезонным изменениям поверхностных потоков тепла и влаги. В данном исследовании описывается и проверяется методика параметризации, основанная на Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) и наземных исследованиях для определения регионального испарения в гетерогенных ландшафтах. В качестве тематического исследования методология была применена для всего Тибетского нагорья. Четыре серии съёмки MODIS (30 января 2007, 15 апреля 2007, 1 августа 2007 и 25 октября 2007) были использованы для сравнения четырёх сезонов. Полученные результаты были также поверены с использованием наземных данных со станций Тибетской наблюдательной и исследовательской платформы (ТНИП). Было показано, что получаемое данной методологией распределение регионального испарения над гетерогенным ландшафтом Тибетского нагорья вполне допустимо. В работе обсуждены недостатки и дальнейшее совершенствование методологии.

CHANGE OF SNOW STRENGTH CAUSED BY RAIN

**Yoichi Ito¹, Hiroki Matsusita², Hiroyuki Hirashima³, Yasuhiko Ito¹,
Tomoyuki Noro¹**

¹*Snow Avalanche and Landslide Research Center, Public Works
Research Institute, Japan*

²*Civil Engineering Research Institute for Cold Region, Japan*

³*Snow and Ice Research Center, National Research Institute for
Earth Science and Disaster Prevention, Japan*

Rain on snow events can sometimes be cause of wet snow avalanche. However, the condition for wet avalanche release is not clear since the amount of decrease in snow strength due to the rain is not well measured. In this study, laboratory experiments were carried out in order to investigate the change of snow strength with increasing water content by rainwater percolation. In the experiment, snowpack was artificially prepared that consists of insulation, compacted natural snow (10 cm thick), thin ice layer formed by water spray below freezing point and artificial snow (0.025 mm diameter and 30 cm thick) from bottom to top. Subsequently, rainfall (2 mm/h) was artificially brought after 22-25.5 h and 49-52 h from the snowpack formation. Snow hardness was measured by push pull force gauge as an indication of the snow strength before and after the each rainfall events. In addition, snow temperature, density and weight water content were measured. Microscopic photographs of the snow particles were constantly taken to observe wet snow metamorphism. During the experiments, room temperature was set to -5°C at the snowpack formation, 3°C at the rainfall and 0°C after the rainfall. After the first rainfall, upper half of the snowpack became moist and rapid decrease was observed in the snow hardness according to empirical relationship between the hardness and water content. The rainwater further penetrated up to the ice layer after the second rainfall; high water content ($\approx 23\%$) was observed above the ice layer, however, the hardness was relatively larger than that expected from its high water content. This is possibly due to the delay of grain coarsening by the rainwater.

ИЗМЕНЕНИЕ ПРОЧНОСТИ СНЕГА, ВЫЗЫВАЕМОЕ ДОЖДЁМ

*Yoichi Ito¹, Hiroki Matsusita², Hiroyuki Hirashima³, Yasuhiko Ito¹,
Tomoyuki Noro¹*

*¹Snow Avalanche and Landslide Research Center, Public Works
Research Institute, Japan*

²Civil Engineering Research Institute for Cold Region, Japan

*³Snow and Ice Research Center, National Research Institute for
Earth Science and Disaster Prevention, Japan*

Выпадение дождя на снежный покров может становиться причиной схода мокрых лавин. Однако, условия схода таких лавин не ясны, так как понижение прочности снега, вызванное дождём, недостаточно хорошо измеряется количественно. В нашем исследовании мы провели лабораторные эксперименты по изменению прочности снега при повышении содержания воды за счёт просачивания дождевой воды. Искусственный снежный покров, использовавшийся в экспериментах, представлял собой, снизу вверх: теплоизоляцию; уплотнённый естественный снег толщиной 10 см; тонкий слой льда, сформированный распыскиванием воды при температуре ниже заморзания; искусственным снегом толщиной 30 см и диаметром зёрен 0,025 мм. Искусственный дождь (2 мм/час) расплылся через 22-25.5 часов и 49-52 часа после создания искусственного снежного покрова. Прочность снега измерялась динамометром до и после каждого искусственного дождя. Дополнительно измерялись температура, плотность, и весовое содержание воды. Для оценки развития метаморфизма снега проводилось макрофотографирование снежных зёрен. Во время экспериментов температура в лаборатории составляла -5°C – во время создания снежного покрова, 3°C – во время дождя и 0°C – после дождя. После дождя верхняя часть снежного разреза становилась влажной, и прочность снега быстро понижалась в соответствии с графиком эмпирической зависимости между прочностью и влагосодержанием.

Дождевая вода просачивалась до слоя льда после второго дождя, над ним наблюдалось высокое ($\approx 23\%$) содержание воды. Однако прочность снега была выше, чем предполагаемая по эмпирической зависимости. Возможно, это связано с временной задержкой в изменении формы зёрен дождевой водой.

Раздел III. Структура, текстура, стратификация снежной толщи; приборы, оборудование и методики исследования.

Part III. Structure, texture, stratification of snow cover: instruments and methods of investigation.

ХАРАКТЕРИСТИКИ СНЕЖНОЙ ТОЛЩИ В УСЛОВИЯХ АНТРОПОГЕННО ИЗМЕНЕННОГО ЛАНДШАФТА

Боброва Д.А., Кононов И. А., Рыбальченко С.В., Казакова Е.Н.

*Учреждение Российской академии наук Сахалинский филиал
Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
г. Южно-Сахалинск, Россия*

Варианты метаморфизма снежной толщи задаются изначально внешними условиями, которые предопределяют с разной долей вероятности все будущее состояние снежной толщи.

Сравнительный анализ характеристик снежной толщи в пределах одного ландшафта (однотипный стратиграфический комплекс снежного покрова) позволяет обнаружить факторы, оказывающие локальное воздействие на развитие снежных слоев.

Для выявления факторов, оказывающих влияние на изменение снежной толщи, а также изучения степени воздействия этих факторов, было выбрано две площадки, расположенные в пределах одного антропогенно изменённого ландшафта в 250 метрах друг от друга, на которых в течение зимнего сезона проводились наблюдения за снежной толщей. Ландшафтная фация представляет собой поле, лишённое растительности, используемое для выращивания сельскохозяйственных культур. Площадки для наблюдений выбирались таким образом, чтобы влияние факторов (подстилающая поверхность, близость дороги, близость водотоков, растительность) на снежную толщу на обеих площадках было примерно одинаковым. Одна площадка была выбрана под ЛЭП с целью проследить возможное влияние электромагнитных полей на характер и скорость метаморфизма снежной толщи.

На площадках проводились измерения плотности слоев снежной толщи, температуры на границах слоев, описание текстуры и структуры снежной толщи. Наблюдения за снежной толщей на площадках проводились параллельно.

Наблюдения показали, что интенсивность перекристал-

лизации снежной толщи на двух выбранных площадках различна.

В начале февраля на площадке, расположенной под ЛЭП были обнаружены кристаллы секториального и пластинчатого классов форм, в то время как на соседней площадке в этом же слое наблюдались только кристаллы скелетных и полускелетных классов форм.

При дальнейших наблюдениях также было отмечено опережение в развитии структуры приземных слоев снежной толщи на площадке под ЛЭП. Как видно, при определенных примерно одинаковых условиях развития снежной толщи кристаллы проходят стадии своего развития с неодинаковой скоростью.

Плотность снега в разновозрастных слоях на обеих площадках отличается незначительно. На площадке, расположенной в 250 метрах от ЛЭП значения плотности больше. Разница в самых плотных слоях толщи составляет около $0,1 \text{ г/см}^3$.

Распределение температур внутри снежной толщи на обеих площадках примерно одинаково, на обеих площадках наблюдается понижение температуры от приземных слоев к середине снежной толщи (примерно $0,1 \text{ }^\circ\text{C/см}$), где, достигнув минимума, температура начинает повышаться к верхним слоям снежной толщи. На площадке, расположенной под ЛЭП в среднем показатели температуры на границах разновозрастных слоев меньше примерно на $0,2-1,4^\circ\text{C}$. Таким образом, различие в скорости перекристаллизации снежной толщи в пределах антропогенного ландшафта может быть обусловлено разницей температур внутри толщи.

Проведенные наблюдения показали, что на почве в условиях антропогенного влияния интенсивность перекристаллизации снежной толщи практически не отличается от интенсивности и характера перекристаллизации горизонтов снега в условиях естественных ландшафтов.

Таким образом, для формирования векторов признаков при компьютерной классификации достаточно использовать статистические дескрипторы границ, а также спектральные и статистические дескрипторы областей.

CHARACTERISTICS OF SNOW COVER IN THE CONDITIONS OF ANTHROPOGENICALLY MODIFIED LANDSCAPES

D.A. Bobrova, I.A. Kononov, S.V. Rybal'chenko, E.N. Kazakova.

Sakhalin Department of Far East geological institute of Far East branch of Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

Options metamorphism of snow cover are determined by the external conditions of the environment, which determines the state of the snow cover in the future.

A contrastive analysis of the characteristics of snow cover in the limits of one landscape (of the single-type stratigraphic complex of snow cover) allows to detect the factors that have a local impact on the development of the snow layers.

To identify factors that impact on the changes in snow cover, as well as the study of the impact of these factors was selected two sites located within one of antropogenous landscape in 250 meters from each other, on which during the winter season the observations were performed for the thick layer of snow. So to identify factors that have an impact on the changes in snow cover, we have prepared two sites for observation. These sites are located in one anthropogenic landscape. The site is located in 250 meters from each other. During the winter season at the sites did snow pit and observed of the changes in snow cover.

Landscape is a field in which there is no vegetation. In this field grow crops. We have chosen such sites, in which the influence of the factors (underlying surface, damping of soil, proximity to roads, proximity to watercourses) was the same at both sites was approximately the same. One area was chosen under the power transmission lines. We wanted to track possible effects of electromagnetic fields on the nature and speed of metamorphism of the snow cover.

At the sites we observed the temperature, the density of the snow layers in the snow cover. We have made the description of the structure and texture of the snow cover.

Observations revealed that the intensity of recrystallization of snow at the two sites is different.

In the beginning of February at the site, which is located under the power transmission lines we found crystals of sector forms and laminar forms. On another site, we found only crystals skeletal shapes and half- skeletal shapes.

After following observation we noted advancing in the development of the structure of surface layers of snow thickness on the area under the power transmission lines.

The density of snow at both sites differs slightly. At the site, which is located under the power transmission lines density is less than. The difference in the dense layers of the stratum is equal to about 0.10 g/cm^3 .

The temperature inside the column at both sites is divided approximately equally. The temperature goes down from surface layers to the middle of the column, then to the upper layers of the temperature increases. On the area under the power transmission lines temperature is less than the 0.2-1.4 degrees. Thus, the difference in speed recrystallization can be caused by temperature differences.

Our observations have shown, that on the soil in the conditions of anthropogenic landscape intensity recrystallization of snow cover practically does not differ from the intensity of recrystallization of snow in the conditions of natural landscapes.

ВЛИЯНИЕ МИКРОРЕЛЬЕФА НА СТРУКТУРУ И ТЕКСТУРУ СНЕЖНОЙ ТОЛЩИ В ОДНОТИПНОМ СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ КОМПЛЕКСЕ

Генсиоровский Ю.В., Казаков Н.А., Лобкина В.А., Кононов И.А.

*Учреждение Российской академии наук Сахалинский филиал
Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
г. Южно-Сахалинск, Россия*

На процессы, происходящие в сезонном снежном покрове, оказывают влияние множество внешних и внутренних факторов, одним из существенных факторов являются особенности микрорельефа территории формирования снежной толщи. В пределах одного вида стратиграфического комплекса существует большое количество форм микрорельефа представленных небольшими западинами, эрозионными бороздами, промоинами, и др. Все эти мелкие формы в свою очередь влияют на условия увлажненности почвогрунтов, глубину их промерзания, характер растительности.

Для оценки величины влияния микрорельефа на структуру и текстуру снежной толщи в зимнем сезоне 2010-2011 гг., были проведены наблюдения в пределах одного стратиграфического комплекса снежного покрова. Был выполнена проходка 5-ти шурфов в снежном покрове. Таким образом, был получен одномоментный временной разрез сезонной снежной толщи на середину зимнего сезона.

Разрез заложен в предгорьях Сусунайского хребта, на склоне западной экспозиции с общим уклоном к западу 1-30. Поверхность склона рассечена руслами небольших временных водотоков, местами заболочена, в западной части участка работ имеется старая дренажная канава для отвода поверхностных вод. Древесная растительность представлена вторичным березово-ольховым лесом. Шурфы были расположены на расстоянии 10 м друг от друга в направлении север-юг. При закладке шурфов учитывались особенности микрорельефа местности.

Были получены следующие результаты. Снежная толща на момент производства работ по всей своей мощности сильно перекристаллизована, коэффициент перекристаллизации (КП) 0,85 – 0,96. Однако особенности микрорельефа сказались на скорости метаморфизма и особенностях роста кристаллов. Наиболее крупные кристаллы скелетного класса форм отмечены в приземном слое снежной толщи на южном крае разреза: шурф №5 (средний диаметр кристалла 1,5 мм, наибольший 2,5 мм). Такое активное развитие обусловлено месторасположением шурфа в западине с заболоченной поверхностью и талой почвой. Интенсивный процесс возгонки водяного пара, привел к активному росту кристаллов в припочвенном слое. Но выше по разрезу в данном шурфе скорость метаморфизма заметно ниже, чем в остальных шурфах, о чем говорит и значение КП -0,85. В тоже время в шурфах расположенных на микросклонах старой дренажной системы, развитие снежной толщи несколько замедленное: так в шурфе №2 нижняя часть толщи выполнена так же скелетными и полускелетными кристаллами, однако скелетные формы кристаллов имеют средний диаметр 1,0-1,2 мм, при максимальном 2,0 мм. Но в целом по шурфу снежная толща имеет большую перекристаллизацию, о чем говорит и коэффициент перекристаллизации 0,96.

Обобщив полученные данные можно сделать вывод о том, что микрорельеф оказывает влияние на перераспределение снега по территории (отложение снега на подветренных микросклонах и понижениях), что способствует его уплотнению (плотность снежной толщи в этой зоне в отдельных слоях составляет 0,30 г/см³). Оказывает воздействие на скорость перекристаллизации и степени увлажненности почвогрунтов (особенно на рост кристаллов в припочвенных слоях). Но, в целом, снежная толща, сформированная в пределах одного вида стратиграфического комплекса имеет характерные структурно-текстурные особенности позволяющие рассматривать ее как единое целое.

EFFECT OF MICRORELIEF ON THE STRUCTURE AND TEXTURE IN SNOW COVER IN ANALOGOUS STRATIGRAPHICAL COMPLEXES

Y.V. Gensiorovskiy, N.A. Kazakov, V.A. Lobkina, I.A. Kononov
Sakhalin Department of Far East geological institute of Far East
branch of Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

Significant factor in the determining the processes in the snow pack is microrelief. Within the territory of the location of the stratigraphically complex snow pack is a large number of forms of microrelief. They are represented a lowering relief, erosion furrows, gully, etc. All of these small forms, in turn, affect the conditions of soil moisture, depth of frost penetration, the nature of the vegetation.

To estimate the effect of microrelief on the structure and texture of snow pack in winter season 2010-2011, observations were made in one the stratigraphic complex snow cover. Excavation was carried out 5- pits in the snow pack. Thus, was obtained by a one-time temporary seasonal snow cover incision in the middle of the winter season.

Incision laid in the foothills Susunayskiy Rudge on the slope of the western exposure. Woody vegetation is represented by birch and alder. Pits were located at a distance of 10 m from each other in the north-south direction. The laying of pits reflects the specificity of micro-relief areas.

Following results were obtained. Snow pack at the time of production work strongly in the metamorphosed of all of its power, the coefficient of recrystallization 0,85 - 0,96. The features of the microrelief a the determine the rate of metamorphism and the features of crystal growth.

This crystals of the skeleton shape (depth hoar) are marked in layer of snow cover of the close to the ground on the southern edge of the cut: hole number 5 (the average crystal diameter of 1,5 mm, the max. 2.5 mm).

Such an active metamorphism development due to the location on the thawed soil. Intensive process of sublimation

of water vapor, led to active growth of crystals in layer close to the soil.

The snow pack in the pit speed is much lower than in the other pits, as indicated by the value of coefficient of recrystallization -0.85.

At the same time in the pits located on slight slope old drainage system, the development of a snow pack somewhat slow: so in the hole number 2 of the lower strata is made as skeleton shape crystals (depth hoar), but the skeletal shape of the crystals have an average diameter of 1,0-1,2 mm , at maximum 2,0 mm. But in general, pit snow pack is greater metamorphism, as evidenced by the coefficient of recrystallization 0,96.

In summary we can conclude that the microrelief has an impact on the redistribution of snow on the territory of the (deposit of snow on the leeward slight slope and lows), which contributes to its compaction (density of snow depth in this area in the individual layers is 0.30 g/cm^3).

Impact on the rate of crystallization and degree of soil moisture (especially on the growth of crystals in layer close to the soil). But, overall, snow cover, formed within a single species of stratigraphic complex is characteristic of structural - textural features which allow to consider it as a whole.

ИДЕНТИФИКАЦИЯ ГОДОВЫХ СЛОЕВ В ФИРНОВОЙ ТОЛЩЕ ГОРНЫХ ЛЕДНИКОВ

Глазырин Г.Е.

*Национальный Университет Узбекистана,
г. Ташкент, Узбекистан*

Толща ледников давно служит источником ценнейшей информации об истории климата, загрязнении атмосферы и ряде других важных природных явлений. Однако заметные успехи достигнуты на полярных ледниках и, отчасти, в высоко расположенных фирновых областях горных ледников, где сезонное таяние снега или отсутствует, или очень мало. В фирновых же зонах огромного числа горных ледников умеренных широт, во-первых, сразу несколько годовых слоев могут растаять в малоснежные, но теплые годы, во-вторых, сток талых вод через фирново-ледяную толщу быстро сглаживает различия в послойном распределении атмосферных примесей, особенно растворимых. Это существенно затрудняет определение времени образования годовых слоев.

Однако фирновая толща ледников является чуть ли не единственным источником сведений о многолетнем ходе загрязнения атмосферы, что делает актуальной разработку методики выделения годовых слоев на теплых горных ледниках с использованием всей доступной информации. Предлагается возможный метод решения этой задачи. Он основан на совместном использовании материалов стандартных наблюдений на ближайших метеорологических станциях и некоторых минимальных данных, полученных по верхней части керна или достаточно глубокого шурфа.

Основная идея метода состоит в следующем. Пусть мы можем примерно рассчитать годовые балансы массы в точке, где получен разрез, экстраполируя данные о температуре и атмосферных осадках с базовых метеорологических станций. С другой стороны, пусть известны снегозапас, толщина и год образования нескольких годовых слоев

или их пачек за ряд лет. Это могут быть слои, относящиеся к известным годам с большим количеством осадков или имеющие какие-либо маркеры, например, сохранившиеся следы радиоактивных выпадений в годы, когда производились наземные испытания атомного оружия, или горизонты пепла в районах активного вулканизма. Тогда, скорректировав параметры экстраполирующих функций, можно рассчитать годовые балансы массы за весь период работы опорных метеорологических станций и по ним восстановить датировку всех слоев толщи, накопленных за этот период. При этом должны учитываться уплотнение нижележащих слоев под давлением вышележащих, а также в результате вторичного замерзания талой воды.

Метод был верифицирован на материалах шурфа глубиной 26 м, выкопанного в фирновой зоне ледника Абрамова. Метеорологическая станция «Ледник Федченко», работавшая в течение более шестидесяти лет, была выбрана в качестве базовой. Как показали расчеты, пройденная толща была сформирована в течение, по меньшей мере, 35 лет. Удалось восстановить, во-первых, годовые балансы массы в данной точке ледника, во-вторых, многолетние изменения выпадения пыли на ледник за весь этот период.

IDENTIFICATION OF ANNUAL LAYERS IN FIRN AND ICE PACK OF MOUNTAINOUS GLACIERS

G.E. Glazirin

National University of Uzbekistan, Tashkent, Uzbekistan

Strata of glaciers were used for long time as a source of the most valuable information on climate history, atmosphere pollution, and some other important natural phenomena. However, evident successes were achieved on polar glaciers and, somewhat, at high located firn areas of mountainous glaciers, where seasonal melting of snow and ice is either absent or negligible. In this case annual layers of snow and firn are saved and can be identified rather easy. Other situation takes place at firn areas of multiple mountain glacier in temperate

zone. First, several annual layers can be melted during warm season. Second, melt water seepage through snow and firn layers can quickly smooth the difference in atmospheric admixtures, particularly dissolved, in the layers. It greatly embarrasses determination of time of annual layers formation. However the firn strata of mountainous glaciers are almost unique source of data on long time atmosphere pollution. It makes development of methods of the annual layers intemperate mountain glaciers very important. The whole available information should be used. The possible way of the problem solution is offered. It is based on joint use of standard data from nearest weather stations and some minimum information from upper part of a core or a deep enough snow pit.

The basic idea of the method consists in following. Let we can approximately calculate annual mass balances at the point where cross-section is received, extrapolating data on air temperature and precipitation from the basic base weather stations. On the other hand, let thickness, water equivalent, and year of formation of several annual layers or their packs are known. They can be the layers referring to the known years with much precipitation or having some markers. For instance, they can be traces of nuclear fallouts at years when nuclear weapon test takes place, or ash layers at region with active volcano. Then it is possible to calculate annual mass balances for the whole time of the supporting weather stations functioning, adjusting parameters of extrapolating functions. Surely the mass balances can be both positive and negative. Thus dates of all layers formation can be calculated. Compaction of underlying layers by pressure of superjacent pack, as well as secondary freezing of melted water should be taken into account.

The method was verified using data from 26 meters deep snow pit in firn zone of the temperate Abramov Glacier. The weather station «Fedchenko Glacier», worked for more than sixty years, was chosen as basic one. It was shown that cross-section was formed during at least 35 years. Annual mass balances at the point were calculated. Besides long time change of dust fallout during the whole period was evaluated too.

**СТРУКТУРА СНЕГА НА ШПИЦБЕРГЕНЕ В ТЕЧЕНИЕ
ВЕСЕННЕГО СЕЗОНА 2008 -2011**

Горюнова Н.В.

*Учреждение Российской академии наук Институт
Океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия*

**COMPOSITION OF SNOW IN THE ISFJORDEN AREA,
SVALBARD, IN THE SPRING SEASON DURING 2008-2011.**

N.V. Goryunova

*Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences,
Moscow, Russia*

Particulate matter (PM) was studied in melted samples of fresh snow and snow from snow pits, collected during Norwegian-Russian collaboration in the frame of NorthPOP and SvalPOP projects expeditions (2008-2011) in the vicinity of living centers on Svalbard. Snow was melted and filtrated using pre-weighted nuclear-pore lavsan (polyester) filters (47 mm in diameter, 0.45 μm pore size). In more than 100 samples concentration of PM and its elemental composition (using scanning electron microscopy) was studied, also chemical analyses were done and enrichment factors were calculated.

All samples were separated into groups: in the vicinity of Barentsburg and Longyearbyen, Grumantbyen, Gronfjordbreane area, Adventdalen area and vicinity of Norwegian mine.

Concentration of PM in the samples from the vicinities of Grumantbyen and Longyearbyen, also Gronfjordbreane and Adventdalen areas is on the background level (from 0.9 to 4.2 mg/l), comparable to the Arctic region with concentrations in average from 0.36 to 5.8 mg/l.

Concentration of PM and vertical fluxes of matter from the atmosphere, calculated using concentration of PM in snow pits, are much higher in the vicinity of working mines and vary from 16.9 to 25.9 mg/l and vertical fluxes of PM are very high – from 33.7 to 61 mg/m² per day in Longyearbyen and Barentsburg that can be typical for industrial cities in the North.

Snow in the background area (Grumantbyen, Longyearbyen, Gronfjordbreane and Adventdalen areas) is more polluted by Mn, Cu, Zn and Ni as areas in the vicinity of mines. This is caused by snowscooter activity in this area.

Author is thankful to NorthPOP and SvalPOP projects, Roland Kallenborn, Vladimir Nikiforov, Stephan Weinbruch, Natalia Marchenko, Vladimir Shevchenko and academician of Russian Academy of Sciences A.P. Lisitsin.

СТРОЕНИЕ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СНЕЖНОЙ ТОЛЩИ В РАЙОНЕ УНСКОЙ ГУБЫ БЕЛОГО МОРЯ

Иванова-Ефимова Е. Н.

Московский Государственный Университет, географический факультет, кафедра гляциологии и криолитологии, г. Москва, Россия

Унская губа располагается на Летнем берегу Белого моря, около п. Пертоминск.

Снегомерная съемка проводилась по стандартной методике (Руководство, 1965), выполнено 31 описание в феврале 2011 года.

На точке проводились следующие измерения – координаты, высота (рис.1) и плотность снежного покрова, фиксировались растительность, рельеф, характер залегания снега, рельеф его поверхности.

Визуальное описание снежной толщи по горизонтам в шурфах проводилось через каждые 100 м (определялась мощность горизонта, структура, наличие включений (загрязнения), влажность, плотность (по градациям рыхлый – плотный), особенности (наличие корок различного происхождения, форма кристаллов и др.)).

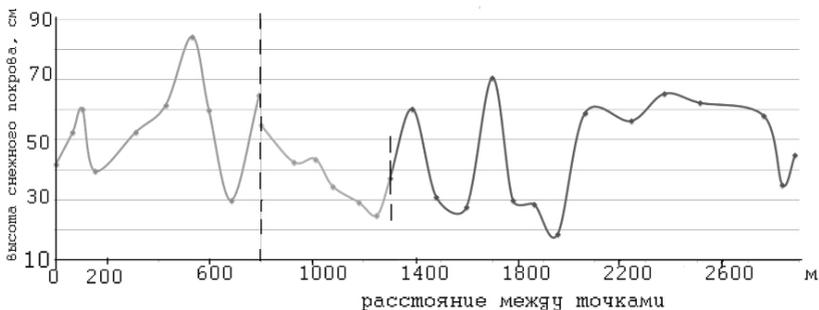


Рис. 1. Профиль распределения мощности снежного покрова. (Цветом показаны разные участки профиля)

Средняя мощность снега – 47 см, но колеблется от 19 до 84 см. Высота снежного покрова зависит от степени откры-

тости местности. На открытых участках (морское побережье и болота) мощность составляет менее 40 см, так как там она в наибольшей степени подвержена метелевому перераспределению и ветровому уплотнению. Также встречаются загрязненные горизонты в особенности на морском побережье, мощностью около 2 см, обычно среднезернистой структуры, располагаются внутри снежной толщи.

Интегральная плотность снега (рис. 2) колеблется от 0,11 до 0,25 г/см³, при среднем значении в 0,18 г/см³. Чем больше высота снежного покрова, тем меньше ее плотность. Это связано с более мощным, по сравнению с неглубокими шурфами, слоем глубинной изморози и меньшим ветровым уплотнением, таким образом, в толще сохраняется больше воздуха, снежинки не ломаются при отложении, а значит их упаковка не такая плотная, как у их обломков.



Рис.2. Распределение интегральной плотности и влагозапаса по профилю, цветом и буквами отмечены различные участки профиля

Влагозапас снега зависит от высоты снежного покрова и плотности снега, коэффициент корреляции между ними составляет 0,8.

Максимальный запас воды составляет 132 мм. Близкие значения приурочены к лесным межваловым понижениям.

Минимальный запас – 33-34 мм, находится на склоне берегового вала, связан в основном со сдуванием снега, так как это открытая территория.

Средний влагозапас составляет – 85 мм, что позволяет говорить о том, что территория не испытывает недостатка во влаге.

Строение снежной толщи различно в зависимости от ряда факторов, однако можно разделить его строение на 2 типа: профиль толщи на безлесных и залесенных участках. Но даже для них можно выделить схожие черты.

Наиболее распространенным является следующее строение толщи (снизу вверх, цифры приведены осредненные по нескольким профилям, при средней высоте снежного покрова в 47 см) (рис. 3):

а. 0-13 слой глубинной изморози, бокаловидные кристаллы, диаметром до 5 мм, рыхлый горизонт

б. 13-20 крупнозернистый снег, сферической формы, местами ограненные.

с. 20-27 переходный горизонт, среднезернистый снег, кристаллы неправильной формы, местами слипшиеся друг с другом

д. 27-47 мелкозернистый снег, преимущественно обломки кристаллов

Распределение мощности, плотности и влагозапаса снежного покрова зависит главным образом от степени открытости пространства.

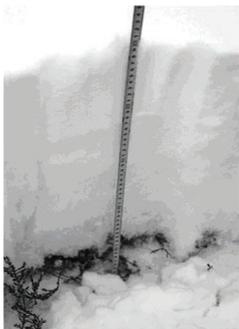


Рис. 3. Разрез снежной толщи, типичный для закрытого участка

Fig. 3. The cut of the snow thickness typical for the closed site

THE STRUCTURE AND DISTRIBUTION OF SNOW THICKNESS AROUND THE UNSKY GULF OF THE WHITE SEA

E.N. Ivanova-Efimova

*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography,
The Department of Cryolithology and Glaciology, Moscow, Russia*

The Unsky gulf settles down on Summer coast of the White sea, near the village Pertominsk.

Snow measure shooting was carried out by a standard method (the Management, 1965), it was executed 31 descriptions in February 2011. On a point the following measurements were made – coordinates, height (fig. 1). Density of a snow cover, the flora, relief, snow's rest mode, a relief of its surface were fixed. The visual description of snow thickness on horizons in dug holes was kept through each 100 m (depth of horizon, structure, presence of inclusions (pollution), humidity, density (on gradation friable – dense was defined), features (presence of crusts of a various origin, the form of crystals, etc.)).

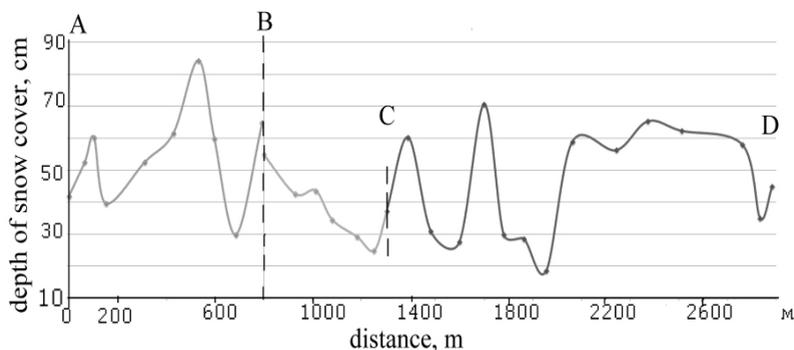


Fig 1. Profile of distribution of the depth of snow cover. (Different sites of a profile are shown by the different colours).

The average depth of snow is 47 sm, but it fluctuates from 19 to 84. The Height of a snow cover depends on level of the openness of district. On the open sites (sea coasts and bogs) capacity is less than 40 sm because it is suffered from snow

storm's redistribution and wind consolidation. Also there are polluted horizons in particular at sea coast, which capacity is about 2 sm. They are usually of medium-grained structure, and settle down in snow thickness.

The integrated density of snow (fig. 2) fluctuates from 0,11 to 0,25 g/sm³, the average value is 0, 18/sm³. The more height of a snow cover, the less its density. It is connected with the thicker layer of depth hoar (in comparison with superficial dug hole) and smaller wind consolidation, and the air is kept in thickness , snowflakes don't break at adjournment, so their packing not such dense, as their fragments have.

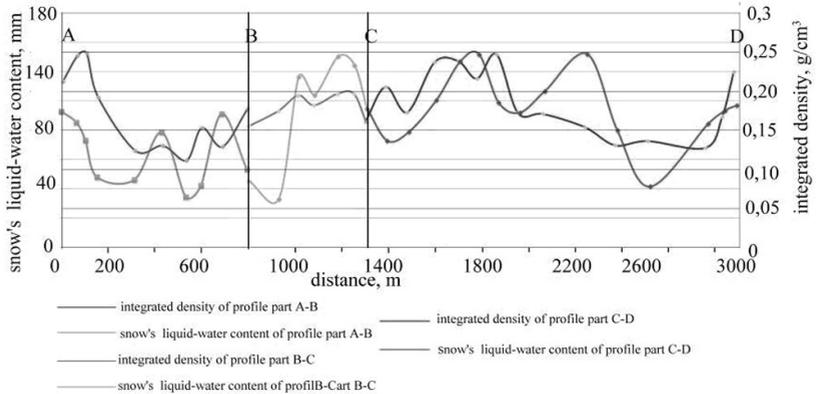


Fig. 2. Distribution of integrated density and snow's liquid-water content, various profile parts are marked by color and letters

Snow's liquid-water content depends on the height of a snow cover and snow density, the correlation factor between them is 0,8. The maximum water-supply is 132 mm. Close values are connected with forest intertotal falls. The minimum stock is over 33-34 mm, it occurs on a slope of a coastal shaft, and connected mainly with snow overblowing because it is the open territory. Average snow's liquid-water content is 85 mm that shows that the territory doesn't lack moisture.

Structure of snow thickness depends on a number of factors, however it is possible to divide its structure into 2 types: a open

part of profile on bare and forested territories. But even for them it is possible to allocate similar lines.

The most widespread is the following structure of thickness (from below upwards, figures are average for several profiles, the average height of a snow cover is 47 sm) (fig. 3):

a. 0-13 layer of deep hoar, cup-shaped crystals, diameter to 5 mm, friable horizon

b. 13-20 large-rounded crystals, the spherical form, places the faceted.

c. 20-27 transitive horizons, medium-grained snow, crystals of the wrong form, places bound together with each other

d. 27-47 - small-rounded crystals, mainly fragments of crystals

Distribution of capacity, density and snow's liquid-water content depends mainly on degree of an openness of the space.

МЕТОДИКА СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В СНЕЖНОЙ ТОЛЩЕ: ПРИКЛАДНАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Казаков Н. А., Генсиоровский Ю.В.

*Учреждение Российской академии наук Сахалинский филиал
Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
г. Южно-Сахалинск, Россия*

Структура (форма и размер ледяных кристаллов) текстура (взаимное расположение и ориентировка оптических осей кристаллов) снежного слоя являются основными управляющими параметрами в системе «снежная толща», а их изменение в процессе метаморфизма снежного покрова приводит к изменению физических характеристик снежной толщи.

При стратиграфических наблюдениях в снежной толще описание её структуры и текстуры проводится визуально и представляет собой экспертное заключение.

Для повышения объективности материалов наблюдений за структурой снежной толщи при стратиграфических наблюдениях нами используется макрофотографирование ледяных кристаллов из каждого снежного слоя. Затем, в камеральных условиях, производится обработка фотографий, по которым выделяются классы форм кристаллов и определяются преобладающий класс формы ледяного кристалла по морфо-генетической классификации Э.Г. Коломыца (рис. 1), их процентное соотношение в слое (содержание), средний и максимальный размеры кристалла.

Эти параметры определяются по выборке из не менее 20 кристаллов (рис. 2). Прилагаемые к стратиграфической колонке фотографии ледяных кристаллов из каждого снежного слоя позволяют использовать материалы наблюдений и другим исследователям.

Основные определяемые и рассчитываемые параметры снежной толщи представлены в стратиграфической колонке (рис. 3).

По мере необходимости в колонку добавляются такие параметры, как твёрдость снега, сопротивление разрыву и сжатию и др.

Методика используется для научно-исследовательских и для прикладных работ.

Использование морфо-генетической классификации Э.Г. Коломыца позволяет на основе теории эволюции снежной толщи и закономерностей её развития прогнозировать краткосрочное и долгосрочное изменение структуры и текстуры снежной толщи.

В свою очередь этот прогноз позволяет прогнозировать изменение прочностных характеристик снежной толщи, появление лавиноопасных слоёв и составлять краткосрочный и долгосрочный прогноз развития лавинных процессов, определять оптимальное время активного воздействия на лавинные процессы.

Условные обозначения					
1. Структура снега. Тип снега и класс формы ледяного кристалла (по Э.Г. Коломьцу)				2. Текстура снежного слоя	
	Класс формы ледяного кристалла	Тип снега	Вид и стадия метаморфизма		монолитная
1.1. Первично-идиоморфный					столбчатая
свежевывапший*					волокнистая
	коррозивно-полиэдрический (метелевый)			3. Влажность снега *	
	обломочный	Деструктивный			Сухой
	режеляционно-полиэдрический	Режеляционный			Влажный
	сублимационно-полиэдрический	Округление			Мокрый
1.2. Вторично-идиоморфный		Сублимационный метаморфизм			Очень мокрый
	гранный плоский	Конструктивная	4. Твердость снега, кг/м²*		
	гранный столбчатый				Очень мягкий
	полускелетный плоский				Мягкий
	полускелетный столбчатый				Средний
	скелетный плоский				Твёрдый
	скелетный столбчатый				Очень твёрдый
	секториальный	Регрессивная			Лёд
	пластинчатый		6. Подстилающая поверхность		
1.3. Корки и включения					
	режеляционная				кедровый стланик, кустарник
	ледяная				курильский бамбук
	нерасчленённые кластеры режеляционных кристаллов				трава
см	смёрзшийся				
Степень преобразования структуры и текстуры снежной толщи.					
$K_n = H_1/H$	Коэффициент перекристаллизации снежной толщи				
$K_1 = H_2/H_1$	Коэффициент вторичного расслоения снежной толщи				
$K_t = H_2/H$	Коэффициент текстуры снежной толщи				
H - суммарная толщина снега					
H ₁ - суммарная толщина слоёв вторично-идиоморфного снега					
H ₂ - суммарная толщина снежных слоёв, выполненных кристаллами скелетного класса форм					
H _n - суммарная толщина снежных слоёв с волокнистой текстурой					
Примечание.	* по «The International Classification for Seasonal Snow on the Ground»				

Рис. 1. Классификация снега.

Шурф № 1. 01.02.2010. Горизонтальная площадка. Подложие Суусуйского хребта																						
Время: 15 ч 10 м - 16 ч 35 м																						
№ № слоя	Глубина на контакта, см	Высота контакта, см	Тип снега: структура; текстура	Плотность, г/см³	Водность, мм	Диаметр кристалла, мм		Содержание классов форм кристаллов, %							Температура, С	Дата формирования слоя	Возраст слоя, сутки					
						Средн.	Макс.	■	■	■	■	■	■	■				■	■	■		
13	0	58		0,06	3,60	0,7	1											-10,9	31.01.2010	1		
12	4	52		0,16	6,40	0,5	1,0	88,0		12,0									-10,0	11.01.2010	22	
11	12	48		0,24	19,20	0,5	1,0	60,0	30,0	10,0									-10,3	10.01.2009	22	
10	17	40		0,24	12,00	1,6	2,5			73,0	22,0	5,0							-9,4	04.01.2009	28	
9	23	35		0,24	14,40	1,5	2,0			80,0	20,0								-7,8	29.12.2009	35	
7	31	29		0,24	12,00	1,5	2,0			80,0	20,0								-6,0	22.12.2009	42	
6	38	24		0,26	7,80	2,3	4,0			30,0		70,0							-6,3	22.12.2009	42	
5	38	21		0,21	14,70	2,8	5,1					60,0	40,0						-4,1	15.12.2009	49	
4	42	14		0,21	8,40	2,8	4,3						100,						-2,7	22.11.2009	72	
3	45	10		0,30	9,00	2,5	4,0					10,0	80,0	10,0					-1,2	20.11.2009	74	
2	49	7		0,28	11,20	2,2	4,0					35,0	35,0	30,0					-0,8	20.11.2009	74	
1	52	3		0,29	8,70	2,1	3,0					35,0	33,0	32,0					-0,2	18-19.11.2009	76-75	
		0	Суммарный водопаз		127,40	Средняя высота по данным снеговёйки, см																
				Средняя плотность		279,84																
Экспозиция:		3		Абс. высота, м: 100		Уклон, град.: 3		Температура възд., град.: -8,5		Влажность въздуха, %:		89										
Облачность (облака/нижняя):		3/0		Погода: ясно		Ветер: штиль		Состояние почвы: мерзлая		Выполнил:		Казаков Н.А., Кононов И.А.										
Подстилающая поверхность:		злаковое разнотравье		Растительность: ольхово-берёзовый лес		Сомнутость крон, %:		25		Обработал:		Казаков Н.А.										
Коэфф. перекристаллизации:		0,90		Коэфф. вторичного расчленения		0,46		Коэфф. текстуры		0,45		Проверил:		Генерозовский Ю.В.								

Рис. 3. Стратиграфическая колонка снежной толщ.

METHOD OF STRATUM SUPERVISIONS IN A SNOW-COVER: APPLIED CLASSIFICATION OF A SNOW COVER STRUCTURE AND TEXTURE

N.A. Kazakov, Y.V. Gensiorovskiy

Sakhalin Department of Far East geological institute of Far East branch of Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

Structure (shape and the size of ice crystals), a texture (the relative positioning of crystals and orientation of its optical axes) a snow layer are the basic operating parameters in system «snow thickness». Its change during process of a snow cover metamorphism leads to change of physical characteristics of snow thickness.

At stratigraphic study of snow thickness the description of its structure and a texture is spent visually and represents the expert's report.

For increase of objectivity of data of study of snow thickness structure at stratigraphic study we use macrophotographing of ice crystals shape each snow layer. Then, on office conditions, processing of photos on which of classes ice crystals shape are allocated, is made and are defined a prevailing class of the classes crystals shape by E. Kolomytz's morfo-genetic classification (fig. 1). Also are ascertaining parity of crystals shapes in a layer (content) and the average and maximum sizes of a crystal.

Its parameters are defined on sample of not less than 20 crystals (fig. 2). Applied to stratigraphic column (pit) of a photo of ice crystals shape each snow layer allow to use data of supervision and to other researchers.

The basic defined and counted parameters of snow thickness are presented in stratigraphic column (fig. 3). As required in a column such parameters, as hardness of snow, stress of compressive, shear, tensile, etc.

The method is used for research and for applied works.

Use of morfo-genetic classification by E. Kolomytz allows on the basis of the theory of evolution of snow thickness and

laws of its development to predict short-term and long-term change of structure and a structure of snow thickness.

In turn this forecast allows to predict change strength property of snow thickness, occurrence of avalanching layers and to make the short-term and long-term forecast about development of avalanche processes, to define optimum time of active influence for avalanche processes.

Legend				
1. Structure of snow. Type of snow. Class of the ice crystals shape (by E.G. Kolomytz)				2. Texture of a snow layer
Class of the ice crystals shape	Type of snow	Metamorphism type; metamorphism stage		Monolithic
1.1. Primary-idiomorphic				Columnar
	new snow (precipitation particles)**			Fibrous
	wind packed		3. Liquid water content *	
	decomposed precipitation particles	Destructive		Dry
	regelation polyhedral	Regelation		Moist
	sublimation polyhedral (small rounded particles)	Rounding		Wet
1.2. Вторично-идиоморфный		Sublimation metamorphism		Very wet
	faceted flat	Constructive	4. Hardness of snow*, кг/м2	
	faceted columnar			Very soft
	semi-skeletal flat			Soft
	semi-skeletal columnar			Medium
	skeletal flat			Hard
	skeletal columnar			Very hard
	sectorial	Regressive		Ice
	plate		6. Bed surface	
1.3. Crust and formations				
	sun crust			Mountain pine; bush
	ice layer			Kuril bamboo
	ice formations			
cm	regelated			Grass
Degree of transformation snow covers structure and texture.				
$K_n = H_1/H$	Coefficient of snow cover recrystallization			
$K_n = H_2/H_1$	Coefficient of snow cover secondary stratification			
$K_t = H_n/H$	Coefficient of snow cover texture			
H - total thickness of a snow cover				
H_1 - total thickness of layers of secondary-idiomorphic snow				
H_2 - total thickness of the layers of crystals of a skeletal class of forms				
H_n - total thickness of layers of a fibrous texture				
Примечание.	* по «The International Classification for Seasonal Snow on the Ground»			

Fig. 1. Snow classification.

Time: 15:10 - 16:35

№.№ layer	Depth of layer, sm	Height of layer's level, sm	Type of snow; structure; texture	Density, g/sm ³	Snow water equivalent, mm	Size of cristai, mm		Content of ice crystals shape, %							Temperature, Co	Date of snow layer formation	Age of snow layer, day				
						Mean.	Max.	■	▣	▢	▧	▨	▩	▪				▫	▬	▭	
13	0	58		0,06	3,60	0,7	1										31.01.2010	1			
12	4	52		0,16	6,40	0,5	1,0	88,0	12,0								11.01.2010	22			
11	12	48		0,24	19,20	0,5	1,0	60,0	30,0	10,0							10.01.2009	22			
10	17	40		0,24	12,00	1,6	2,5		73,0	22,0	5,0						04.01.2009	28			
9	23	35		0,24	14,40	1,5	2,0		80,0	20,0							29.12.2009	35			
7	31	29		0,24	12,00	1,5	2,0		80,0	20,0							22.12.2009	42			
6	38	24		0,26	7,80	2,3	4,0		30,0		70,0						22.12.2009	42			
5	38	21		0,21	14,70	2,8	5,1				60,0	40,0					15.12.2009	49			
4	42	14		0,21	8,40	2,8	4,3					100,					22.11.2009	72			
3	45	10		0,30	9,00	2,5	4,0				10,0	80,0	10,0				20.11.2009	74			
2	49	7		0,28	11,20	2,2	4,0				35,0	35,0	30,0				20.11.2009	74			
1	52	3		0,29	8,70	2,1	3,0				35,0	33,0	32,0				18-19.11.2009	76-75			
						Средняя высота по данным снегосъёмки, см															
						279,84															
Aspect of slope: W						Slope angle: 30		Air temperature: -8,5o							89						
Cloudness (lumpsum/bottom): 3/0						Wind, m.s.:		Condition of ground: frozen							Observer:		Казаков Н.А., Котонюв Н.А.				
Underlying surface: grass						Vegetation: alder-birch forest							Crown density, %: 25							Process data::	
KCoeff. of snow recrystallization: 0,90						Coeff. of snow secondary stratification:							Coeff. of snow texture							Verify:	
						0,46							0,45							Генсиповский Ю.В.	

Fig. 3. Stratigraphic column of snow thickness (pit).

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Казakov Н. А., Генсиоровский Ю.В., Жируев С.П.

*Учреждение Российской академии наук Сахалинский филиал
Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
г. Южно-Сахалинск, Россия*

Снежную толщу можно описать как мономинеральную горную породу, в которой лёд – основной породообразующий минерал.

Поскольку пространственное распределение и характеристики снежного покрова определяются ландшафтным строением территории, снежный покров можно описать как литологический комплекс.

Литологические комплексы снежного покрова в разных ландшафтах отличаются стратификацией, структурой и текстурой снежной толщи.

Стратиграфический комплекс снежного покрова (СК) – литологический комплекс, формирующийся в определённом ландшафте, проходящий стадии седиментации и диагенеза в сходных условиях и формирующий в однотипные зимы сходные (однотипные) спектры стратиграфических колонок, обладающие сходными стратификацией, структурой, текстурой и близкими физико-химическими и механическими характеристиками.

Процесс формирования и развития СК детерминирован: в результате седиментации и диагенеза снежного покрова формируется снежная толща, обладающая заданными структурными и физико-механическими характеристиками.

В однотипных ландшафтах, расположенных в разных регионах, формируются однотипные СК.

Анализ результатов стратиграфических наблюдений в снежной толще (1979 – 2011 г.г.; о. Сахалин, Курильские острова, Забайкалье, Хибины, Подмосковье, Ямал, Западный Кавказ, Северный Кавказ – г. Эльбрус, высотная зона 5000 - 5200 м) показал, что в сходных геоморфологиче-

ских, геоботанических, геологических, гидрометеорологических условиях формируются однотипные стратиграфические колонки.

Например, сходные характеристики имеют спектры стратиграфических колонок снежного покрова в Хибинах (высотная зона 600 – 700 м) и в гольцовой зоне Среднего (Восточно-Сахалинские горы, абс. отметки 1400-1500 м) и Южного Сахалина (Сусунайский хребет, абс. отметки 950-1000 м).

Количественно описать степень вовлечённости снежной толщи в процесс преобразований структуры и текстуры позволяют коэффициенты перекристаллизации КП:

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

вторичного расслоения КВР:

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

текстуры КТ:

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

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.

Ландшафтно-индикационные свойства снежного покрова позволяют построить унифицированную таксономическую шкалу классификации СК.

Как подсистемная единица ландшафтно-зональной системы, СК может быть описан в соответствии с общими принципами описания сложных систем.

Иерархия таксономических уровней стратиграфических комплексов снежного покрова

Класс. Региональные факторы определяют принадлежность территории к одной физико-географической стране и одному климатическому поясу. Совокупность факторов определяет условия формирования и режим снежного покрова и позволяет выделить типы региональных осадочно-метаморфических формаций снежного покрова.

Таблица 1. Сочетание коэффициентов характеризует состояние снежной толщи. Характеристика в СК.

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

Подкласс. Метеорологические факторы и ряд высотной поясности - позволяют выделить в одном климатическом поясе климатические районы с близкими характеристиками температуры, осадков и ветрового режима, создающие сходные условия седиментации и диагенеза снежной толщи.

Тип. Геоморфологические и геологические факторы – макрорельеф, экспозиция, уклон поверхности и др. Позволяют в одной климатической зоне выделить территории с разным характером залегания снежной толщи.

Подтип. Геоботанические факторы – древесная и кустарниковая растительность определяют динамику высоты и распределения снежного покрова и локальные особенности его метаморфизма.

Вид. Ландшафтные факторы – микрорельеф, характер подстилающей поверхности, травяной и моховой покров, увлажненность и др. влияют на процессы сублимационной перекристаллизации снежного покрова, в результате которых формируется снежная толща с определенными кристалломорфологическими характеристиками.

STRATIGRAFIC COMPLEXES OF A SNOW COVER

N.A. Kazakov, Y.V. Gensiorovskiy, S.P. Zhiruev

*Sakhalin Department of Far East geological institute of Far East
branch of Russian Academy of Sciences,
Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

Snow cover can be described as a monomineral rock where ice is the basic a mineral.

As spatial distribution and characteristics of a snow cover are defined by a landscape structure of territory, a snow cover it is possible to describe as a lithologic complex.

Lithologic complexes of a snow cover in different landscapes have different stratification, structure and a texture of snow thickness.

Stratigraphic complex of a snow cover (SC) is a lithologic complex, that formed in a certain landscape, passing stages of sedimentation and diagenesis on similar conditions and forming in the same winters similar a same spectrum of stratigraphic columns, possessing similar stratification, structure, texture and both close physical, chemical and mechanical characteristics.

Process of formation and development SC is determined: as a result of a snow cover sedimentation and diagenesis, the snow thickness possessing set structural and physical and mechanical characteristics is formed.

In the same landscapes located in different regions, are formed same CK.

The analysis of results stratigraphic supervision in snow cover (1979 – 2011; Island Sakhalin, Kuriles, Transbaikalia, Hibiny, Moscow suburbs, Yamal, the Western Caucasus, the North Caucasus – Elbrus, a high-rise zone 5000 - 5200) has shown that in similar geomorphological, geobotanical, geological, hydroweather conditions are formed same stratigraphic columns.

For example, similar characteristics have a stratigraphic columns spectrum of a snow cover in Khibini Mountains (altitude 600 – 700) and on middle Sakhalin (the East Sakhalin mountains, altitude 1400-1500) and Southern Sakhalin (Susunajsky ridge, altitude 950-1000).

Quantitatively to describe degree of an involvement of snow thickness in process of transformations of structure and a structure coefficient of snow cover recrystallization K_{II} allow:

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

coefficient of snow cover secondary stratification K_{BP} :

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

coefficient of snow cover texture K_T :

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

where: H – a total thickness of a snow cover; H_1 – a total thickness of layers of secondary-idiomorphic snow; H_2 – a total thickness of the layers of crystals of a skeletal class of forms; H_B – a total thickness of layers of a fibrous texture.

The combination of coefficients are characterizes a condition of snow thickness on SC.

Table 1. Degree of transformation snow covers structure and texture. Characteristic of SC.

K_{II}	Degree of transformation of structure	K_T	Degree of transformation of texture
> 0.5	Strongly recrystallized	> 0.3	Strongly loosened
$> 0.3 - \leq 0.5$	Moderately recrystallized	$> 0.2 - \leq 0.3$	Moderately loosened
$> 0.1 - \leq 0.3$	Mean recrystallized	$> 0.1 - \leq 0.2$	Mean loosened
≤ 0.1	Weakly recrystallized	≤ 0.1	Weakly loosened

Landscape-indicative properties of a snow cover allow to construct of unified a taxonomic scale of SC classification.

As subsystem unit of landscape-zone system, SC can be described according to the general principles of the description of difficult systems.

Hierarchy of taxonomic levels of a snow cover stratigraphic complex.

Class. Regional factors define a territory accessory to one physiographic region and one climatic belt. Set of factors defines conditions of formation and a mode of a snow cover and allows to allocate types of regional sedimentary- metamorphic formation of a snow cover.

Subclass. Meteorological factors and a number of altitudinal zone of vegetation allow to allocate the climatic areas within the one climatic zone. The climatic areas have identical characteristics of temperature, deposits and the wind mode, creating similar conditions of sedimentation and diagenesis of snow cover.

Type. Geomorphological and geological factors (macrorelief, exposition, a surface declivity, etc.) allow in one climatic area to allocate territories with different character of a snow cover bedding.

Subtype. Geobotanical factors (wood and shrubby vegetation) are defined dynamics of height and distribution of a snow cover and local features of its metamorphism.

Kind. Landscape factors (microrelief, character of a spreading surface, a grassy and moss cover, moisture, etc.) influence processes of a snow cover sublimation recrystallization. As result snow cover with defined crystal's morphologic characteristics is formed.

ЭВОЛЮЦИОННАЯ КОНЦЕПЦИЯ В СТРУКТУРНОМ СНЕГОВЕДЕНИИ

Коломыц Э.Г.

*Учреждение Российской академии наук Институт экологии
Волжского бассейна РАН, г. Тольятти, Россия*

В снеговедении до сих пор применяется главным образом текстурно-литологический подход, с рассмотрением снежного покрова как трехкомпонентного пористого материала, способного к необратимым вязким деформациям. Методы же «микроструктурного» анализа снега обычно сводятся к гранулометрии, а о формах кристаллов как основном структурном качестве снега вообще нет и речи. Априори принимается, также, что снежный покров напрямую отображает в своих структурно-стратиграфических характеристиках свойства окружающей среды (в первую очередь зимних метеоусловий). Несмотря на часто употребляемый термин «эволюция снежного покрова», сам подход к изучению этой эволюции не выходит за метафизические рамки, а морфология и систематика снежных структур остаются практически на том же уровне, каким он был еще в 30–40-х годах прошлого столетия, в период зарождения структурного снеговедения как науки. Наглядное свидетельство тому – новейшая «Международная классификация снега» (2009).

Цель доклада – демонстрация принципиально нового подхода к изучению системной организации и развития снежного покрова на основе его кристалломофологии и фундаментальных законов природной симметрии. Снежный покров представлен как природное сообщество форм растущих кристаллов, взаимодействующих друг с другом и испытывающих воздействие внешней среды. Проведенные автором кристалломорфологический и симметричный исследования снежных толщ в различных зимних условиях (от субокеанических до резко континентальных, с рыхлым и плотным метелевым снегом) позволили вникнуть

в суть механизмов сублимационного метаморфизма, оценить роль внутренних и внешних факторов перекристаллизации снега, наконец, упорядочить представления об основных этапах этой перекристаллизации.

Излагается концептуальная модель, описывающая незамкнутый сублимационно-метаморфический эволюционный цикл сезонного снежного покрова и региональные варианты этого цикла как его полиморфные модификации (рис. 1 и 2).

Эта модель служит «краеугольным камнем» эволюционной концепции. Траектория цикла носит логистический характер и состоит из трех периодов метаморфизма: деструктивного (подготовительного), конструктивного (восходящего, экспоненциального) и регрессивного (нисходящего, асимптотического). Все многообразные сочетания форм вторичных кристаллов в каждом генетическом горизонте и самих горизонтов в снежной толще представляют по существу генетически связанные между собой периоды и стадии (фазы) однонаправленного метаморфического цикла, который стремятся пройти в течение зимы растущие формы кристаллов и все кристаллическое сообщество в каждом горизонте.

Основной движущей силой процессов, дающих эволюционный ряд кристаллов, являются не случайные изменения в окружающей среде (приземном слое воздуха или почве), а внутренние взаимодействия в самой толще снега, обладающие определенной автономностью, поэтому фактор времени (возраста генетического горизонта) играет решающую роль в сублимационном метаморфизме. Истоки механизмов направленной эволюции снежных горизонтов сосредоточены в системе кристалл–среда (пар). Стадийность форм роста и разрушения кристаллов – это результат последовательного процесса суперпозиции их кристаллохимической симметрии и диссимметрии среды – в соответствии с принципом Пера Кюри, который является, как известно, симметричной интерпретацией второго закона термодинамики.

Именно возраст горизонта и его высотное положение в вертикальном снежном разрезе определяют гидро-термические условия перекристаллизации снега (в рамках данной региональной и/или локальной системы почва–снег–воздух) и соответственно его метаморфизованную кристаллическую структуру на любом временном срезе зимнего сезона, в том числе и конечное фазовое состояние этого горизонта. Это необходимо учитывать как одно из важнейших условий при имитационном моделировании сезонной динамики структуры различных горизонтов снежной толщи (например, в моделях типа «SNOWPACK») по материалам наземной или спутниковой метеорологической информации.

Эволюция снежного покрова имеет не только однозначные детерминированные, но и вероятностные закономерности, что выражено наличием в нем процессов авторегуляции метаморфизма. Стохастичность процессов выражена в двух основных типах регулирования динамики снежных горизонтов: с одной стороны, в их саморегуляции («движении» по одной из начально «заданных» метеоусловиями зимы программ развития и последующем возрастном «наращивании» их структуры), а с другой, – в регулировании их извне под влиянием атмосферных возмущений (потеплений или похолоданий, снегопадов, метелевых явлений и др.).

Колебательные процессы, происходящие в снежных горизонтах, по своей внешней форме напоминают известные в эволюционной биологии популяционные волны. Волны саморегуляции – это явление стабилизирующего отбора, способствующего продлению периода конструктивного метаморфизма в снежном горизонте путем периодического возрастного наращивания его структуры. Внешняя же регуляция осуществляет адаптивный отбор. С внутренними и внешними волнами авторегуляции метаморфизма неизбежно связаны периодические переходы горизонтов в состояние «зрелой» глубинной изморози (массового развития скелетных форм), т.е. в потенциально лавиноопасное состояние.

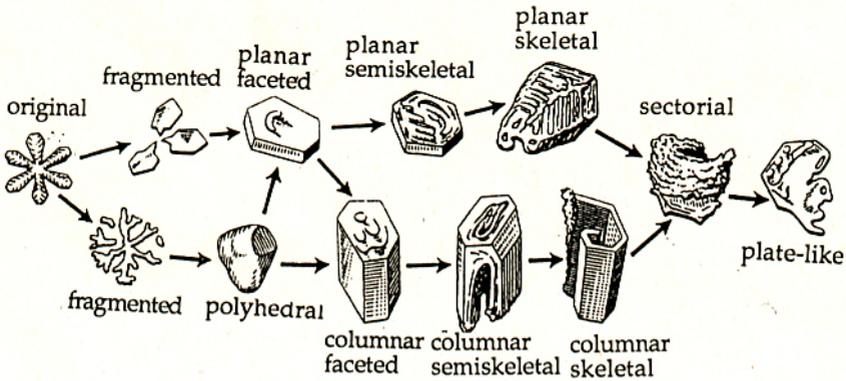


Рис. 1. Принципиальная схема стадийного роста кристаллов в сухом снежном покрове. Показаны две ветви, или «программы», сублимационно-метаморфического цикла: вверху плоская (эпигенетическая) и внизу столбчатая (сингенетическая).

Fig. 1. The basic elements of the phase growth of crystals in dry snow cover. Shown are the two principal variants of the sublimation-metamorphic cycle of snow: planar (above) and columnar (below)

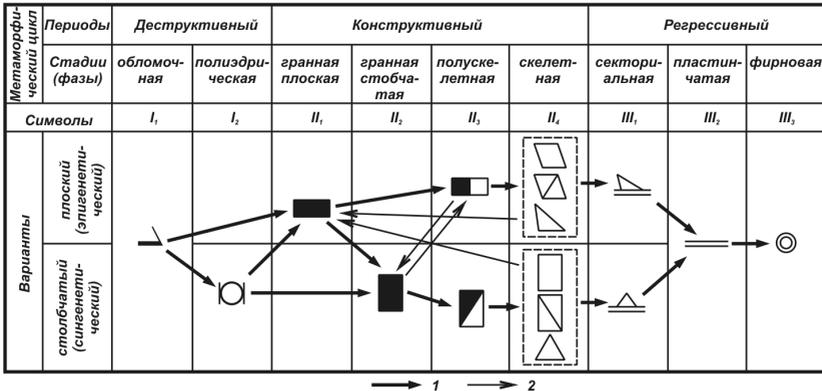


Рис. 2. Сублимационно-метаморфический цикл отложенного снега.

1 – переходы основной (элементарной) цепи преобразований форм кристаллов и снежных горизонтов; 2 – переходы возрастного усложнения структуры горизонтов и смещения их с одного ветви (программы) метаморфизма на другую.

Fig. 2. The sublimation-metamorphic cycle of deposited snow
1 – transitions of the basic (elemental) chain of transformations of crystal forms and snow layers; 2 – transitions of growth complexity in the structure of layers and their shift from one variant (program) of metamorphism to another

EVOLUTIONARY CONCEPTION IN SNOW STRUCTURE STUDIES

E.G. Kolomyts

Institute of Ecology of the Volga River Basin of Russian Academy of Sciences, Togliatti, Russia

Hitherto, researchers in snow studies use mainly the texture-lithological approach, with snow cover considered as a three-component porous material capable of irreversible viscous deformations. At the same time, the methods of snow microstructure analysis are usually reduced to granulometry, while crystal forms as the principal structural characteristic of snow are not taken into consideration at all. It is also *a priori* accepted that the structural and stratigraphic characteristics of snow cover directly reflect environmental properties (first of all, winter meteorological conditions). In spite of the frequently used term of “snow cover evolution”, the *per se* approach to the study of this evolution is not beyond the scope of metaphysics, while the morphology and systematics of snow structure remain practically at the same level as in the 30-40s of the last century, in the period of origination of snow structure studies as a science. Clear evidence of this fact is the most recent “The International Classification for Seasonal Snow on the Ground” (2009).

The goal of this presentation is to demonstrate a fundamentally novel approach to the study of systems organization and development of snow cover based on its crystal morphology and the fundamental laws of natural symmetry. Snow cover is represented as a natural community of the forms of growing crystals interacting with each other and exposed to environmental influences. The crystal-morphological and symmetry studies of snow packs performed by the author in different winter conditions (from suboceanic to strongly continental, with loose and dense drifted snow) made it possible to go deep into the essence of mechanisms of sublimation metamorphism, to estimate the role of internal

and external factors of snow recrystallization and, finally, to arrange the conceptions of milestones of this recrystallization.

The presented conceptual model describes the unclosed sublimation-metamorphic evolution cycle of seasonal snow cover and the regional variants of this cycle as its polymorphic modifications (Fig. 1 and 2).

This model serves as a cornerstone of evolutionary concept. The cycle trajectory is of logistic character and consists of three periods of metamorphism: destructive (preparative), constructive (ascending, exponential), and regressive (descending, asymptotic). All diverse combinations of the forms of secondary crystals in each genetic horizon and of horizons in a snow pack are, in essence, genetically interrelated periods and stages (phases) of unidirectional metamorphic cycle, which the growing forms of crystals and the entire crystal community in each horizon tend to pass through during the winter.

The main driving force of processes yielding an evolutionary row of crystals is not random variations of the environment (the near-ground air layer or soil) but internal interactions within a snow pack, which are characterized by certain autonomy; hence, the factor of time (the age of genetic horizon) plays a crucial role in sublimation metamorphism. The mechanisms of directional evolution of snow horizons originate in the crystal-environment (vapor) system. Stadiality of the forms of crystal growth and destruction is a result of consistent process of superposition of their crystallochemical symmetry and asymmetry of the environment – in accordance with the Pierre Curie principle, which is known to be symmetric interpretation of the second law of thermodynamics.

It is just the age of horizon and its altitudinal position in the snow profile that predetermine the hydrothermal conditions of snow recrystallization (in the framework of a given regional and/or local soil—snow—air system) and, correspondingly, its metamorphized crystal structure at any time sample of the winter season, including the final phase state of this horizon. It is necessary to be taken into consideration as one of the most important conditions during simulation modeling of the

seasonal dynamics of structure of different snow pack horizons (e.g., in SNOWPACK-type models) based on the surface or satellite meteorological information.

Snow cover evolution has not only unambiguously determined but also probabilistic regularities, manifesting themselves in the processes of autoregulation of metamorphism. Stochasticity of the processes is expressed in the two basic types of regulation of the dynamics of snow horizons: their autoregulation (“advance” by one of the development programs initially “preset” by the meteorological conditions of winter, followed by age-specific “build-up” of their structure), on the one hand, and their regulation from outside under the influence of atmospheric perturbations (warm spells or cold snaps, snowfalls, drifting snow events, etc.), on the other hand.

Fluctuating processes occurring in snow horizons externally resemble the population waves known from the evolutionary biology. The waves of autoregulation are the phenomenon of stabilizing selection, which contributes to elongation of the period of constructive metamorphism in snow horizon by way of periodical age-specific build-up of its structure. External regulation is responsible for adaptive selection. Internal and external waves of the autoregulation of metamorphism are inevitably associated with periodical transitions of horizons into the state of “mature” deep hoarfrost (mass development of skeletal forms), i.e., into potentially avalanche-hazardous state.

ВЫДЕЛЕНИЕ НАИБОЛЕЕ ИНФОРМАТИВНЫХ ПРИЗНАКОВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СТРУКТУРЫ СНЕЖНОГО ПОКРОВА ПО ФОТОГРАФИЯМ ЛЕДЯНЫХ КРИСТАЛЛОВ С ПОМОЩЬЮ НЕЙРОННЫХ СЕТЕЙ

Кононов И.А.

*Учреждение Российской академии наук Сахалинский филиал
Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
г. Южно-Сахалинск, Россия*

В настоящее время определение структуры снежного покрова (размера и класса формы кристаллов льда) – результат экспертной оценки специалиста. Для выхода за рамки экспертного заключения необходимо использовать средства машинного распознавания объектов.

Задача компьютерного определения класса формы кристаллов льда по фотографиям лежит на стыке двух дисциплин: теории цифровой обработки изображений и теории распознавания образов.

Методология теории цифровой обработки изображений в задачах компьютерного распознавания применяется в первую очередь для сегментации изображений на отдельные объекты (или на области) и для сбора классификационных признаков (дескрипторов) объектов для их последующего распознавания.

В работе проводится обзор методов описания изображений кристаллов льда.

Предполагается, что фотография кристаллов уже прошла стадию сегментации, и мы имеем дело с набором отдельных кристаллов, для каждого из которых известен класс формы (по Э.Г. Коломыцу), масштаб и контур двумерной проекции на плоскость подложки.

Основная задача – выявить степень информативности тех или иных признаков для классификации ледяных кристаллов.

В качестве классификатора использовалась искусственная нейронная сеть Ворда. Сеть Ворда считается наиболее эффективной в задачах распознавания образов.

Обучающие и тестовые выборки формировались из 500 фотографий ледяных кристаллов различных классов форм на конструктивной и регрессивной стадиях сублимационного метаморфизма.

Сравнение результатов классификации для различных наборов дескрипторов позволило выявить наиболее важные из них.

Вектор признаков состоял из двух групп признаков: описывающих контур проекции кристалла и описывающих область, ограниченную этим контуром.

Для описания контура применялись такие дескрипторы границ, как цепные коды, Фурье-дескрипторы и статистические характеристики границы.

Для получения дескрипторов областей использовались топологические методы (основанные на выделении и подсчёте граней, отверстий, рёбер), структурные (основанные на изучении взаимного расположения простейших составляющих изображения), статистические (использование статистических характеристик, определяемых по гистограмме яркости изображения), спектральные методы (основанные на свойствах Фурье-спектра).

Тестирование различных комбинаций признаков на сети Ворда дало следующие результаты.

При одинаковых дескрипторах областей использование различных дескрипторов границ дало примерно одинаковое качество распознавания. Это отражает то обстоятельство, что форма проекции кристалла на плоскость подложки при определении класса формы кристалла вторично-идиоморфного снега – наименее информативный признак. Таким образом, в качестве дескрипторов границ можно использовать статистические дескрипторы, поскольку вектор признаков в этом случае имеет минимальную длину.

При одинаковых дескрипторах границ, наилучшее распознавание было достигнуто с использованием дескрипторов, полученных с применением статистических и спектральных методов.

Эффективность использования статистических методов можно объяснить тем, что они численно выражают соотношение между тёмными и светлыми областями изображения кристалла. Т.е. выявляют гладкость граней и макро-ступенчатость на гранях. Спектральные методы позволяют выявить периодичность текстурной составляющей.

Для фотографий кристаллов льда это, очевидно, периодически повторяющиеся ступени роста.

Таким образом, для формирования векторов признаков при компьютерной классификации достаточно использовать статистические дескрипторы границ, а также спектральные и статистические дескрипторы областей.

IDENTIFYING THE MOST INFORMATIVE FEATURES FOR DETERMINING THE STRUCTURE OF SNOW COVER FROM THE PHOTO-GRAPHS OF ICE CRYSTALS BY USING NEURAL NETWORKS

I.A. Kononov

*Sakhalin Department of Far East geological institute of Far East branch of Russian Academy of Sciences,
Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

Currently, determining the structure of snow cover (size and shape of ice crystals) - the result of expert evaluators. To go beyond the expert conclusion it is necessary to use means of computer recognition of objects.

The task of computing the class definition shape of ice crystals from the photos is at the crossroads of two disciplines: the theory of digital image processing and pattern recognition theory. The methodology of the theory of digital image processing for problems of pattern recognition theory used primarily for image segmentation and for the collection of classification features (descriptors), facilities for their subsequent recognition.

The paper provides an overview of methods for describing the images of ice crystals. It is assumed that the photographs

of the crystals has already passed the stage of segmentation. We have a set of individual crystals, each of which is known to shape class (E.G. Kolomyts), the scale and the contour of a two-dimensional projection on the plane of the substrate.

The main task - to identify the degree of informativeness of individual features for the classification of ice crystals.

As classifier we used artificial neural network Ward. This network is considered to be most effective in pattern recognition problems.

Learning and test samples were formed from 500 photographs of ice crystals some classes of shapes (constructive and regressive stages of sublimation metamorphism).

Comparison of classification results for different sets of descriptors provided an opportunity to identify the most important of them.

Attribute vector consisted of two groups of attributes: describing the contour of the projection of the crystal and describing the area bounded by this contour.

To describe the contour used chain codes, Fourier descriptors and statistical characteristics of the boundary.

To get regional descriptors used topological methods, structural methods, statistical methods and spectral methods.

Testing different combinations of features on the network Ward gave the following results.

All boundary descriptors were equally effective. This is because the shape of the projection of the snow crystals to the plane of the substrate for recognition of class form of the repeated-idiomorphic snow - the least informative feature. Thus, as boundary descriptors can use statistical descriptors as a feature vector in this case has minimum length.

Boundary Descriptors best results showed statistical descriptors, and spectral descriptors. The effectiveness of the use of statistical methods can be explained by the fact that they are numerically express the relation between light and dark areas of an image of the crystal. Ie reveal smooth edges and steps on facet. Spectral methods can detect the periodicity of the texture component. For photos of ice crystals is obviously recurrent steps of growth.

Thus, for the formation of attribute vectors in the computer classification is sufficient to use statistical descriptors of the borders, and spectral and statistical boundary descriptors.

НАПРАВЛЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Кузнецова Э.А.

Нижевартовский государственный гуманитарный университет

г. Нижевартовск, Россия

Направления исследования снежного покрова рассматривались в рамках разных подходов. Геопространственный подход позволяет исследовать снежный покров не только в системе «пространство-время», но и с позиции потребностей общества. Это требует изучения параметров снежного покрова в течение его жизненного цикла и в зависимости от географических факторов.

К настоящему времени можно выделить несколько направлений изучения снежного покрова (табл. 1).

Ландшафтно-природоведческое направление изучает роль снежного покрова в ландшафтах Земли, его взаимосвязи с литосферой, гидросферой, атмосферой и биосферой. В этом направлении существует достаточно много работ (де Кервен, 1966; Дюнин, 1983; Дмитриева, 1950; Коломыц, 1960, 1966, 1976; Котляков, 1961, 1994; Куваева, 1967; Нефедьева Е. А., 1985; Осокин, 2001; Рихтер Г.Д.; Рутковская Н. В., 1956; Савельев, 1967; Формозов А. Н., 1990; Шумский, 1955, 1956; Яншина А. В., 1960)

Эколого-социально-экономическое направление сосредоточено на изучении таких параметров снежного покрова, которые отражают загрязнения окружающей среды, оказывают влияние на качество жизни человека, его здоровье, на отрасли экономики и возникающий при этом экономический эффект - либо положительный, либо отрицательный.

Данное направление активно развивается в настоящее время (Валетдинов А. Р., 2007; Дорожукова, С.Л., 2004; Епринцев С. А., 2006; Китаев Л. М., 2001; Летувнинкас А. И., 2002; Московченко Д.В., 1996, 2010)

Инженерно-техническое направление изучает расчетные параметры снежного покрова, значимые в хозяйствен-

ной деятельности человека (Борщук, 1967; Козлов, 2004; Кузьмин, 1957; Павлов, 1999; Руденко, 1972; Сулаквелидзе Г. К, 1955).

На практике эти направления взаимосвязаны и часто дополняют друг друга.

Таблица 1. Направления исследования снежного покрова

№№	Направление	Параметр снежного покрова
1.	Ландшафтно-природоведческое	Снеготаяние, установление снежного покрова, сход снежного покрова, снегоемкость территории, устойчивость снежного покрова, слоистость, зернистость, структура снежного покрова, метаморфизм, разрыхление, диафторез, диагенез, уплотнение снежного покрова, оседание снежной толщи, снежность, влагозапас, плотность, влажность, толщина снежного покрова
2.	Эколого-социально-экономическое	Проводимость, загрязнение снежного покрова (химическое, радиационное и др.), индекс загрязнения снежного покрова, масса снежного покрова на территории за определенный период, концентрация тяжелых металлов в снеговой воде
3.	Инженерно-техническое	Снеговая нагрузка, упрочнение, водоудерживающая способность снежного покрова, твердость, сцепление, теплопроводность, сопротивление сдвигу, сопротивление сжатию, сопротивление растяжению, прочность, пористость, вязкость

RESEARCH DIRECTIONS OF SNOW COVER

E.A. Kuznetsova

*Nizhnevartovsk state university of humanities, Nizhnevartovsk city,
Russia*

Research guidelines of snow cover were considered within different methods. The geospatial approach allowed to research a snow cover not only in «Space - Time» system but from a position of society needs. This requires a parameter analysis of the snow cover during its life cycle and depending on geographical factors.

Some directions in snow cover research can be found to date (Table 1).

Land and natural direction studies a role of the snow cover in landscapes of the Earth, its interconnection with the lithosphere, hydrosphere, atmosphere and biosphere. There are quite many works in this direction (de Quervain, 1966; Dyunin, 1983; Dmitrieva, 1950; Kolomyts, 1960, 1966, 1976; Kotlyakov, 1961, 1994; Kuvaeva, 1967; Nefedyeva E.A., 1985; Osokin, 2001; Richter G.D.; Rutkovskaya N.V., 1956; Savelyev, 1967; Formozov A.N., 1990; Shumskiy, 1955, 1956; Yanshina A.V., 1960)

Eco-socio-economic direction is concentrated on studying such parameters of the snow cover which mirror environmental pollution, exert influence on a human quality of life, his/ her health, branches of the economy and economic effect arising hereof, positive or negative. Currently this direction is actively developed (Valetdinov A.R., 2007; Dorozhukova S.L., 2004; Yeprintsev S.A., 2006; Kitaev L.M., 2001; Letuvnikas A.I., 2002; Moskovchenko D.B., 1996, 2010).

Engineering and technical direction studies design parameters of the snow cover significant for human's economic activity (Bortshuk, 1967; Kozlov, 2004; Kuzmin, 1957; Pavlov, 1999; Rudenko, 1972; Sulakvelidze G.K., 1955).

In practice these directions are interconnected and often supplement each other.

Table 1. Research directions of snow cover

No.	Direction	Parameter of the snow cover
1.	Land and natural	Snowmelting, snow covering, a descent of snow cover, a snow capacity of the territory, a hardness of the snow cover, a snow layering, a granularity, a structure of the snow cover, a metamorphism, a loosening, a diaphoresis, a diagenesis, consolidation of the snow cover, a snow cover subsidence, a snowiness, a moisture reserve, a density, a humidity, a thickness of the snow cover
2.	Eco-socio-economic	A conductivity, a snow cover pollution (chemical, radiation etc.), a snow cover pollution index, a snow cover mass on the territory per the term, heavy metals concentration in a snow water
3.	Engineering and technical	A snow load, hardening, water-holding capacity of the snow cover, a hardness, bonding, a thermal conductivity, a shear strength, a compression strength, a tensile strength, a strength, a porosity, a viscosity

PROPERTIES OF NON PERSISTENT WEAK LAYERS OBSERVED IN JAPAN

Shinji Ikeda, Tomoyuki Noro

*Snow Avalanche and Landslide Research Center, Public Works
Research Institute, Meko, Japan*

In order to gain more insight into the properties of non persistent weak layers consisted of precipitation particles, fourteen measurement data sets were analyzed. All of data sets were collected from avalanche fracture lines or flat sites near avalanche starting zones when notable avalanche activities related to such weak layers were observed in Japan. Large size (diameter 1.5 to 3.0 mm) stellar or dendrite planar crystals are found all of cases. Weak layers were found various depths (11 to 117cm) and had 1 to 5 cm thickness. The range of density of observed layers was 63 to 250 kgm⁻³. The relationship between density and shear frame index was similar to persistent weak layers rather than non persistent weak layers reported by Jamieson and Johnston (2001). And it was very weaker than reported by Yamanoi and Endo (2002) and Perla et al. (1982) with same density. Additional studies involving the analysis of larger data sets collected from various snow climate regions are necessary. However our results suggest importance of identification of types of precipitation particles in current snowpack for the researches concerned with snow stability evaluation and avalanche forecast related to non persistent weak layers.

СВОЙСТВА ВРЕМЕННЫХ СЛОЁВ РАЗРЫХЛЕНИЯ, НАБЛЮДАЕМЫХ В ЯПОНИИ

Shinji Ikeda, Tomoyuki Noro

*Snow Avalanche and Landslide Research Center, Public Works
Research Institute, Meko, Japan*

Для исследования свойств неустойчивых ослабленных слоёв в свежевывавшем снегу нами были проанализиро-

ваны результаты четырнадцати серий наблюдений. Все наблюдения проводились в Японии.

Исследовались линии отрыва лавин или ослабленные слои снега в снежном покрове на плоских поверхностях, расположенных рядом с зонами зарождения лавин (в периоды схода лавин).

Во всех случаях причиной схода лавин послужили ослабленные слои, сложенные звёздчатыми или плоскими дендритными кристаллами большого размера (диаметром от 1,5 до 3,0 мм). Ослабленные слои залегали на разной глубине (от 11 до 117 см) и имели толщину от 1 до 5 см. Разброс в значениях плотности снега составлял от 63 до 250 кг/м³.

Соотношение между плотностью и показателями сопротивления сдвигу было ближе к характеристикам устойчивых ослабленных слоёв, чем к характеристикам неустойчивых устойчивых ослабленных слоёв (Jamieson and Johnston, 2001).

Соотношение между плотностью и сопротивлением сдвигу было значительно меньшим, чем показанное Yamanoi и Endo (2002) и Perla и др. (1982) при той же плотности.

Для получения более полных результатов требуется провести анализ большого количества данных о снежном покрове в разных климатических областях.

Тем не менее, полученные нами результаты показывают важность определения типов выпавших снежинок, слагающих снежную толщу, для оценки устойчивости снежного покрова и прогноза лавин, связанных с формированием неустойчивых ослабленных слоёв.

Раздел IV. Метаморфизм снежного покрова; физическое и математическое моделирование процессов, происходящих в снежной толще.

Part IV. Snow metamorphism: physical and mathematical modeling of the processes taking place in snow cover.

САМООРГАНИЗАЦИЯ УПОРЯДОЧЕННЫХ СТРУКТУР В СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ

Казаков Н. А.

*Учреждение Российской академии наук Сахалинский филиал
Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
г. Южно-Сахалинск, Россия*

Снежный покров – открытая диссипативная система, находящаяся в состоянии термодинамического и механического неравновесия – удовлетворяет условиям самоорганизации *пространственно – упорядоченных диссипативных структур*.

Самоорганизация упорядоченной структуры снежной толщи переводит систему из хаотического состояния в упорядоченное и приводит к изменению её физических характеристик. Финальное состояние эволюционирующей физической системы «Снежная толща» – прекращение эволюции при переходе в статическую фазу, достигаемое либо через прохождение системы через состояние динамического хаоса (отображаемое в снежной лавине) либо вследствие регрессивного метаморфизма.

Полевые исследования снежного покрова показывают, что в процессе его метаморфизма происходит как усложнение структуры снежных слоёв, так и упорядочивание его текстуры: хаотичное расположение ледяных кристаллов в снежном слое сменяется упорядоченным; ориентировка оптических осей кристаллов становится преимущественно вертикальной.

Упорядоченная *пространственно-неоднородная структура* (W. Ebeling) снежного слоя (отображаемая в его текстуре), возникает на стадии конструктивного метаморфизма ледяных кристаллов и образована вертикальными элементами текстуры (ВЭТ) – кластерами ледяных кристаллов и системой пор.

Степень упорядоченности снежного слоя опишем, используя синергетический подход к описанию сложных си-

стем. Критерием степени упорядоченности системы может служить понятие синергетической информации (Н. Накен). Эта часть информации относится к параметрам порядка и отображает коллективные свойства системы. Пространственная организация снежного слоя (текстура) обуславливает единое информационное поле внутри снежного слоя.

Классическое определение информации (С. Shannon) не связано со смыслом поступающего сигнала, вследствие чего может быть использовано лишь при описании замкнутых систем. При описании открытых самоорганизующихся систем необходимо учитывать флуктуирующие силы, используя понятие *самозарождение смысла* (В.В. Налимов).

Количество информации, необходимой и достаточной для самоорганизации упорядоченной структуры снежной толщи, рассчитаем из модификации теоремы Т. Байеса:

$$P_{(\mu/Y)} = kP_{(Y/\mu)}P_{(\mu)} \quad (1),$$

где μ - измеряемая величина; k - константа, получаемая из условий нормировки; y - число измерений; параметры вероятности вертикальной ориентировки кластеров ледяных кристаллов в снежном слое: $P_{(\mu/Y)}$ - апостериорная вероятность, $P_{(\mu)}$ - априорная вероятность, $P_{(y/\mu)}$ - заданная вероятность.

Полевые наблюдения (Хибины, Сахалин, Забайкалье, Западный Кавказ; 1979 – 2011 г.г.) показывают: в слоях, выполненных кристаллами полускелетного и скелетного классов форм (волокнустая текстура) $P_{(\mu/y)} = 0.7 \dots 0.9$, $\Pi = 0.67 \dots 0.76$; в слоях кристаллов гранного класса форм (монокристаллическая текстура) $P_{(\mu/y)} < 0,65$, при $\Pi < 0,65$.

Поровое пространство снежного слоя – второй количественный параметр упорядоченности текстуры слоя:

$$\Pi = 1 - [(V_T - V_K) / V] \quad (2),$$

где $V_T = 0.917(N_1 + \dots + N_n)$ – суммарный объем ледяного скелета, V – общий объем слоя, V_K – объем полостей в кристаллах скелетного и полускелетного классов форм, N – число кристаллов n класса форм в слое.

Опишем *пространственно-неоднородную структуру* снежного слоя количественно:

$$Y=f(P(\mu/y) \Pi) \quad (3),$$

В реальном снежном покрове идеальный цикл метаморфических преобразований структуры ледяных кристаллов и текстуры слоя отличается достаточной вариабельностью: вследствие стохастичности внешних факторов. Однако, совокупность вероятных состояний снежного слоя (фазовая траектория системы) в достаточной степени детерминирована и может рассматриваться как аттрактор.

Детерминированность вероятных состояний снежного слоя позволяет математически описать текстуру снежного слоя – *пространственно-неоднородную структуру* – используя понятие фрактальной размерности D множества кластеров ледяных кристаллов в снежном слое:

$$D = \lim_{\varepsilon \rightarrow \infty} \frac{\ln n(\varepsilon)}{\ln \varepsilon} \quad (4),$$

где $n(\varepsilon)$ - размерность кластера ледяных кристаллов одного класса форм в снежном слое;

ε - минимальное число кластеров, выполняющих снежный слой.

Ледяные кристаллы в кластерах соединяются вершинами и ребрами (термодинамически неустойчивые зоны, в которых максимальны напряжение электрического поля кристалла и концентрация водяного пара), образуя пространственную решетку – *упорядоченную структуру* снежного слоя, которая может быть описана как детерминированный фрактал – губка Серпинского – с фрактальной размерностью $D=\ln 3/\ln 2=1,5850$.

Формирование и метаморфизм снежной толщи можно представить как стадии непрерывного цикла развития диссипативной системы, на одном из этапов которого происходит самоорганизация упорядоченной структуры и уменьшение энтропии системы.

SELF-ORGANIZING OF THE ORDERED STRUCTURES IN A SNOW COVER

N.A. Kazakov

*Sakhalin Department of Far East geological institute of Far East
branch of Russian Academy of Sciences,
Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

A snow-cover is the open non-equilibrium dissipative system. That is non-equilibrium as thermodynamics and mechanical. A snow-cover meets conditions of self-organizing a *spatially - ordered structures*.

Self-organisation of a *spatially inhomogeneous structure* of snow layer is directed on transition of the system from the chaotic state to ordered and causes change of its physical descriptions. The final state of the evolving physical system «Snow layer» is stopping of evolution in transition in a static phase, arrived at or through passing of the system through the state of dynamic chaos (represented in a avalanche) or because of regressive metamorphism.

The fields researches of snow-cover show, that in the process of snow metamorphism there is so complication of a snows layer structure as ordering of it's texture. The chaotic location of icy crystals in a snow layer is replaced to ordered. Orientation of optical axes of crystals in a snow layer becomes mainly vertical.

The ordered a *spatially inhomogeneous structure* (by W. Ebeling) of snow layer (mapping as snow texture), is formed up on the stage of structural metamorphism of icy crystals. It's formed by a vertical element of texture (VET) - clusters of icy crystals and system of pores.

We will describe the degree of snow layer orderliness, using synergetics approach to description of difficult systems. As criterion of degree of orderliness of system the concept a synergetics information can serve the information (H. Haken). This part of the information concerns parameters of an order and displays collective properties of system. The spatial

organization of a snow layer (texture) causes a uniform information field into a snow layer.

Classic determination of information (by C. Shannon) is unconnected with sense of acting signal, because of what it can be used only for description of the closed systems. At description of the open self-organizing systems it is necessary, because to take into account fluctuating forces, using a concept *self-generation of sense* (V.V. Nalimov).

Quantity of the information necessary and sufficient for self-organizing of ordered structure of snow thickness, we will calculate from updating of the theorem of T. Bayes:

$$P_{(\mu/Y)} = kP_{(Y/\mu)} P_{(\mu)} \quad (1),$$

where μ - measured size; k - a constant got from the terms of the rate fixing; y - number of measurements; parameters of probability of vertical orientation of clusters of icy crystals in a snow layer: $P_{(\mu/y)}$ - a posteriori probability, $P_{(\mu)}$ - a priori probability, $P_{(y/\mu)}$ - specified probability.

Field supervision (Hibiny, Sakhalin, TransBaikal, the Western Caucasus; 1979 – 2011) show: in the layers executed by crystals of semiskeletal and skeletal classes of shape (a fibrous texture) $P_{(\mu/y)} = 0.7 \dots 0.9$, $\Pi = 0.67 \dots 0.76$; in layers of crystals facet ed a class of shape (monolithic texture) $P_{(\mu/y)} < 0,65$, at $\Pi < 0,65$.

Porosity of a snow layer is second quantitative parameter of orderliness of a structure of a layer:

$$\Pi = 1 - [(V_T - V_K) / V] \quad (2),$$

where $V_T = 0.917(N_1 + \dots + N_n)$ – total volume of an ice skeleton, V – layer total amount, V_K – volume of cavities in crystals of skeletal and semiskeletal classes of shape, N – number of crystals of n a class of forms in a layer.

We will describe in number texture of snow layer as a *spatially inhomogeneous structure*:

$$Y = f(P(\mu/y) \Pi) \quad (3),$$

In the real snow-cover the ideal cycle of metamorphic transformations of structure and texture of icy crystals differs

sufficient variability (because of stochasticity of external factors). However, the aggregate of the probable states of snow layer (phase trajectory of the system) in a sufficient degree is determined and can be examined as attractor.

Determinacy of probable conditions of a snow layer allows to describe mathematically a structure of a snow layer – spatially-non-uniform structure – using concept fractal dimension D of set clusters of ice crystals in a snow layer:

$$D = \lim_{\varepsilon \rightarrow \infty} \frac{\ln n(\varepsilon)}{\ln \varepsilon} \quad (4),$$

where $n(\varepsilon)$ – dimension of cluster's of a ice crystals of one class of shape in a snow layer;

ε - the minimum number of cluster, that carrying out a snow layer.

Icy crystals in clusters unite by tops and ribs (thermodynamics unsteady areas tension of the electric field of crystal and concentration of aquatic steam is maximal in which), forming a *spatially - ordered structure* of snow layer, which can be described as the determined fractal is *Sierpinski sponge* - with a fractal dimension $D = \ln 3 / \ln 2 = 1,5850$.

Forming and metamorfizm of snow layer can be represented as stages of continuous cycle of development of the dissipative system, on one of stages of which there is self-organisation of *ordered structure* and diminishing of entropy of the system.

МОДЕЛИРОВАНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ЦЕНТРАЛЬНОМ КАВКАЗЕ С ПОМОЩЬЮ ОДНОМЕРНОЙ МОДЕЛИ SNOWPACK

Клименко Е.С.

*Московский Государственный Университет
им. М.В. Ломоносова, Географический факультет,
г. Москва, Россия*

В связи с широкомасштабным освоением горных территорий, часто характеризующихся высокой степенью лавинной опасности, сегодня очень остро стоит вопрос об обеспечении безопасности населения и создании качественных методик по прогнозу схода снежных лавин.

Последние достижения в исследованиях физики и механики снега, а также бурное развитие компьютерных технологий привели к появлению высокоточных моделей снежного покрова, воспроизводящих его эволюцию на основе данных измерений текущих погодных условий. Эти модели широко применяют в зарубежной практике прогноза лавин и в настоящее время активно используются для наблюдения за текущим состоянием снежной толщи, особенно в труднодоступных местах.

В частности, в Швейцарском Институте Снеголавинных Исследований (SLF) была создана одномерная высокоточная модель снежного покрова SNOWPACK. Эта модель воссоздает процессы, происходящие внутри снега и, таким образом, позволяет проследить динамику изменения его физических и механических свойств. Ход этих процессов определяется текущими условиями у верхней границы снежного покрова, то есть атмосферными параметрами. При этом качество выходной модели снежного покрова во многом зависит от точности и доступности заносимых данных. В природных условиях Швейцарских Альп результаты моделирования хорошо коррелируют с действительностью, когда как для построения достоверной модели снежного покрова в других районах SNOWPACK необ-

ходимо верифицировать. Это, главным образом, обусловлено наличием здесь ряда эмпирических зависимостей, основанных на наблюдениях за снегом в Давосе, Швейцария. Модель проходила испытания в Японии, США, Финляндии, Гренландии. Цель настоящего исследования - запуск и апробация модели в условиях Центрального Кавказа (Приэльбрусье).

В середине зимы 2010-2011 на склоне г. Чегет была установлена метеостанция и температурный логгер, которые фиксировали текущие значения параметров, необходимые для запуска модели в течение 3 недель. Т.к. модель запускалась в середине зимы, то есть в условиях наличия уже сформировавшегося снежного покрова, то на склоне горы был выкопан ряд шурфов, при этом фиксировались температура, плотность, размер и тип снежных зерен каждого слоя. Моделирование снежного покрова проводилось для двух точек с разными условиями снегонакопления. В первой происходило сдувание снега, в то время как во второй за счет ветрового переноса снег накапливался.

В итоге результаты моделирования также сравнивались с результатами шурфования. Для определения качества построенных моделей нами использовались два метода: сравнительный анализ профилей, разработанный М. Лениным (M. Lehning et al.), и статистический анализ, предложенный К. Ланди (C. Lundy et al.). Оба метода показали хорошую корреляцию между смоделированным и наблюдаемым снежным покровом. Тем не менее, между ними существовали и некоторые расхождения. Так, SNOWPACK смоделировал образование двух горизонтов поверхностной изморози, которые в реальности не наблюдались. Качество моделирования может быть улучшено путем введения в SNOWPACK новых численных выражений.

SNOWPACK MODEL SIMULATIONS FOR SNOW COVER IN THE CENTRAL CAUCASUS

E.S. Klimenko

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Intensive development of mountain regions which are often damaged by snow avalanches forces to create the qualitative methods for running avalanche forecast and population protection.

Recent attainments in snow physics and mechanics researches as well as rapid advances of computer technologies have led to the high-precision snow cover models development that are able to simulate snowpack evolution considering the data of current weather conditions. These models are widely used in the foreign practice of avalanche formation prediction especially for snow monitoring in the regions difficult for access. For instance, the one-dimensional high-precision model SNOWPACK was created in the Swiss Institute for Snow and Avalanche Research (SLF). It reconstructs the processes that take place within snowpack and, therefore, allows to retrace the changes of its mechanical and physical properties. These processes are entirely determined by current conditions at snow cover surface, i.e. meteorological parameters. The quality of output snow model is highly dependable on accuracy and availability of input data.

In the Swiss Alps SNOWPACK implementation showed reliable results characterized by a high correlation level between simulated and observed snow cover while it should be accurately verified for launching in other regions. Such a necessity is substantially caused by a large amount of empirical equations based on the data of snow observations carried out in Davos, Switzerland. The model was tested in the USA, Japan, Finland and Greenland. The objective of a given research is the model effectiveness evaluation in the Central Caucasus climate conditions (Elbrus Mount vicinity). In mid-winter 2010-2011 a weather station was constructed and a temperature logger

was set on the slope of Cheget Mount that were registering the current values of parameters requisite for model running during 3 weeks. In addition the snow pit observations were required regarding the fact of a presence of existing snow cover on the slope. Temperature, density, grain size and grain type (according to the International Classification for Seasonal Snow on the Ground) of every layer of snow profile were fixed. Snowpack modeling was carried out for two points located at sites with different snow accumulation conditions. The first one could be described by the intensive snow blow-off while at the second site snow was accumulating due to the wind drift.

The modeling results were compared with the observational data of snow profiles. In order to assess the simulation accuracy we used two methods: an objective snow profile comparison method introduced by M. Lehning et al. and statistical analysis proposed by C. Lundy et al. Both methods showed the significant correlation level between modeled and observed snow cover. However there were some discrepancies. For instance, SNOWPACK overpredicted the surface hoar appearance and modeled two layers which had not been observed. The model accuracy could be enhanced by introduction of new calculative equations.

**МЕТАМОРФИЗМ СНЕЖНОЙ ТОЛЩИ УЧАСТКОВ
С РАЗЛИЧНОЙ СТЕПЕНЬЮ УВЛАЖНЕНИЯ
(НА ПРИМЕРЕ ОДНОТИПНОГО СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО
КОМПЛЕКСА ЮГА САХАЛИНА)**

Лобкина В.А.

*Учреждение Российской академии наук Сахалинский филиал
Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
г. Южно-Сахалинск, Россия*

На метаморфизм снежного покрова значительное влияние оказывают внешние факторы. Метаморфизм снежной толщи включает в себя поверхностные изменения формы и размера кристаллов, их внутренние деформации и взаимное смещение кристаллов или их частей с нарушением связей между ними. Температурный режим является одним из основных факторов среды, который определяет направление и интенсивность возгонки водяного пара, который в свою очередь является управляющим фактором метаморфизма снежной толщи.

Однако, скорость метаморфизма снежной толщи будет определяться не только направлением и интенсивностью возгонки водяного пара, но и объемом водяного пара содержащегося в поровом пространстве и в подстилающей поверхности, а также близостью источников водонасыщения.

В течение 4-х зимних сезонов нами производились натурные наблюдения за скоростью метаморфизма снежной толщи на 2-х контрольных участках различающихся степенью гидроморфности ландшафтной фации. Для участка №1 характерен умеренно гидроморфный тип фаций, для участка № 2 сильно гидроморфный тип фаций.

В качестве параметров количественной оценки скорости метаморфизма снежной толщи нами рассчитывался коэффициент перекристаллизации снежной толщи, коэффициент вторичного расслоения снежной толщи, коэффициент текстуры.

Определялась скорость роста диаметра кристаллов в фиксированном слое. Полученные данные о скорости роста диаметра кристаллов позволяют судить о скорости метаморфизма отдельно взятого слоя.

Производилось измерение плотности каждого слоя, замерялась температура на контактах снежных слоев, определялась средняя высота снежной толщи.

В наблюдаемых сезонах наибольшие значения коэффициент текстуры принимал в январе на обоих участках, а наименьшие в феврале, причем на Участке № 1 значения коэффициента текстуры больше, чем на Участке № 2, что можно прокомментировать его более защищенным местоположением. В марте коэффициент текстуры повышается по сравнению с февралем, но значений января не достигает.

Максимальные значения коэффициент вторичного расслоения в зимних сезонах принимает в феврале, а минимальные в январе. Также наблюдаем, что на Участке №2 коэффициент вторичного расслоения больше чем, на Участке №1, что объясняется большей увлажненностью Участка №2 и соответственно большим количеством водяного пара.

Значения коэффициента перекристаллизации на обоих участках примерно одинаковы. Минимальные значения коэффициент принимает в феврале на обоих участках в независимости от сезона, что можно объяснить началом сезона на метелей. Значения февраля, марта находятся в пределах от $>0,8$ до 1.

Скорость роста кристаллов в отдельно взятом слое на Участке № 2 в 2 раза выше, чем на Участке № 1, что свидетельствует о более интенсивном массопереносе.

При значительном уплотнении какого-либо слоя снежной толщи относительно соседних слоев, наблюдается замедление скорости роста ледяных кристаллов в данном слое. В тоже время в нижележащем слое скорость роста ледяных кристаллов увеличивается.

Минимальная скорость роста ледяных кристаллов, за исследуемый период, наблюдается в уплотненном слое и составляет 0,3 мм за 10 дней.

Максимальный рост ледяных кристаллов наблюдался под корками различного происхождения и составляет 1,5 мм за 10 дней.

**METAMORPHISM OF SNOW COVER ON AREAS WITH
DIFFERENT DEGREE OF HYDROMORPHIC FACIES
(SAKHALIN)**

V.A. Lobkina

*Sakhalin Department of Far East geological institute of Far East
branch of Russian Academy of Sciences,
Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

The external factors have a substantial influence on the metamorphism of the snow cover. Metamorphism of snow depth includes surface changes of the crystal shapes and sizes, their internal deformations and mutual displacement of crystals or their parts with the violation of the links between them. The temperature regime is one of the main factors of the environment, which determines the direction and intensity of the sublimation of water vapor, which is in turn a controlling factor of metamorphism of snow depth.

However, the speed of metamorphism of the snow cover will be determined not only by the direction and intensity of water vapor sublimation, but also the volume of water vapour contained in the vapour space and the underlying surface, as well as the proximity of sources of water saturation.

During the four winter seasons the full-sized observations for the speed of metamorphism of snow depth on the two control areas with different degree of hydromorphic landscape facies was conducted by us. The plot № 1 is characterized by moderate hydromorphic type of facies, but the Plot № 2 is characterized by heavy hydromorphic facies type.

The coefficients of recrystallization and secondary stratification of snow depth, and coefficient textures were calculated by us, as the parameters to quantify the speed of snow metamorphism.

The speed of crystals growth in the preserved layer was determined. The obtained data about the growth rate of the crystals diameter allow us to judge the speed of metamorphism of a single layer.

In the observed seasons the coefficient textures took the highest values in January at both sites, and the smallest in February, and on the Plot № 1 the values of texture is higher, than at the Plot №2, which is commented on it more sheltered position. In march the texture is improved in comparison with February, but the values of January is does not reach.

Maximum values of the coefficient of secondary stratification in the winter seasons takes in February, and minimum in January. We can also observe that at the Plot №2 the coefficient of the secondary stratification more than at the Plot №1, which can be explained by greater moisture of Plot №2 and accordingly by a large number of water vapor.

The value of the recrystallization at both Plots is approximately the same. The minimum coefficient is taken in February at both Plots in independence of a season, which can be explained by the start of the season blizzards. Values of February and March are in the range of >0.8 to 1.

The speed of crystals growth in a single layer on the Plot № 2 is in 2 times above, than on the Plot № 1, which can be the evidence of intensive mass transfer.

The minimum speed of the growth of ice crystals, during the analyzed period, is observed in compacted layer and is 0.3 mm for 10 days.

The maximum growth of ice crystals is observed under the crusts of different origin and is 1.5 mm for 10 days.

**СПОСОБ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ИЗМЕРЯЕМЫХ
ХАРАКТЕРИСТИК МИКРОСТРУКТУРЫ СНЕГА
В ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ В ФИЗИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЯХ
ГЕОМЕТРИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ (ДЛЯ РАССМОТРЕНИЯ
ТЕПЛО- И МАССОПЕРЕНОСА)**

Сократов С.А.

*Научно-исследовательская лаборатория снежных лавин
и селей, Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова,
г. Москва, Россия*

Измеряемые различными способами характеристики микроструктуры снега (удельная поверхность, кривизна поверхности, размеры компонентов ледяной матрицы и порового пространства, преобладающее направление этих компонентов, и т.п.) представляют собой параметры, имеющие строгое геометрическое и математическое обоснование, созданные для возможности сравнения микроструктур между собой. Оставляя в стороне многочисленность математических методов представления геометрии микроструктуры, в большинстве случаев предоставляющих возможность пересчёта из одних результатов в другие и определяемые техническим способом получения данных по микроструктуре и спецификой изучаемой среды, прямое применение этих параметров в моделировании физических процессов, зависящих от микроструктуры, возможно далеко не всегда. Беря, как пример, процессы тепло- и массообмена в снеге, известные физические формулировки требуют других коэффициентов — степени анизотропии и извилистости порового пространства и ледяной матрицы в определённом направлении, связанность отдельных компонентов ледяной матрицы и порового пространства, и т.д. Количество формулировок для таких коэффициентов также значительно, но во многих случаях и их возможно пересчитывать из одного представления в другое. Однако, для применения результатов современных методов 3 мерного представления микроструктуры снега (к примеру — ком-

пьютерной микротомографии) в формулировке физических процессов, протекающих в снежной толще, необходимо связать между собой измеряемые геометрические параметры и необходимые для физических расчётов физические коэффициенты. Предлагается математический способ такой увязки (Модель микроструктуры).

**THE METHOD OF TRANSFORMATION OF THE MEASURED
CHARACTERISTICS OF THE SNOW MICROSTRUCTURE
INTO GEOMETRIC PARAMETERS ACCEPTED IN PHYSICAL
CONSTRUCTIONS (FOR HEAT AND MASS TRANSFER
CONSIDERATION)**

S.A. Sokratov

*Laboratory of snow avalanches and debris flows,
Faculty of Geography M.V. Lomonosov Moscow State University,
Moscow, Russia*

The measured by various methods characteristics of snow microstructure (specific surface area, surface curvature, dimensions of the components of the ice matrix and of the pore space, the prevailing direction of these components, etc.) represent the parameters with rigorous substantiation in geometry and mathematics. They are developed for the possibility to compare microstructures between each other. Leaving aside the multiplicity of the mathematical methods of the presentation of the microstructural geometry, determined by the technique of measurements and specific of a studies material, in most cases they leave a possibility to recalculate one result into another. However, direct use of such results in modeling of physical processes dependent on the microstructure is not always possible. Taking the processes of heat- and mass-transfer in snow as an example, the accepted physical formulations require other coefficients – the degree of anisotropy and tortuosity of the pore space and of ice matrix in certain direction, connectivity of separate components of the ice matrix and of the pore space, etc. The quantity of such

formulation is also large, but in many cases it is still possible to recalculate from one representation to another. However, use of the results of the modern techniques of the 3 D snow microstructure imaging (computed microtomography, for instance) in formulation of physical processes taking place in snow requires construction of a link between the measured geometrical parameters and the coefficients involved into physical constructions. A mathematical method of their relation (Model of microstructure) is presented.

ПРОБЛЕМЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ДВИЖЕНИЯ СНЕЖНЫХ ЛАВИН

Четырбоцкий А.Н.

*Учреждение Российской академии наук
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
г. Владивосток, Россия*

Важным обстоятельством разработки рассматриваемой здесь темы является создание новых комплексных систем мониторинга опасных природных явлений и построение на его основании соответствующих научно-обоснованных прогнозируемых последствий.

Анализ современных тематических моделей данного направления показывает разделение их совокупности, по крайней мере, на три класса.

Представление о лавине посредством неделимой и компактной снежной массе составляет основное положение моделей первого класса. В этой ситуации общая запись уравнения движения лавины для генерализованного профиля склона принимает вид

$$d(mu) / dt = mg(\sin \alpha - k_c \cos \alpha) - \beta u^2$$

где m масса лавины и u скорость ее движения; α угол наклона склона к горизонту (крутизна склона); k_c коэффициент трения скольжения; β зависимый в общем случае от комбинации сил сдирания и сопротивления коэффициент.

Представители второго класса следуют положениям теории уединенных волн (солитонов), согласно которым движение лавины соответствует распространяющейся в среде без дисперсии вдоль узкого мелкого канала одиночной волне.

Для формализации движения используется, как правило, уравнение Кортевега-де-Вриза. Необходимо заметить, что при выводе этих уравнений полагается потенциальность движения, его одномерность и особого рода нелинейность.

Практические наблюдения показывают значительные отклонения реального движения лавин от принятых положений. Применение этого аппарата позволяет качественно отразить сущность схода лавин, но количественная сторона явления остается за его рамками.

Сущность основного положения моделей третьего класса состоит в принятии допущения о том, что движение лавины соответствует течению несжимаемой и невязкой жидкости. Впервые такую аналогию между потоком в открытом русле и лавиной в виде жидкости предложил А. Вельми.

В рамках этой аналогии движение лавины обычно записывается посредством одномерного уравнения теории мелкой воды. При этом не учитываются процессы внутреннего трения (вязкость снега) и важные эффекты на внешних границах лавины.

Между тем, именно вязкость снега обуславливает трехмерность движения лавины. Представляется важным ее включение в уравнения модели. В этой ситуации интегрирование уравнений движения по вертикальной координате приводит к системе

$$\begin{aligned}
 h_t + (\bar{h}u)_x &= 0 \\
 u_x^{(T)} + u^{(T)}u_x &= g(\sin \alpha^{(T)} - k_c \cos \alpha^{(T)}) - k_a w |w| \rho_a / \rho_s + v \nabla^2 u^{(T)} \\
 \bar{u}_t + \bar{u}u_x + [h\sigma^2(u)]_x &= g(\sin \alpha - k_c \cos \alpha) - k_G [\bar{u}^2 + \sigma^2(u)] + \frac{v}{h} [\nabla^2 (\bar{h}u) - \varphi] \\
 \varphi &= 2[(u_x^{(T)} - u_x^{(b)})b_x + (u_y^{(T)} - u_y^{(b)})b_y + u_x^{(T)}b_x + u_y^{(T)}b_y] - (u^{(T)} - u^{(b)})\nabla^2 b - u^{(T)}\nabla^2 h
 \end{aligned}$$

где нижние индексы указывают на дифференцирование по соответствующей пространственной переменной;

$$h = h(x, y, t) \quad \text{- толщина лавины;}$$

$$\bar{u} = \frac{1}{h} \int_b^{b+h} u dz \quad \text{- средняя по вертикальной координате скорость движения и}$$

$$\sigma^2(u) = \frac{1}{h} \int_b^{b+h} (u - \bar{u})^2 dz$$

дисперсия скорости;

$u^{(T)}$ скорость движения верхнего слоя лавины; $u^{(b)}$ - скорость движения примыкающего к склону нижнего ее слоя; w скорость ве- ρ_a, ρ_s тра; плотность воздуха и сне- k_a, k_c га; - неотрицательные эмпирические коэффи- циенты;

$b = b(x, y)$ - цифровая модель рельефа склона;

$\nabla^2 = \partial^2 / \partial x^2 + \partial^2 / \partial y^2$ - двумерный оператор

Лапласа.

В этих уравнениях отсутствует выражение для $u^{(b)}$, что позволяет модифицировать предлагаемую модель к имеющим место реальным ситуациям. Например, она может иметь логарифмический профиль средней скорости. Возможны и другие варианты.

PROBLEMS OF NUMERICAL SIMULATION TRAFFIC AVALANCHES

A.N. Chetyrbotsky

*Far East geological institute of Far East branch of Russian Academy
of Sciences, Vladivostok, Russia*

An important factor of development considered here, the theme is the creation of new integrated systems for monitoring natural hazards and construction on its basis of relevant scientific and reasonably foreseeable consequences. Analysis of contemporary patterns of thematic areas shows the separation of their set, at least, into three classes. The notion of an avalanche by a compact and indivisible mass of snow is the main position of the first class of models. In this situation

the overall record of the equation of motion for the generalized profile of the avalanche slope becomes

$$d(mu) / dt = mg(\sin \alpha - k_c \cos \alpha) - \beta u^2$$

where m is the mass of an avalanche, and u its velocity; α angle of the slope to the horizon (the steepness of the slope) coefficient of friction; β -dependent, in general, the combination of strength and stripping resistance coefficient.

Representatives of the second class, follow the provisions of the theory of solitary waves (solitons), according to which movement corresponds to an avalanche propagating in a medium without dispersion along a narrow channel of small solitary wave. To formalize the motion is generally used, the Korteweg-de Vries equation. It must be noted that in the derivation of these equations relies potential movement, its one-dimensionality and a special kind of nonlinearity. Practical observations show significant deviations of the real motion of avalanches from the provisions adopted. The application of this device allows a qualitatively reflect the nature of avalanches, but the quantitative aspect of the phenomenon remains outside of it.

The essence of the guideline models of the third class consists in making assumptions that the movement of an avalanche corresponds to the flow of an incompressible and inviscid fluid. For the first time such an analogy between the flow in open channel and an avalanche in liquid form was proposed by Velma. In this analogy, the movement of the avalanche is usually written by the one-dimensional shallow water equations. It does not take into account the processes of internal friction (viscosity of snow), and important effects on the external borders of the avalanche. However, it is the viscosity of snow makes three-dimensional motion of an avalanche. It was important to its inclusion in the model equations. In this situation, integration of the equations of motion along the vertical coordinate leads to a system

$$\begin{aligned}
h_t + (h\bar{u})_x &= 0 \\
u_t^{(T)} + u^{(T)}u_x &= g(\sin\alpha^{(T)} - k_c \cos\alpha^{(T)}) - k_a w |w| \rho_a / \rho_s + \nu \nabla^2 u^{(T)} \\
\bar{u}_t + \bar{u}\bar{u}_x + [h\sigma^2(u)]_x &= g(\sin\alpha - k_c \cos\alpha) - k_a [\bar{u}^2 + \sigma^2(u)] + \frac{\nu}{h} [\nabla^2(h\bar{u}) - \varphi] \\
\varphi &= 2[(u_x^{(T)} - u_x^{(b)})b_x + (u_y^{(T)} - u_y^{(b)})b_y + u_x^{(T)}b_x + u_y^{(T)}b_y] - (u^{(T)} - u^{(b)})\nabla^2 b - u^{(T)}\nabla^2 h
\end{aligned}$$

where the subscripts indicate differentiation with respect to the corresponding spatial variable,

$h = h(x, y, t)$ the thickness of an avalanche;

$\bar{u} = \frac{1}{h} \int_b^{b+h} u dz$ - the average over the vertical coordinate velocity and

$$\sigma^2(u) = \frac{1}{h} \int_b^{b+h} (u - \bar{u})^2 dz$$

velocity dispersion;

$u^{(T)}$ the velocity of the upper layer of the avalanche; $u^{(b)}$ - the velocity of the slope adjacent to the bottom of the lower layer, w wind speed; ρ_a, ρ_s air density, and snow; k_a, k_c - empirical coefficients are nonnegative;

$b = b(x, y)$ - digital elevation model of the slope;

$\nabla^2 = \partial^2 / \partial x^2 + \partial^2 / \partial y^2$ - a two-dimensional Laplacian.

In these equations, there is no expression for $u^{(b)}$, that allows you to modify the proposed model to real situations taking place. For example, it can have a logarithmic mean velocity profile. There are other options.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЗОННОЙ ЭВОЛЮЦИИ СНЕЖНОЙ ТОЛЩИ В РАЗЛИЧНЫХ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЯХ

Шмакин А.Б., Сократов В.С.

*Учреждение Российской академии наук Институт географии
РАН, г. Москва, Россия*

Разработанная ранее численная модель снежного покрова, позволяющая воспроизводить сезонную эволюцию и метаморфизм слоистой структуры снега, реализована для различных природных условий, в том числе с учетом межгодовой изменчивости.

Модель основана на использовании физических законов формирования снежного покрова и преобразования типов снежных кристаллов, которые описаны в ней с помощью феноменологических соотношений в зависимости от погодных условий и переменных состояния снежной толщи. Такой подход позволяет учесть основные физические процессы в снежных слоях и их трансформацию, включая кристаллический метаморфизм, избегая тонкого моделирования на молекулярно-кристаллическом уровне. Модель интерактивно подключена к модели тепловлагообмена на суше SPONSOR.

Для работы модели требуется наличие данных метеорологических измерений с шагом несколько часов. Разработанный комплекс моделей показал способность успешно воспроизводить сезонную эволюцию водного эквивалента и толщины снежного покрова в широком диапазоне природных условий. Модель тестировалась на полигонах Купол Чюрляниса (Земля Франца-Иосифа) со значительным снегонакоплением и очень сильными ветрами, Марре-Сале (п-ов Ямал) с небольшой снежной аккумуляцией, Валдай с длинным снежным сезоном и значительной межсуточной и межгодовой изменчивостью метеоусловий, Московская область со значительной пространственно-временной изменчивостью условий, Дукант (Западный Тянь-Шань) с мягким и многоснежным климатом.

Модель успешно вычисляет свойства снежного покрова при значительной межгодовой изменчивости погоды. В более многоснежных условиях чувствительность к параметрам повышена, и при любых условиях она максимальна в середине зимы, существенно снижаясь в период снеготаяния. На территории Московской области, при использовании данных 15 метеостанций, наблюдается высокая пространственная корреляция в межгодовых вариациях основных характеристиках снежной толщи. Показана возможность картирования сезонной эволюции снежного покрова в региональном масштабе при вычислениях по данным нескольких метеостанций.

NUMERICAL MODELING OF SNOWPACK SEASONAL EVOLUTION IN VARIOUS NATURAL CONDITIONS

A.B. Shmakin, V.S. Sokratov

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

A numerical model of snow cover, developed earlier for evaluation of seasonal evolution of snow characteristics and its layered metamorphism, is tested against various natural conditions, including interannual variability. The model is based on physical laws of the snow cover evolution and snow crystals' transformation, the latter being described with phenomenological relationships depending on weather conditions and the snowpack characteristics. Such an approach allows one to take into account main physical processes in the snow layers and their transformation, including crystallic metamorphism, avoiding precise modeling at molecular-crystallic level.

The snow model is interactively coupled with the land surface heat/water exchange model SPONSOR. For the model realization, one needs meteorological input parameters with a time step of several hours. The model complex has demonstrated its ability to successfully reproduce seasonal

evolution of snow water equivalent and snow depth in a wide range of natural conditions. The model was tested against data obtained at polygons Churlyanis Dome (Franz-Josef Land) with significant snow accumulation and very strong winds, Marre-Salle (Yamal peninsula) with low snow accumulation, Valdai with long snow season and significant daily and interannual variability of meteorological conditions, Moscow region with significant spatial-temporal variability of natural conditions, Dukant (Western Tien Shan mountains) with mild winter and heavy snowfalls. The model successfully evaluates the snow cover characteristics under significant interannual weather variability. During the winters with heavier snowfalls, the model sensitivity to various parameters is increased, and it is maximal in the middle of winter season, being significantly reduced during the snowmelt season.

In Moscow region, using the data of 15 meteorological stations, high spatial correlation is observed in interannual variations of the main characteristics of the snowpack. A possibility of mapping of the seasonal evolution of the snow cover on regional scale is demonstrated when using the model with the data of several meteorological stations.

**SNOW TEMPERATURE DEPENDENCY OF SHEAR
STRENGTH INCREASE FOR FACETED CRYSTALS DURING
EQUI-TEMPERATURE METAMORPHISM**

Hiroyuki Hirashima¹, Osamu Abe², and Atsushi Sato¹

*¹Snow and Ice Research Center, National Research Institute for
Earth Science and Disaster Prevention, Japan*

*²Shinjo Branch of Snow and Ice Research Center, National Research
Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan*

The rupture of the layers of faceted crystals or depth hoar that have low shear strength is one of the causes of a dry slab avalanche release. Thus, determining the shear strength of faceted crystals is important for estimating the corresponding slope instability. Although an estimation of the increase in the shear strength of faceted crystals during equi-temperature conditions is important for estimating slope stability after the faceted crystals have been buried under fresh snowfall, this variable remains poorly parameterized.

In this study, changes in the shear strengths of faceted crystals under four equi-temperature conditions were measured in a laboratory experiment and then parameterized. The air temperature and the bottom temperature of the snow cover were controlled to create a large temperature gradient for 9 days. Faceted crystals grew well under the large temperature gradient condition. Next, the temperature gradient was removed and equi-temperature conditions (-2, -5, -10 and -15 °C) were implemented for 55 days.

During the experiments, snow densities and shear strengths were measured six times. The measured shear strength was compared with two empirical relationships based on density. One of these relationships corresponded to the shear strength of rounded grains, whereas the other corresponded to faceted crystals.

The measured shear strength approached the calculated value for faceted crystals when the temperature gradient was large, whereas it approached that for rounded grains

after the temperature gradient was removed. The dry snow metamorphism factor (DSM factor), which indicates the developmental stage of faceted crystals, was used to model the shear strength increase under equi-temperature conditions. The DSM factor indicates the shear strength through an empirical equation for rounded grains or faceted crystals.

The DSM factor is approximately 0 for rounded grains and 1 for faceted crystals. The increase rate of shear strength (decrease rate of the DSM factor) during equi-temperature metamorphism showed a positive correlation with the snow temperature. A new parameterization for the decrease in the DSM factor during equi-temperature metamorphism was developed and implemented in the numerical snowpack model SNOWPACK.

ЗАВИСИМОСТЬ УВЕЛИЧЕНИЯ ПРЕДЕЛА ПРОЧНОСТИ ДЛЯ ГРАННЫХ КРИСТАЛЛОВ ПРИ ИЗОТЕРМИЧЕСКОМ МЕТАМОРФИЗМЕ ОТ ТЕМПЕРАТУРЫ СНЕГА

Hiroyuki Hirashima¹, Osamu Abe², and Atsushi Sato¹

*¹Snow and Ice Research Center, National Research Institute for
Earth Science and Disaster Prevention, Japan*

*²Shinjo Branch of Snow and Ice Research Center, National Research
Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan*

Разрыв слоёв гранных кристаллов, или глубинной изморози, с низким пределом прочности, является одной из причин схода сухих пластовых лавин. Таким образом, определение предела прочности слоёв гранных кристаллов важно для определения устойчивости снежного покрова на склонах. Хотя определение увеличения предела прочности снега при изотермическом метаморфизме не менее важно для определения устойчивости снежного покрова на склоне после того, как слой гранных кристаллов будет погребён под слоем свежеснежавшего снега, количественные характеристики этих изменений до сих пор параметризованы в слабой степени.

В представленном исследовании изменение предела прочности гранных кристаллов под влиянием изотермического метаморфизма определялось в лабораторных исследованиях и затем параметризировалось. Температура воздуха и температура в подошве снежной толщи подбирались так, чтобы на 9-дневный период создать большой градиент температуры. При больших температурных градиентах хорошо растут гранные кристаллы. Затем вместо температурного градиента на период 55 дней устанавливались изотермические условия (-2, -5, -10 и -15 °C). Во время эксперимента плотность и предел прочности снега измерялись шесть раз. Измеренный предел прочности сравнивался с двумя эмпирическими зависимостями, основанными на плотности. Одна из зависимостей соответствовала пределу прочности округлых зёрен, другая – гранных кристаллов. Измеренный предел прочности достигал расчётных значений для гранных кристаллов при большом градиенте температуры, тогда как для округлых зёрен он начинал соответствовать расчётным значениям после того, как температурный градиент исчезал. Для моделирования роста предела прочности снега при изотермических условиях использовался показатель метаморфизма сухого снега (показатель DSM), показывающий стадию развития гранных кристаллов. Этот показатель (DSM) определяет предел прочности снега через эмпирическое уравнение для округлых или гранных кристаллов. Показатель DSM примерно равен 0 для округлых зёрен и 1 – для гранных кристаллов. Скорость увеличения предела прочности (скорость уменьшения показателя DSM) при изотермическом метаморфизме положительно коррелировалась с температурой снега. Новая параметризация уменьшения показателя DSM при изотермическом метаморфизме была реализована в численной модели снежного покрова SNOWPACK.

SNOW METAMORPHISM REVISITED: OBSERVATIONS AND THEORY

M. Schneebeli, H. Löwe

*WSL-Institute for Snow and Avalanche Research SLF, Davos Dorf,
Switzerland*

Snow metamorphism is the overarching process changing the physical properties of snow. Recent observations using micro-tomography give new insight how recrystallization changes the microstructure. Based on these direct observations of snow metamorphism we observed features that seem to contradict the current theories. The temperature gradient in the experiments was changed in magnitude, frequency and direction. All these factors were found to be important for the resulting shape. Two points seem to us most important. The first point is the formation of rounded snow grains. The formation of rounded grains is commonly attributed to isothermal conditions and caused by differences in curvature. We could show that a similar shape can also be created by sinusoidal temperature gradients. The second point is the formation of facets. The formation of facets is hitherto considered to occur only above a threshold of more than $5\text{-}10\text{ K m}^{-1}$, depending on the author. However, our experiments show that facets occur even under isothermal conditions, as expected theoretically. Secondly facets do not appear at high temperature gradients if the local vapor diffusion field is changing sufficiently. Based on these observations, the physical processes in a snowpack have to be interpreted with caution. We discuss the consequences for the interpretation of snowpacks.

ПЕРЕСМОТР МЕТАМОРФИЗМА СНЕГА: ТЕОРИЯ И ИССЛЕДОВАНИЯ

M. Schneebeli, Löwe

*WSL-Institute for Snow and Avalanche Research SLF, Davos Dorf,
Switzerland*

Метаморфизм снега является процессом, обуславливающим изменение физических свойств снега. Последние исследования с использованием компьютерной микротомографии позволяют по новому взглянуть на процесс изменения микроструктуры снега (*в русскоязычной литературе разделяется на термины «структура» и «текстура» – прим. редакции*) при его перекристаллизации. На основе прямых наблюдений за метаморфизмом снега мы обнаружили ряд особенностей, которые выглядят противоречащими существующим теориям. Температурные градиенты в экспериментах менялись по величине, частоте и направлению. Все факторы оказали сильное влияние на формы растущих снежных кристаллов. Наиболее важными представляются два положения. Первое положение – формирование округлых снежных зёрен. Обычно объясняют, что формирование округлых снежных зёрен связано с изотермическими условиями и обусловлено разной кривизной поверхности. Мы можем показать, что подобная форма снежных зёрен образуется при приложении синусоидального градиента температуры. Второе положение – это формирование гранных поверхностей. В разных работах принято считать, что грани образуются при градиентах больших $5 - 10 \text{ K м}^{-1}$. Однако наши эксперименты показали: как и предсказывается теорией, грани формируются и при изотермических условиях. При этом грани не появляются при высоких градиентах температуры, если локальное поле диффузии водяного пара изменяется в достаточной степени. Исходя из результатов наших наблюдений, к интерпретации физических процессов, происходящих в снежной толще, надо подходить с осторожностью. В ра-

боте приводится обсуждение результатов наших исследований для объяснения процессов, происходящих в снежной толще.

Раздел V. Разные вопросы снеговедения.

Part V. Different aspects of snow studies.

ВЛИЯНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА МОРФОЛИТОДИНАМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПЕСЧАНЫХ ПЛЯЖЕЙ СУБАРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

Афанасьев В.В.¹, Жируев С.П.², Окопный В.И.²

*¹ Учреждение Российской академии наук
Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН,
г. Южно-Сахалинск, Россия*

*² Учреждение Российской академии наук Сахалинский филиал
Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
г. Южно-Сахалинск, Россия*

Влияние снежного покрова на промерзание–оттаивание песчаных и песчано-галечных пляжевых отложений в условиях воздействий открытого моря исследовалось в связи с проблемой изменения волногасящих свойств пляжа при переходе к отрицательным среднесуточным температурам воздуха. Нами было отмечено, что в условиях однородного берегового уступа, при сравнимых параметрах пляжа (основной волногасящей структуры) и гидродинамического воздействия (приливы, нагоны, длинные и ветровые волны) наиболее интенсивный размыв происходит в ноябре - январе. В этот период на верхних уровнях берегового профиля, которые являются волногасящими для штормовых условий при максимальных приливах, происходит промерзание пляжевых отложений и обусловленное этим ухудшение их волногасящих свойств. Выпадение и метелевое перераспределение снега по профилю существенно моделирует морфолитодинамические свойства пляжа в этот период.

Наблюдения проводились на двух морфолитодинамических створах на побережье залива Терпения о. Сахалин. Период наблюдений составил 3.5 мес., с 14.11.2010 по 29.03.2011. Исследовались структура снежного покрова, температурный режим, теплопроводность, и его распределение по профилю пляжа. Мощность снежного покрова на профилях изменялась от 0,4 до 1,5 м, плотность по разно-

возрастным слоям от 300 до 440 кг/м³. Отложения пляжа в ноябре были исследованы методом пляжевых разрезов, в период наблюдений измерялись мощность промерзающего слоя и температура отложений по разрезу.

К середине декабря толщина мерзлых пляжевых песков на верхних элементах профиля достигала 0.15-0.20 м. Выпавший в последней декаде декабря снег был перераспределен метелью к подножию берегового уступа, где его мощность к середине января достигала одного метра. На основной части пляжа снежного покрова в этот период не наблюдалось. Промерзание пляжевых отложений у берегового уступа составляло 0.03 м, в средней части (без снежного покрова) до 0.40 м, у уреза отложения пляжа не промерзли. В условиях открытого моря, в зоне заплеска наблюдалось формирование наледи мощностью до 0.50 м.

Снежная толща на 03.02.2011 состояла из 6 основных слоев, сформированных во время снегопадов, сопровождавшихся метелями, в декабре-январе. Толщина снежного покрова в средней части пляжа составляла 0.40-0.50 м, у берегового уступа 1.5 м. Мощность промерзшего слоя пляжевых отложений за январь месяц не изменилась. Наблюдения последнего периода (29.03.2011) наряду с измерениями параметров снежного покрова и пляжевых отложений включали определение характеристик заплесковых наледей.

Таким образом, теплофизические свойства снега играют существенную роль в сезонных изменениях морфодинамических свойств пляжевых отложений.

Снежный покров высотой более одного метра в ветровой тени берегового уступа низких морских голоценовых террас мало того, что исключает промерзание, как отложения тыловой закраины пляжа, так и собственно берегового уступа, но и оказывает на них растепляющее воздействие. Снежный покров высотой более 0.40 м исключает дальнейшее промерзание пляжевых отложений.

**THE SNOW MANTLE INFLUENCE ON MORPHODYNAMIC
PROPERTIES OF THE SAND BEACHES OF THE SUB-ARCTIC
SEAS**

V.V. Afanasiev¹, S.P. Zhiruev², V.I. Okopnii²

*¹Institute of Marine Geology and Geophysics of Far East branch of
Russian Academy of Sciences,
Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

*² Sakhalin Department of Far East geological institute of Far East
branch of Russian Academy of Sciences,
Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

The snow mantle influence on the straight-freezing and defrostation of the sandy and sandy-alluvium beachfront's formations which were under the influence of the high seas was investigated because of the problem of changing the wave's stifled properties of the beach when temperatures led below-freezing daily average mark. We found out that under the conditions of isotropic beach scarp if we have comparable parameters of the beach (the main wave's stifled structure) and hydrodynamic influence (floodings, pileups, long waves and wind-generated waves) the most intense washaway takes place in the period from November till January. During that period at the upper levels of coastal profile which are wave's stifled for storm conditions when there are maximum floodings, takes place the straight-freezing of sediment beach formations and due to that factor the wave's stifled properties become worse. Snowfall and redistribution of snow along profile due to the snowstorms substantially simulate morphodynamic properties of the beach during that period.

Observations were made on two morphodynamic gauges on the gulf of Terpeniya Sakhalin island. Observation period was 3.5 months. from 14.11.2010 to 29.03.2011. We investigated the structure of snow cover, temperature, thermal conductivity, the distribution profile of the beach. Snow cover on the profiles varied from 0,4 to 1,5 m, the density of different age strata from 300 to 440 kg/m³. The deposits of the beach in November, were

investigated by sections of the beach, during the observation period were measured power freezing layer of sediment and temperature in the section.

By mid-december, the thickness of the frozen sands on the top element of the profile reached 0.15-0.20 m. Precipitate in the last week of December the snow was blowing snow is redistributed to the foot of the coastal scarp, where his power by mid-january as high as one meter. The main part of the beach of snow during this period was not observed. Freezing deposits at the foot of the marine terrace cliff is 0.03 m in the middle part (without snow) to 0.40 m in the shoreline sediments beach does not freeze. In the open sea, in the splash zone was observed the formation of ice up to 0.50 m.

Snow thickness on 03.02.2011 consisted of 6 main layers formed within snowfall accompanied by a snowstorm in december-january. Snow cover, which appeared in the middle of the beach was 0.40-0.50 m and near 1.5 m at the foot of the marine terrace cliff. Capacity of the frozen layer of sediment for the month of january has not changed. Observations the last period (29.03.2011), along with measurements of snow cover and sediment beach formations, include characterization ice slush berms.

Thus, the thermophysical properties of snow, play a significant role in seasonal changes morolitodinamicheskikh properties plyazhevyh deposits.

Snow cover height of one meter in the wind shadow of the beach scarp low Holocene marine terraces is not enough that excludes freezing, as the rear rim deposits of beach and waterfront property of the bank, but also renders them rasteplyayuschee impact. Snow cover is higher than 0.40 m preclude further freezing beach deposits.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТОВ СТАИВАНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА РАВНИНАХ И В ГОРАХ КАЗАХСТАНА

Благовещенский В.П.¹, Кауазов А. М.², Северский И. В.¹

¹Институт географии, г. Алматы, Казахстан

²Институт космических исследований, г. Алматы, Казахстан

Рассмотрен опыт определения максимального снегонакопления (W , мм) в условиях равнинного и горного рельефа на основе метода теплового проявления снеготаяния и данных дистанционного зондирования Земли из космоса.

Ключевым элементом метода теплового проявления является коэффициент стаивания снега $K_{ст}$ – водный эквивалент слоя стаявшего снега, приходящийся на 1°C положительной температуры воздуха.

Для расчета коэффициента стаивания в условиях равнины использованы данные о температуре воздуха в 15 часов местного времени по 16 метеостанциям Северного Казахстана за период с 2001 по 2009 г.

Даты начала снеготаяния и разрушения снежного покрова определялись по космическим снимкам со спутников NOAA и MODIS и на основе анализа хронологических графиков высоты снежного покрова, температуры воздуха и суточных сумм осадков по данным каждой метеостанции.

Для дистанционной оценки температурных характеристик различных объектов на поверхности Земли обычно используются каналы 4 (10,3–11,3 мкм) и 5 (11,5–12,5 мкм) радиометра NOAA/AVHRR. Расчеты по данным упомянутых метеостанций Северного Казахстана за 2007 год показали, что таяние снежного покрова отмечается при значении радиояркостной температуры $T_{я}$ в четвертом канале AVHRR от 269 и выше. Значения $T_{я}$ подстилающей поверхности хорошо согласуются с температурой воздуха.

Коэффициент корреляции между температурой воздуха и температурой подстилающей поверхности (снег, почва), рассчитанный для всех МС, составил 0,91.

Полученный порог $T_{я}$ был верифицирован по данным 2009 года. Сопоставление данных показало, что погрешность в определении даты начала снеготаяния не превышает 3-х дней.

Всего в условиях Северного Казахстана получено 124 значения коэффициентов стаивания. Согласно результатам исследований, коэффициент стаивания характеризуется значительной изменчивостью: от 0,77 до 4,88 мм/°С, при среднем значении $K_{ст} = 1,99$ мм/°С.

В качестве модельного участка в горном районе были взяты бассейны рек Малая и Большая Алматинки на северном склоне Заилийского Алатау. На этом участке действуют 5 метеорологических станций, расположенных на высотах от 1350 до 3440 м н.у.м и 14 пунктов снегомерных наблюдений Казгидромета в диапазоне высот от 1300 до 3500 м. Исследования проводились в период с 2005 по 2010 г. по той же методике.

Коэффициенты стаивания снежного покрова на метеостанциях рассчитывались по фактическим данным о средних суточных (либо в срок 12 час.) температурах воздуха, осадках и снегозапасах.

В период таяния снежного покрова для каждого интервала между измерениями снегозапасов определялись три характеристики: разность снегозапаса, сумма твердых осадков и сумма положительных температур воздуха.

Расчет коэффициентов стаивания на снегопунктах проводился за период с даты последней снегосъемки до даты схода снежного покрова, определенной по космическим снимкам.

Температуры воздуха и осадки за период схода снежного покрова рассчитывались за каждые сутки интерполяцией по высоте по данным метеостанций.

Коэффициенты стаивания на 1 °С суммы положительных среднесуточных температур воздуха находились в пределах от 2,7 до 6,4 мм/°С. Среднее значение – 4,1 мм/°С.

При расчете с использованием суммы температур в 12 часов дня $K_{ст}$ находился в пределах от 1,2 до 3,2 мм/°С при среднем значении 2,2 мм/°С.

На основе среднего значения величины $K_{ст}$ и данных дистанционного зондирования возможен расчет максимальных снегозапасов для наименее изученного высокогорного пояса со средней погрешностью 24%.

CALCULATION OF THE COEFFICIENTS OF SNOW MELTING IN THE PLAINS AND MOUNTAINS OF KAZAKHSTAN

V.P. Blagoveschenskiy¹, A.M. Kauazov², I.V. Severskiy¹

¹Institute of geography, Almaty, Kazakhstan

²Remote sensing research Institute, Almaty, Kazakhstan

The experience of calculation of the maximum snow accumulation (W , mm) in the plains and rugged mountainous regions on the basis of the method of thermal manifestation of snow-reserves, using remote sensing data, is considered. A key element of this method is the coefficient of snow melting C_m , or the water equivalent of the layer of snow melted at 1°C of positive temperature.

For the calculation of the coefficient of melting in smooth terrain the data on air temperature measured at 15 o'clock of the local time at 16 meteorological stations in Northern Kazakhstan for the period from 2001 to 2009 were used. The dates of the beginning of snow melting and complete decay of the snow cover were determined using NOAA and MODIS satellite data, and also from the observation data on the snow depth, air temperature and daily precipitation at each weather station.

For the remote evaluation of temperature characteristics of different objects on the Earth's surface the bands 4 (10,3-11,3 μm) and 5 (11,5-12,5 μm) of the radiometer NOAA / AVHRR are usually used. Calculations based at the records of the mentioned wether stations of northern Kazakhstan in 2007 showed that the melting of snow cover can be observed at the value of radio-brightness temperature T_b in the AVHRR band 4 from 269 and greater. The values T_b of underlying surface is in good agreement with the air temperature. The coefficient of correlation between air temperature and land surface (snow,

soil) temperature, calculated for all weather stations, makes 0.91.

The resulting threshold T_b was verified according to the data of 2009. Comparison of the data showed that the error in determining the date of beginning of snow melt does not exceed 3 days.

Totally in northern Kazakhstan there were calculated 124 melting coefficients. In studies, the values of the coefficient of melting vary considerably: from 0.77 to 4.88 mm / °C, while the average C_m is 1.99 mm / °C.

As a test site the basins of the Little and Big Almatinka Rivers, flowing from the northern slope of the Zailiyskiy Alatau, were taken. In this area 5 meteorological stations are located at the altitudes ranging from 1350 to 3440 m a.s.l., and 14 sites of snow surveys carried out by the KAZHYDROMET at the altitudes from 1300 to 3500 m a.s.l. The study was conducted in the period from 2005 to 2010 using the same methodology.

The coefficients of snow melting at the meteorological stations were calculated using data of regular records of the mean daily air temperature (or measured at 12 o'clock), precipitation, and snow cover. During the period of melting of snow cover three characteristics: the decrease of snow-water equivalent, sum of solid precipitation and sum of positive air temperatures for each interval between measurements of snow cover were determined. Calculations of the coefficients of melting at the sites of snow surveys were made for the period from the date of the last snow surveys to the date of the decay of snow cover derived from satellite images. The daily air temperature and precipitation for the period of decay of snow cover were calculated for different elevations by interpolation using readings of the weather stations.

The coefficients of melting of snow per 1°C of the sum of positive daily average air temperatures vary from 2,7 to 6,4 mm /°C, while the average value is 4,1 mm /°C. If in the calculations the sum of temperatures at 12 o'clock was used, C_m varies from 1,2 to 3,2 mm /°C, and the average value is 2.2 mm /°C. As it was found, the use of the average values of C_m

in combination with remote sensing data makes it possible to calculate the maximum snow accumulation in the insufficiently studied alpine zone at the average error 24%.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ЛЕДНИКАХ АЛЬДЕГОНДА И ЗАПАДНЫЙ ГРЁНФЬОРД (ШПИЦБЕРГЕН)

Соловьянова И.Ю., Саватюгин Л.М.

Государственное учреждение

«Арктический и антарктический научно-исследовательский институт», г. Санкт-Петербург, Россия

Представлены результаты исследований динамики основных характеристик снежного покрова на ледниках в окрестностях поселка Баренцбург, рассмотрены пространственные закономерности распределения характеристик снежного покрова за период 2003–2009.

По многолетним наблюдениям на архипелаге выпадает около 480 мм твердых осадков в год (80% от годовой суммы). Средние даты становления снежного покрова – 15 сентября, полный сход снежного покрова отмечается 22 июня. Продолжительность залегания снежного покрова – 280 дней. Средняя высота сезонной снеговой линии за исследуемый период равна 500 м.

Высота снежного покрова на поверхностях ледников Альдегонда и Западный Грёнфьорд имеет бимодальное распределение, первый пик, равный 170 см, описывает состояние снежного покрова на субгоризонтальных участках ледников, второй пик приурочен к склоновым частям водосбора, где наблюдается увеличение высоты снега на 20–65 см от среднего по леднику значения. Статистически значимая зависимость высоты снежного покрова от абсолютной высоты водосбора, характеризуется коэффициентом детерминации 0,76. Интенсивные процессы снегопереноса способствуют изменению высоты снежного покрова на ледниках в небольших пределах в зависимости от локальных условий. Средние значения высоты отмечаются на относительно пологих ровных склонах, минимальные на выпуклых участках ледниковых склонов. Наибольшая мощность снежного покрова наблюдается в цирках и в при-склоновых частях ледниковых поверхностей.

Отмечено увеличение плотности снежного покрова к верховьям ледников от $0,29 \text{ г/см}^3$ до $0,46 \text{ г/см}^3$. Высокие значения плотности снега, прежде всего, обусловлены наличием в снежной толще большого числа ледяных корок и прослоев метаморфизованного снега различной мощности. Количество ледяных прослоев в снегомерных шурфах составляет 8–10, а их мощность изменяется от 0,5 до 5 см, что свидетельствует о нестабильных погодных условиях периода снегонакопления, частоте оттепелей и их интенсивности.

Максимальные запасы воды в снеге содержатся в тыловых частях горного обрамления ледниковых водосборов, получающих дополнительное питание за счет схода лавин с прилегающих склонов. Исследования распределения снежного покрова на ледниках Шпицбергена выявили четкую зависимость увеличения величин снегозапасов с ростом абсолютной высоты местности, иногда нарушаемую на участках ледоразделов. Высотный градиент снегозапасов по нашим данным в среднем равен 240 мм/100 м , для ледников расположенных на западном побережье Земли Норденшельда, что хорошо согласуется с данными полученными норвежскими учеными 237 мм/100 м , в среднем для архипелага градиент снегозапасов равен 104 мм/100 м .

Межгодовая изменчивость снежного покрова на ледниках архипелага существенна. Однако, анализ многолетних данных снегомерных наблюдений на ледниках Альдегонда, Западный Грэнфьорд показал наличие положительного тренда в значениях средних высот снежного покрова за исследуемый период.

SNOW DISTRIBUTION ON ALDEGONDA AND WEST GRØNFJORD GLACIERS (SPITSBERGEN)

I. Solovyanova, L. Savatyugin

Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

The results of studies the dynamics of snow cover basic characteristics on glaciers around Barentsburg was examined spatial patterns of distribution of the characteristics of snow cover over the period of 2003-2009.

According to long-term observation on the archipelago is about 480 mm of solid precipitation in a year, their share is about 80% of the annual amount. The average date of the snow cover formation is about 15th of September, a full descent of the snow cover observed about June 28. The duration of snow cover about 280 days. The average height of the seasonal snow line for this period is 500 m.

The snow cover on the glacier surfaces of Aldegonda (Aldegondabreen) and West Grønfjord (Vestre Grønfjordbreen) glaciers has a bimodal distribution, the first peak is equal to 170 cm, it is describe the state of snow cover on the subhorizontal sections of glaciers, the second peak is confined to the sloping parts of the catchment, where there is an increase in the snow heights of about 20-65 cm of the average glacier value. Statistically significant dependence of snow cover on the absolute height of the catchment is characterized by a coefficient of determination 0.76. Intensive processes of snowdrift help change the height of snow cover on glaciers within a small range depending on local conditions. Average heights are observed on relatively flat smooth slopes, the minimum on convex parts of glacial slopes. Maximum power of the snow cover is observed in cirques and near mountain ridges and slopes on the glacier surfaces.

It was marked the increase in the density of the snow cover to the headwaters of the glaciers from 0.29 g/cm³ to 0.46 g/cm³. The observed high values of snow density, primarily due to the presence in the snow large number of ice layers and icy

crust, and metamorphosed snow streaks of various thickness. Number of ice layers in snow pits is about 8-10, and their thickness varies from 0,5 to 5 cm each, indicating unstable weather conditions, snow accumulation period, the frequency of warm periods and their intensity.

Maximal water reserves in snow contained in the rear parts of mountain frame glacial watersheds receiving additional feed by the avalanches from the surrounding slopes. Investigating the distribution of snow on the glaciers of Spitsbergen showed a clear dependence of the quantities of snow cover increase with increasing altitude areas, is sometimes violated at sites of ice divides. The snow gradient according our data, in the average is about 240 mm/100 m for glaciers on the west coast of the Nordenskjöld Land, which agrees well with data obtained by Norwegian scientists 237 mm/100 m, with an average gradient of snow cover for the archipelago is about 104 mm/100 m.

Inter annual variability of snow cover on the glaciers of the archipelago is essential. However, the analysis of multiyear data of snow observations on Aldegonda and West Grønfjord glaciers showed the presence of a positive trend on the average snow heights over the study period.

ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ ГИБЕЛИ ХВОИ У НЕКОТОРЫХ РАСТЕНИЙ ПРИ ИХ ЗИМОВКЕ В ТОЛЩЕ СНЕГА

Шейко В.В., Чабаненко С.И.

*Учреждение Российской академии наук Сахалинский филиал
Ботанического сада-института ДВО РАН,
г. Южно-Сахалинск, Россия*

В Сахалинском ботаническом саду у некоторых хвойных в последние годы были отмечены необычные повреждения. Отдельные участки кроны выходили весной из-под снега с отмершей хвоей. Для выяснения причины минувшей зимой было проведено исследование изменений температуры в толще снега. Вследствие несовершенства методики полученные результаты можно считать лишь предварительными. Почти всю зиму температура снега на разных глубинах варьировала от -2° до -16° , вполне обеспечивая хвойным растениям условия для успешной зимовки. Но 24 февраля, когда высота снега составляла от 45 до 80 см, прошел слабый дождь, длившийся почти сутки. До недавнего времени дожди в период календарной зимы были на юге Сахалина редкостью. К концу дождя вся толща снега прогрелась до $-0,5^{\circ}$. Весь следующий день такая температура снега сохранялась. На солнечных местах, а также в припочвенных слоях она повысилась почти до 0° , хотя воздух во второй половине дня охладился до $-4,5^{\circ}$. В течение 4 дней температура снега вернулась в норму. Воздух к этому времени охладился по ночам до -21° . Поверхностные слои снега при температуре воздуха -11° остужались до -9° . Однако под искусственно созданным снежным отвалом высотой 120 см на глубине ниже 70 см до конца зимы сохранялся очаг тепла, резко отличающийся от вышележащих слоев. Спустя 23 дня после дождя этот снег охладился лишь до -3° , а затем опять произошло новое повышение температуры. Оно было связано с прошедшим 19 марта непродолжительным морозящим дождем.

Проведенное в дальнейшем обследование повреждений хвои у разных растений показало, что имелись две зоны поражения. Первая – у ветвей, которые в местах снежных отвалов были прижаты к поверхности почвы, температура которой в конце зимы нигде не опускалась ниже $-0,2^{\circ}$. Второй очаг повреждений находился на том уровне, который во время обих дождей располагался на глубине 10-20 см от поверхности снега. Факторами, усиливающими повреждения в этом ярусе, были юго-западная экспозиция и приуроченность к искусственно созданным снежным отвалам. То есть это были участки снежной толщи, получающие дополнительное тепло либо от солнца, либо от ранее прогретых дождем глубинных слоев.

Изучение видового состава поврежденных растений показало, что некрозы хвои наблюдаются только у трех видов: ель колючая, ель канадская и ель Глена. Эти виды можно объединить в одну эколого-физиологическую группу. Во-первых, ель – самый криофильный род вечнозеленых сосудистых растений. Ели максимально адаптированы к зимнему иссушению, которое является главной проблемой перезимовки. Во-вторых, все три вида имеют четырехгранную хвою, которая обеспечивает дополнительную защиту от зимнего иссушения. И, в-третьих, хвоя типовых разновидностей всех трех видов имеет сизый оттенок, что обусловлено восковым налетом, который также несет функцию защиты от зимнего иссушения. То есть повреждениям подвергались виды, являющиеся вершиной адаптации гомойогидридных вечнозеленых растений к зимнему иссушению. Можно предположить, что избыток влаги при повышении температуры в мокром снегу провоцирует выход хвои этих видов из состояния зимнего покоя. При этом условия среды в толще снега исключают успешный фотосинтез. Следует отметить, что молодые экземпляры тех же видов данному явлению подвержены не были. Как правило, у молодых растений механизмы адаптации к недостатку влаги развиты хуже.

**POSSIBLE CAUSES FOR THE WITHERING AWAY OF THE
NEEDLES OF SOME PLANTS DURING THEIR WINTER IN THE
THICKNESS OF THE SNOW**

V.V. Sheiko, S.I. Chabanenko

*Sakhalin branch of Botanical garden-institute of Far East Branch of
Russian Academy of Science,
Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

In Sakhalin Botanical Garden in some conifers in recent years were marked by an unusual pathology. Individual portions of the crown were thawed in the spring from under the snow with a dead needles. Last winter to determine the cause of a research of temperature changes in the thickness of the snow was organized. Results can be considered only preliminary because of imperfect technique. Almost all the winter snow temperature at different depths ranged from -2° to -16° . This ensured conifers conditions for successful wintering. But on Feb. 24 was light rain, which lasted almost a day. More recently, the winter rains have occurred in the south of Sakhalin, is extremely rare. Snow depth at this time was from 45 to 80 cm. By the end of the rain the entire thickness of the snow warmed up to $-0,5^{\circ}$. The next day, the temperature of snow remained. In full sun and in the layers near the soil it increased to almost 0° . But the air in the afternoon cooled down to $-4,5^{\circ}$. Within 4 days of snow temperature returned to normal. The air at this time are sometimes cooled at night to -21° . Superficial layers of snow at an air temperature -11° are cooled to -9° . However, the heat center was maintained until the end of winter under the artificially created snow pile. The pile height was 120 cm and the temperature at a depth below 70 cm differed sharply from the overlying layers. 23 days later after the rain has cooled the snow just to -3° . Then again, there was a new rise in temperature. It was past due on March 19 brief drizzle.

Following examination of needle pathology in different plants showed that there were two zones of destruction. The first zone was at branches, which in places the snow piles were

pressed to the soil surface. Soil temperatures in late winter is nowhere fall below $-0,2^{\circ}$. The second area of damage was at a level that during both the rainy located at a depth of 10-20 cm from the surface of the snow. These lesions were stronger in the south-west side and in snow piles created artificially. That is, they were the parts of the snow thickness, which got extra heat either from the sun or the rain from the previously heated the deep layers of snow.

Research species composition of the damaged plants produced the following results. Necrotic needles were observed only in three species: *Picea pungens*, *P. glauca* and *P. glehnii*. These species can be combined into a single eco-physiological groups. First, the *Picea* - the most cryophilic genus of evergreen vascular plants. *Picea* are the most adapted to winter desiccation, which is the main problem overwintering. Second, all three species have a tetrahedral needles, which provides additional safety from winter desiccation. Third, the needles are typical varieties of all three species has a bluish tint. This is due to the presence of a waxy layer. And it also has a function of protection from winter desiccation. This means that the damage were those species that are the pinnacle of adaptation gomoyogidrid evergreens for winter desiccation. It can be assumed that the excess moisture with increasing temperature in the wet snow activates needles of these species from winter anabiosis. In this case, the environmental conditions in the thickness of the snow prevent a successful photosynthesis. It should be clear that young specimens of the same species of this phenomenon is not affected. As a rule, in young plants the mechanisms of adaptation to lack of moisture are less developed than in adult plants.

Список участников / List of participants

Фамилия И. О.	Электронный адрес	стр./р.
Афанасьев В.В. Afanasiev V.V.		216,217/V
Барашев Н. В. Barashev N. V.		104,105/II
Боброва Д. А. Bobrova D. A.	darya-kononova@yandex.ru	38,39/I 41,43/I 130,132/III
Благовещенский В. П. Blagoveschenskiy V. P.	victor.blagov@mail.ru	220,222/IV
Бушкарева К. Ю. Bushkareva K. Y.		33,36/I
Галицкая И. В. Galitskaya I. V.	galgeoenv@mail.ru	28,30/I
Генсиоровский Ю. В. Gensiorovskiy Y. V.	gensiorovskiy@mail.ru	79,82/I 134,136/III 149,154/III 159,162/III
Глазырин Г. Е. Glazirin G. E.	gleb.glazirin@gmx.net	138,139/III
Голубев В. Н. Golubev V. N.	golubev@geol.msu.ru	60,61, 62,63/II
Горюнова Н. В. Goryunova N. V.	goriounova_natalia@rambler.ru	141/III
Епифанов В. П. Epifanov V. P.	evp@ipmnet.ru	64,66/II
Жируев С. П. Zhiruev S. P.	jiruevsp@fegi.ru	159,162/III 216,217/IV
Залуцкий А. А. Zalutsky A. A.	zalutskii@mail.ru	49,52/I
Зарубина Н. В. Zarubina N. V..		54,55/I

Иванов В. В. Ivanov V. V.	d159327@yandex.ru	33,36/I
Иванова-Ефимова Е. Н. Ivanova-Efimova E. N.	LSWM@ya.ru	143,146/III
Исенко Е. Evgeny Isenko	isenko@snow-eaters.com	111,113/II
Казаков Н. А. Kazakov N. A.	kazakovna@fegi.ru	33,36/I 68,70/II 73,76/II 79,82/II 134,136/III 149,154/III 159,162/III 184,187/IV
Казакова Е. Н. Kazakova E. N.	enk99@mail.ru	38,39/I 41,43/I 54,55/I 130,132/III
Карачун Л. Э. Karachun L. E.	lekarachyun@yandex.ru	79,82/II 85,86/II
Кауазов А. М. Kauazov A. M.	a_kauazov@mail.ru	220,222/V
Колесова Л. Г. Kolesova L. G.		33,36/I
Клименко Е. С. Klimenko E. S.	eklmnk@gmail.com	190,192/IV
Коломыц Э. Г. Kolomyts E. G.	egk2000@mail.ru	165,169/III
Кононов И. А. Kononov I. A.	kononovia@fegi.ru	79,82/II 85,86/II 130,132/III 134,136/III 172,174/III
Кузнецова Э. А. Kuznetsova E. A.	elza200808@rabmler.ru	177,179/III

Лобкина В. А. Lobkina V. A.	valentina-lobkina@rambler.ru	38,39/I 41,43/I 54,55/I 134,136/III 194,196/IV
Малашенко А.Е. Malashenko A. E.		79,82/II
Нарнов Г. А. Narnov G. A.		33,36/I
Новороцкая А. Г. Novorotskaya A. G.	novag59@mail.ru	44,46/I
Окопный В. И. Окопный V. I.	okvl@mail.ru	216,217/V
Осокин Н. И. Osokin N. I.	osokin@mail.ru	64,66/II 89,91/II 93/II
Потапов А. А. Potarov A. A.		79,82/II 85,86/II
Пряженцев Н. И. Prjzhentsev N.I.		85,86/II
Рыбальченко С. В. Rybal'chenko S.V.	rybalchenko_sv@mail.ru	38,39/I 41,43/I 54,55/I 96,97/II 130,132/III
Румянцева Н. А. Rumyantseva N. A.	direct@geoenv.ru	28,30/I
Саватюгин Л. М. Savatyugin L. M.	savat@aari.ru	225,227/V
Северский И. В. Severskiy I. V.		220,222/V
Седьмов Н. А. Седьмов Н. А.	zalutskii@mail.ru	49,50/I
Соловьянова И. Ю. Solovyanova I. Y.	solir@aari.ru	225,227/V

Сократов В. С. Sokratov V. S.		99,100/II
Сократов С. А. Sokratov S. A.	sergey@mac.com	198,199/IV 206,207/IV
Сосновский А.В. Sosnovsky A. B.		89,91/II 93/II
Фролов Д.М. Фролов Д.М.	denisfrolovm@mail.ru	62,63/II
Харитоновна Н. А. Kharitonova N. A	Kharitonova@fegi.ru	54,55/I
Чабаненко С. И. Chabanenko S. I.	tuna54@mail.ru	229,231/V
Челноков Г. А. Chelnokov G. A.		54,55/I
Чернов Р. А. Chernov R. A.	rob31@mail.ru	93/II 101,102/II
Черноус П. А. Chernous P. A.	pavelcas@rambler.ru	104,105/II
Четырбоцкий А. Н. Chetyrbotsky A. N.	Chetyrbotsky@yandex.ru	201,203/IV
Шейко В. В. Sheiko V. V.	viktorsheiko@mail.ru	229,231/V
Шмакин А. Б. Shmakin A. B.	andrey_shmakin@mail.ru	206,207/IV
Adams E.	eda@ce.montana.edu	107,108/II
Daiki Nishimoto		57,58/II
Hiroataka Kato	h_kato@eng.hokudai.ac.jp	111,113/II
Hiroki Matsusita	hmatsu@ceri.go.jp	125,126/II
Hiroyuki Hirashima	hirasima@bosai.go.jp	209,210/II
Ichiro Kimura	i-kimu2@eng.hokudai.ac.jp	111,113/II
Ikeda, Shinji	s-ikeda55@pwri.go.jp	181/III
Ito Yoichi	y-ito@pwri.go.jp	125,126/II
Katsumi Kose		116,117/II

Koichi Watanabe	nabe@pu-toyama.ac.jp	57,58/I
Kunio Kawada		57,58/I
Lei Zhong		123,124/II
Löwe H.		212,213/IV
Masaya Otsuki	otsuki@snow-eaters.com	111,113/II
Miller D.A		107,108/II
Nagisa Eda		57,58/I
Osamu Abe		209,210/IV
Sachie Ishita		57,58/I
Saito Yoshihiko	saito@snow-eaters.com	111,113/II
Sato Atsushi	asato@bosai.go.jp	209,210/IV
Satoru Adachi	satoru.hijiri@gmail.com	116,117/II
Satoru Yamaguchi	yamasan@bosai.go.jp	116,117/II
Schneebeli, Martin	schneebeli@slf.ch	212,213/IV
Shinji Iwama		57,58/I
Staron P.J.		107,108/II
Tomoyuki Noro	t-noro@pwri.go.jp	125,126/II 181/III
Toshihiro Ozeki		116,117/II
Turnbull Barbara	barbara.turnbull@nottingham.ac.uk	119,120/II
Weiqiang Ma		123,124/II
Yaoming Ma	ymma@itpcas.ac.cn	123,124/II
Yasuhiko Ito	yasu-ito@pwri.go.jp	125,126/II
Yasuyuki Shimizu	yasu@eng.hokudai.ac.jp	111,113/II
Yoshitoshi Uehara		57,58/I

**Тезисы докладов
Международного симпозиума
«Физика, химия и механика снега»
Южно-Сахалинск, Россия,
12 - 17 июня 2011 г.**

**Abstracts of the
International Symposium
Physics, Chemistry and Mechanics of snow
Yuzhno-Sakhalinsk
12–17 June 2011**



Печать
ИП Хан Наталья Викторовна («Компания Кано»)
ОГРН 309650109000031
г. Южно-Сахалинск, ул. Адмирала Макарова, 27, оф. 7,
тел. (4242) 43-81-57
Подписано в печать 08 июня 2011 г.
Заказ №454. Тираж 200 экз.