

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ
THE RUSSIAN FEDERAL SERVICE ON HYDROMETEOROLOGY
AND ENVIRONMENTAL PROTECTION



ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
THE STATE SCIENTIFIC CENTER OF THE RUSSIAN FEDERATION
THE ARCTIC AND ANTARCTIC RESEARCH INSTITUTE



ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

Problemy Arktiki i Antarktiki

Том 67, № 2, 2021

ARCTIC AND ANTARCTIC RESEARCH

Volume 67, No 2, 2021

Санкт-Петербург
2021
Saint Petersburg

Журнал продолжает основанное в 1937 г. периодическое издание «Проблемы Арктики».

Выходит 4 раза в год. ISSN 0555-2648 (Print), ISSN 2618-6713 (Online)

Журнал издается под научно-методическим руководством Отделения наук о Земле РАН

Префикс DOI: 10.30758



Журнал публикует новые результаты комплексных исследований полярных областей Земли в области океанологии, метеорологии, климатологии, гидрологии, гляциологии, ледоведения, гидрохимии, палеогеографии, биологии и экологии полярных регионов, проблем экономической и социальной безопасности Арктики.

СОСТАВ РЕДКОЛЛЕГИИ:

**Главный редактор — д-р физ.-мат. наук В.В. Иванов ,
Санкт-Петербург, Москва, Россия**

Заместители главного редактора:

чл.-корр. РАН **В.Д. Каминский** (Санкт-Петербург, Россия),
канд. геогр. наук **В.Я. Липенков** (Санкт-Петербург, Россия), академик РАН **Г.Г. Матишов** (Ростов-на-Дону, Россия),
д-р физ.-мат. наук **Л.А. Тимохов** (Санкт-Петербург, Россия)

Члены редколлегии:

д-р геогр. наук Г.В. Алексеев (Санкт-Петербург, Россия)	д-р геогр. наук В.Н. Малинин (Санкт-Петербург, Россия)
канд. физ.-мат. наук Л.П. Бобылев (Санкт-Петербург, Россия)	д-р физ.-мат. наук А.П. Макштас (Санкт-Петербург, Россия)
чл.-корр. РАН Н.Б. Вахтин (Санкт-Петербург, Россия)	проф. А.В. Марченко (Лонгйир, Норвегия)
проф. Т. Вихма (Хельсинки, Финляндия)	д-р геогр. наук Е.У. Миронов (Санкт-Петербург, Россия)
д-р геогр. наук М.Н. Григорьев (Якутск, Россия)	академик РАН О.Н. Пугачев (Санкт-Петербург, Россия)
д-р биол. наук С.Г. Денисенко (Санкт-Петербург, Россия)	канд. геогр. наук В.Ф. Радионов (Санкт-Петербург, Россия)
д-р Д.В. Дивин (Тромсё, Норвегия)	проф. Д. Райно (Гренобль, Франция)
чл.-корр. РАН С.А. Добролюбов (Москва, Россия)	д-р физ.-мат. наук В.А. Рожков (Санкт-Петербург, Россия)
д-р физ.-мат. наук В.М. Катцов (Санкт-Петербург, Россия)	академик РАН В.А. Румянцев (Санкт-Петербург, Россия)
д-р физ.-мат. наук Б.В. Козелов (Мурманск, Россия)	д-р техн. наук К.Е. Сазонов (Санкт-Петербург, Россия)
академик РАН В.М. Котляков (Москва, Россия)	д-р техн. наук К.Г. Ставров (Санкт-Петербург, Россия)
д-р геол.-минерал. наук Г.Л. Лейченко (Санкт-Петербург, Россия)	проф. Й. Тиде (Германия)
проф. М. Леппаранта (Хельсинки, Финляндия)	чл.-корр. РАН А.А. Тишков (Москва, Россия)
канд. техн. наук В.А. Лихоманов (Санкт-Петербург, Россия)	д-р физ.-мат. наук О.А. Трошичев (Санкт-Петербург, Россия)
академик НАН В.Ф. Логинов (Минск, Беларусь)	чл.-корр. РАН Н.Н. Филатов (Петрозаводск, Россия)
д-р геогр. наук А.С. Макаров (Санкт-Петербург, Россия)	д-р геогр. наук К.В. Чистяков (Санкт-Петербург, Россия)

Ответственный секретарь — канд. биол. наук **И.А. Алехина**

Литературный редактор — **Е.В. Миненко**

Оригинал-макет и подготовка к печати: **А.А. Меркулов**. Англоязычное редактирование: **Д.Г. Хвостенко**.

Свидетельство о регистрации печатного издания ПИ № ФС 77-73644 от 7 сентября 2018 г.

Свидетельство о регистрации сетевого издания ЭЛ № ФС 77-73287 от 20 июля 2018 г.

Выданы Федеральной службой по надзору в сфере связи и массовых коммуникаций

Журнал включен в перечень рецензируемых научных изданий ВАК, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученых степеней доктора и кандидата наук. Журнал публикует статьи по научным специальностям ВАК 25.00.25, 25.00.27, 25.00.28, 25.00.29, 25.00.30, 25.00.31.

Адрес редакции журнала «Проблемы Арктики и Антарктики»:

199397 Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38.

Тел. +7(812) 416-4251, e-mail: aaresearch@aaari.ru

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт.

Сайт журнала: <https://www.aaresearch.science>

Подписной индекс издания в каталоге ООО «Урал-Пресс»

48657 – на полгода

© ГНЦ РФ ААНИИ, 2021; © Росгидромет, 2021.

The journal continues the series of "Arctic Research", founded in 1937.
Four issues per year. ISSN 0555-2648 (Print), ISSN 2618-6713 (Online)
The journal is published under the scientific and methodological guidance of the Earth Sciences Division
of the Russian Academy of Sciences

DOI-prefix: 10.30758



The Journal publishes new findings of studies of the Earth polar regions in oceanology, meteorology, climatology, hydrology, glaciology, hydrochemistry, paleogeography, biology and ecology of the polar regions, and on the problems of economic and social security in the Arctic.

EDITORIAL BOARD:

Editor-in-Chief – Vladimir V. Ivanov
Dr of Sci. (Physics and mathematics),
St. Petersburg, Moscow, Russia

Deputy of the Editor-in-Chief:

Valery D. Kaminsky, RAS corr.member, Dr. of Sci. (Geology and mineralogy), St. Petersburg, Russia;
Vladimir Ya. Lipenkov, Cand. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia;
Genady G. Matishov, academician, Dr. of Sci. (Geography), Rostov on the Don;
Leonid A. Timokhov, Dr. of Sci. (Physics and mathematics), St. Petersburg, Russia.

Members of the editorial board:

Genrikh V. Alekseev , Dr. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia	Alexander P. Makshtas , Dr. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia
Leonid P. Bobylev , Cand. of Sci. (Physics and mathematics) St. Petersburg, Russia	Valery N. Malinin , Dr. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia
Kirill V. Chistyakov , Dr. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia	Alexey V. Marchenko , Dr. of Sci. (Physics and mathematics), Longyearbyen, Norway
Stanislav G. Denisenko , Dr. of Sci. (Biology), St. Petersburg, Russia	Evgeny U. Mironov , Dr. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia
Dmitry V. Divine , Cand. of Sci. (Geography), Tromsø, Norway	Oleg N. Pugachev , academician, Dr. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia
Sergey A. Dobrolyubov , RAS corr. member, Dr. of Sci. (Geography), Moscow, Russia	Vladimir F. Radionov , Cand. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia
Nikolay N. Filatov , RAS corr. member, Dr. of Sci. (Geography), Petrozavodsk, Russia	Dominique Raynaud , Prof. emer., Grenoble, France
Mikhail N. Grigoriev , Dr. of Sci. (Geography), Yakutsk, Russia	Valentin A. Rozhkov , Dr. of Sci. (Physics and mathematics), St. Petersburg, Russia
Vladimir M. Kattsov , Dr. of Sci. (Physics and mathematics), St. Petersburg, Russia	Vladislav A. Rumiantsev , academician, Dr. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia
Vladimir M. Kotlyakov , academician, Dr. of Sci. (Geography), Moscow, Russia	Kirill E. Sazonov , Dr. of Sci. (Technology), St. Petersburg, Russia
Boris V. Kozelov , Dr. of Sci. (Physics and mathematics), Murmansk, Russia	Konstantin G. Stavrov , Dr. of Sci. (Technology), St. Petersburg, Russia
German L. Leitchenkov , Dr. of Sci. (Geology and mineralogy), St. Petersburg, Russia	Jörn Tiede , Prof., Bremerhaven, Germany
Matti Leppäranta , Ph.D. (Geography), Prof. emer., Helsinki, Finland;	Arkady A. Tishkov , RAS corr. member, Dr. of Sci. (Geography), Moscow, Russia
Vladimir A. Likhomanov , Cand. of Sci. (Technology, P.E.), St. Petersburg, Russia	Oleg A. Troshichev , Dr. of Sci. (Physics and mathematics), St. Petersburg, Russia
Vladimir F. Loginov , academician, Dr. of Sci. (Geography), Minsk, Belarus	Nikolay B. Vakhtin , corr. member, Dr. of Sci. (Linguistics); St. Petersburg, Russia
Alexander S. Makarov , Dr. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia	Timo Vihma , Prof., Helsinki, Finland

Executive Secretary – **Irina A. Alekhina**

Literary Editor – **Elena V. Minenko**

Original layout and preparation for printing: **Alexander A. Merkulov**. English language editor: **Dmitry G. Khvostenko**.

Registration Certificate for the print publishing ПИ № ФС 77-73644 of September 7, 2018.

Registration Certificate for the web publishing ЭЛ № ФС 77-73287 of July 20, 2018.

Issued by the Federal Service for Supervision of Communications, Information Technology, and Mass Media

The Journal is licenced and indexed by the Supreme Certification Commission in Moscow (VAK). The Journal publishes papers on the next scientific specialties of the Supreme Certification Commission: 25.00.25, 25.00.27, 25.00.28, 25.00.29, 25.00.30, 25.00.31.

Contacts:

199397 Saint Petersburg, Bering str, 38; phone: +7 (812) 416-4251; e-mail: aaresearch@aari.ru.

State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute

<https://www.aaresearch.science>

Subscription index of the journal catalog "Ural-Press" 48657 – for half a year

© SSC RF AARI, 2021; © Roshydromet, 2021.

СОДЕРЖАНИЕ

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

<i>В.В. Зуев, Е.С. Савельева, А.В. Павлинский. Анализ динамики арктического полярного вихря во время внезапного стратосферного потепления в январе 2009 г.</i>	134
--	-----

МЕТЕОРОЛОГИЯ И КЛИМАТОЛОГИЯ

<i>F. Lemonnier, A. Chemison, G. Krinner, J.-B. Madeleine, C. Claud, C. Genthon. Evaluation of coastal Antarctic precipitation in LMDz6 global atmospheric model using ground-based radar observations (Оценка осадков в прибрежных районах Антарктики в глобальной модели атмосферы LMDz6 с использованием наземных радиолокационных наблюдений)</i>	147
---	-----

ЛЕДОТЕХНИКА

<i>В.М. Козин. Релаксационные свойства ледяного покрова</i>	165
---	-----

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

<i>O.A. Troshichev, I.P. Gabis, A.A. Krivolutsky. Influence of cosmic weather on the Earth's atmosphere (Влияние космической погоды на земную атмосферу)</i>	177
--	-----

СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ

<i>К.Е. Сазонов. «Царь-ледокол» академика А.Н. Крылова</i>	208
--	-----

CONTENTS

ATMOSPHERE AND HYDROSPHERE PHYSICS

<i>V.V. Zuev, E.S. Savelieva, A.V. Pavlinsky.</i> Analysis of the Arctic polar vortex dynamics during the sudden stratospheric warming in January 2009	134
--	-----

METEOROLOGY AND CLIMATOLOGY

<i>F. Lemonnier, A. Chemison, G. Krinner, J.-B. Madeleine, C. Claud, C. Genthon.</i> Evaluation of coastal Antarctic precipitation in LMDz6 global atmospheric model using ground-based radar observations.....	147
---	-----

ICE TECHNOLOGY

<i>V.M. Kozin.</i> Relaxation properties of the ice cover.....	165
--	-----

GEOLOGY AND GEOPHYSICS

<i>O.A. Troshichev, I.P. Gabis, A.A. Krivolutsky.</i> Influence of cosmic weather on the Earth's atmosphere.....	177
--	-----

PAGES OF HISTORY

<i>K.E. Sazonov.</i> "Tsar icebreaker" of academician A.N. Krylov.....	208
--	-----



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

**АНАЛИЗ ДИНАМИКИ АРКТИЧЕСКОГО ПОЛЯРНОГО ВИХРЯ
ВО ВРЕМЯ ВНЕЗАПНОГО СТРАТОСФЕРНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ
В ЯНВАРЕ 2009 г.**

В.В. ЗУЕВ, Е.С. САВЕЛЬЕВА, А.В. ПАВЛИНСКИЙ*

*Институт мониторинга климатических и экологических систем
Сибирского отделения Российской академии наук, Томск, Россия*

**esav.pv@gmail.com*

Резюме

Арктический полярный вихрь во время своего жизненного цикла часто подвергается воздействию волновой активности. Распространяющиеся из тропосферы в стратосферу планетарные волны Россби эпизодически приводят к смещению или расщеплению полярного вихря, сопровождающемуся внезапным стратосферным потеплением (ВСП). В январе 2009 г. наблюдалось одно из сильнейших ВСП за весь период наблюдений в Арктике. В данной работе динамика полярного вихря во время ВСП 2009 г. рассмотрена с использованием нового метода, позволяющего определить площадь вихря и скорость ветра по границе вихря, а также оценить средние значения температуры и массового отношения смеси озона внутри вихря на основе данных реанализа ERA5. На основе анализа динамики арктического полярного вихря за 42 года и на примере ВСП 2009 г. показано, что, как правило, при снижении площади вихря менее 10 млн км² и уменьшении средней скорости ветра по границе вихря ниже 30 и 45 м/с соответственно в нижней и средней стратосфере полярный вихрь становится небольшим циклоном, который полностью разрушается в течение 1–3 недель.

Ключевые слова: внезапное стратосферное потепление, геопотенциал, озоновая аномалия, полярный вихрь, полярная стратосфера.

Для цитирования: Зуев В.В., Савельева Е.С., Павлинский А.В. Анализ динамики арктического полярного вихря во время внезапного стратосферного потепления в январе 2009 г. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2021. Т. 67. № 2. С. 134–146. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-2-134-146>.

Поступила 24.12.2020

После переработки 02.04.2021

Принята 07.04.2021

**ANALYSIS OF THE ARCTIC POLAR VORTEX DYNAMICS DURING
THE SUDDEN STRATOSPHERIC WARMING IN JANUARY 2009**

VLADIMIR V. ZUEV, EKATERINA S. SAVELIEVA, ALEXEY V. PAVLINSKY*

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tomsk, Russia

**esav.pv@gmail.com*

Summary

The Arctic polar vortex is often affected by wave activity during its life cycle. The planetary Rossby waves propagating from the troposphere to the stratosphere occasionally lead to the displacement or splitting of the polar vortex, accompanied by sudden stratospheric warming (SSW). In January 2009, one of the largest SSWs was observed in the Arctic. In this work, the dynamics of the polar vortex during the 2009 SSW is considered using a new method that allows one to estimate the vortex area, the wind speed at the vortex edge, the mean temperature and ozone mass mixing ratio inside the vortex, based on the fact that the Arctic vortex edge at the 50 and 10 hPa pressure levels is determined by the geopotential values, respectively, $19.5 \cdot 10^4$ and $29.5 \cdot 10^4 \text{ m}^2/\text{s}^2$, using the ERA5 reanalysis data. The application of this method is justified for the Arctic polar vortex, which is characterized by significant variability, especially during the period of its splitting. The splitting of the polar vortex in 2009 was observed on January 24 and 28, respectively, in the middle and lower stratosphere. About a week after the splitting, the vortices became closer in characteristics to small cyclones, which completely collapsed within 1–3 weeks. The influence of planetary wave activity on the polar vortex does not always lead to its breakdown. Short-term splitting of the polar vortex is sometimes observed for several days after which the polar vortex strengthens again and PSCs form inside the vortex. Such a recovery of the polar vortex is most likely to occur in the winter. Based on the analysis of the dynamics of the Arctic polar vortex for 1979–2020 and using the example of the 2009 SSW, we showed that when the vortex area decreases to less than 10 million km^2 and the mean wind speed at the vortex edge decreases below 30 and 45 m/s, respectively, in the lower and middle stratosphere, the polar vortex becomes a small cyclone (with significantly higher temperatures within it), which usually collapses within 3 weeks.

Keywords: geopotential, ozone depletion, polar stratosphere, polar vortex, sudden stratospheric warming.

For Citation: Zuev V.V., Savelieva E.S., Pavlinsky A.V. Analysis of the Arctic polar vortex dynamics during the sudden stratospheric warming in January 2009. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2021, 67 (2): 134–146. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-2-134-146>

Received 24.12.2020

Revised 02.04.2021

Accepted 07.04.2021

ВВЕДЕНИЕ

Арктический стратосферный полярный вихрь, как правило, формируется в октябре–ноябре и разрушается в весенний период [1, 2]. Более раннее разрушение полярного вихря обусловлено влиянием планетарных волн Россби [3–5]. Распространяющиеся из тропосферы вертикальные потоки волновой активности в стратосфере разрушаются в результате взаимодействия с западным стратосферным течением (полярным вихрем) [6]. Происходящее при этом сильное смещение или расщепление полярного вихря сопровождается внезапным стратосферным потеплением (ВСП) [7–9]. ВСП разделяются на главные и минорные. Согласно существующему определению, предложенному Всемирной метеорологической организацией в 1978 г., ВСП можно считать главным, если на высотах от уровня 10 гПа и ниже среднеширотная температура резко возрастает по направлению от 60° широт к полюсу при наблюдаемой смене направления зонального потока в течение нескольких дней/часов [10]. Если при выраженном росте стратосферных температур направление зональных ветров с западного на восточное не меняется, ВСП считается минорным. При минорных ВСП происходит сильное смещение полярного вихря, а при главных — его расщепление на два небольших вихря [11–13]. ВСП представляют собой крупномасштабные температурные возмущения полярной стратосферы и могут способствовать более раннему протеканию весенней перестройки циркуляции стратосферы [14–15].

В формировании полярной озоновой аномалии ключевую роль играет устойчивость полярного вихря в зимне-весенний период [16–18]. Границы полярного вихря представляют собой динамический барьер, препятствующий меридиональному пере-

носу стратосферного озона из тропических и средних широт в полярную область [19, 20]. При этом внутри полярного вихря в стратосфере при экстремально низких температурах ($< -78\text{ }^{\circ}\text{C}$) формируются полярные стратосферные облака (ПСО), на поверхности и в объеме которых протекают гетерогенные реакции с высвобождением молекулярного хлора. При появлении солнечного излучения над полярным регионом молекулярный хлор фотодиссоциирует с образованием радикалов хлора, вступающих в каталитический цикл разрушения озона [21]. Разрушение полярного вихря под действием планетарных волн в зимне-весенний период приводит к притоку в полярную область теплых, богатых озоном воздушных масс, способствующих разрушению ПСО и накоплению стратосферного озона в арктической области [22].

В данной работе рассмотрена динамика арктического полярного вихря во время одного из сильнейших ВСП в январе 2009 г. с использованием нового метода, позволяющего определить площадь вихря и скорость ветра по границе вихря, а также оценить средние значения температуры и массового отношения смеси озона внутри вихря на основе данных реанализа ERA5.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Среднесуточные данные о потенциальной завихренности и температуре воздуха в области $30\text{--}90^{\circ}$ с. ш. с горизонтальным разрешением $3,0^{\circ}\times 3,0^{\circ}$ на уровнях 50 и 10 гПа за период с 10 января по 20 февраля 2009 г. получены по данным реанализа ERA-Interim Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF) [23] (<http://apps.ecmwf.int/datasets/>). Среднесуточные данные о скорости зонального и меридионального ветра, геопотенциале, температуре воздуха и массовой концентрации озона в области $30\text{--}90^{\circ}$ с. ш. с горизонтальным разрешением $0,25^{\circ}\times 0,25^{\circ}$ на уровнях 50 и 10 гПа за период с 1979 по 2020 г. получены по данным недавно выпущенного реанализа ERA5 [24], являющегося пятым поколением реанализов ECMWF и отличающегося высоким пространственным и временным разрешением (<https://doi.org/10.24381/cds.bd0915c6>).

Существует по крайней мере два метода оконтуривания стратосферных полярных вихрей. Граница полярного вихря может быть определена по максимальному градиенту потенциальной завихренности [25] и с использованием М-функции, характеризующей длину траекторий, проходящих через узлы заданной сетки [26]. Преимуществом М-функции по сравнению с градиентом потенциальной завихренности является ее неоднородность вдоль границы вихря, что позволяет оценить региональные особенности массообмена и определить область динамического барьера по границе вихря. В данной работе динамика стратосферного арктического вихря рассматривается с использованием метода оценки основных параметров вихря при оконтуривании его границ на основе данных о максимальном градиенте температуры и максимальной скорости ветра.

Метод оценки основных параметров арктического полярного вихря при оконтуривании его границ

Геопотенциал Φ^* выражается уравнением [27]:

$$d\Phi^* = g dz, \quad (1)$$

где g — ускорение свободного падения и z — вертикальное расстояние от уровня моря. Поскольку при отсутствии атмосферных движений сила тяжести должна быть точно сбалансирована вертикальной составляющей силы градиента давления [27]

$$dp/dz = -\rho g, \quad (2)$$

где p — давление и ρ — плотность, то

$$d\Phi^* = -(RT/\rho)dp = -RTd\ln p, \quad (3)$$

где R — универсальная газовая постоянная и T — температура. Как видно из уравнения (3), геопотенциал в основном зависит от давления и температуры. Таким образом, геопотенциал достаточно точно описывает динамику полярного вихря, поскольку внутри последнего наблюдается существенное понижение температуры и давления, а за его пределами — повышение. Кроме того, геопотенциал не претерпевает значительных сезонных изменений в период существования вихря и, соответственно, хорошо подходит для определения границ полярного вихря.

Для определения значений геопотенциала, наилучшим образом характеризующих границы арктического полярного вихря в нижней и средней стратосфере (на уровнях 50 и 10 гПа), использовались данные о скорости зонального и меридионального ветра, температуре воздуха и геопотенциале реанализа ERA5. По границе полярного вихря наблюдаются максимальный градиент температуры и, как правило, максимальные значения скорости ветра. На основе ежечасных данных с разрешением $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ для уровней 50 и 10 гПа за 1979–2020 гг. были получены следующие значения: температура в точке максимального градиента по широте в диапазоне $40\text{--}90^\circ$ с. ш. для каждого значения долготы градусной сетки, значение геопотенциала в точках максимального градиента температуры, максимальная скорость ветра по широте в диапазоне $40\text{--}90^\circ$ с. ш. для каждого значения долготы градусной сетки. Скорость ветра определялась как векторная сумма зональной и меридиональной скорости. Анализ динамики арктического полярного вихря за 42 года наблюдений показал, что практически во всех случаях максимальная скорость ветра, усредненная по границе полярного вихря, превышает 30 м/с на уровне 50 гПа и 45 м/с на уровне 10 гПа. В среднем за 1979–2020 гг. значение геопотенциала Φ^* в районе максимального градиента температуры по границе вихря составило $\Phi^* = (19,50 \pm 0,15) \cdot 10^4 \text{ м}^2/\text{с}^2$ на высоте 50 гПа (при максимальной скорости ветра $v > 30 \text{ м/с}$) и $\Phi^* = (29,50 \pm 0,30) \cdot 10^4 \text{ м}^2/\text{с}^2$ на высоте 10 гПа (при максимальной скорости ветра $v > 45 \text{ м/с}$).

Для анализа динамики арктического полярного вихря и связанных метеорологических параметров зимой 2009 г. рассчитывались площадь вихря, скорость ветра у границы вихря, средняя температура и среднее массовое отношение смеси озона внутри вихря, эти расчеты основывались на том, что граница арктического вихря на уровнях 50 и 10 гПа определяется значениями геопотенциала соответственно $19,5 \cdot 10^4$ и $29,5 \cdot 10^4 \text{ м}^2/\text{с}^2$. Расчеты проводились на уровнях 50 и 10 гПа с января 1979 г. по май 2020 г. (для временных периодов, когда полярный вихрь существовал) с использованием данных реанализа ERA5. Поведение исследуемых параметров в зимне-весенний период 2008/09 г. сравнивалось с 42-летними климатическими средними за 1979–2020 гг., полученными со среднеквадратичными отклонениями (СКО, σ). Климатические средние и значения СКО были сглажены FFT-фильтром (fast Fourier transform filter) по 15 точкам. Временные изменения исследуемых параметров с ноября 2008 г. по февраль 2009 г. были сглажены FFT-фильтром по 3 точкам.

РЕЗУЛЬТАТЫ, ИХ АНАЛИЗ И ОБСУЖДЕНИЕ

Внезапное стратосферное потепление в арктической стратосфере в январе 2009 г.

В январе 2009 г. наблюдалось одно из самых сильных ВСП [28–35]. Одними из основных параметров, описывающих ВСП, являются потенциальная завихренность и температура. Высокие значения потенциальной завихренности в зимне-весенний период, как правило, определяют местоположение полярного вихря. На рис. 1 приведены поля потенциальной завихренности и температуры на уровнях 50 и 10 гПа над Арктикой

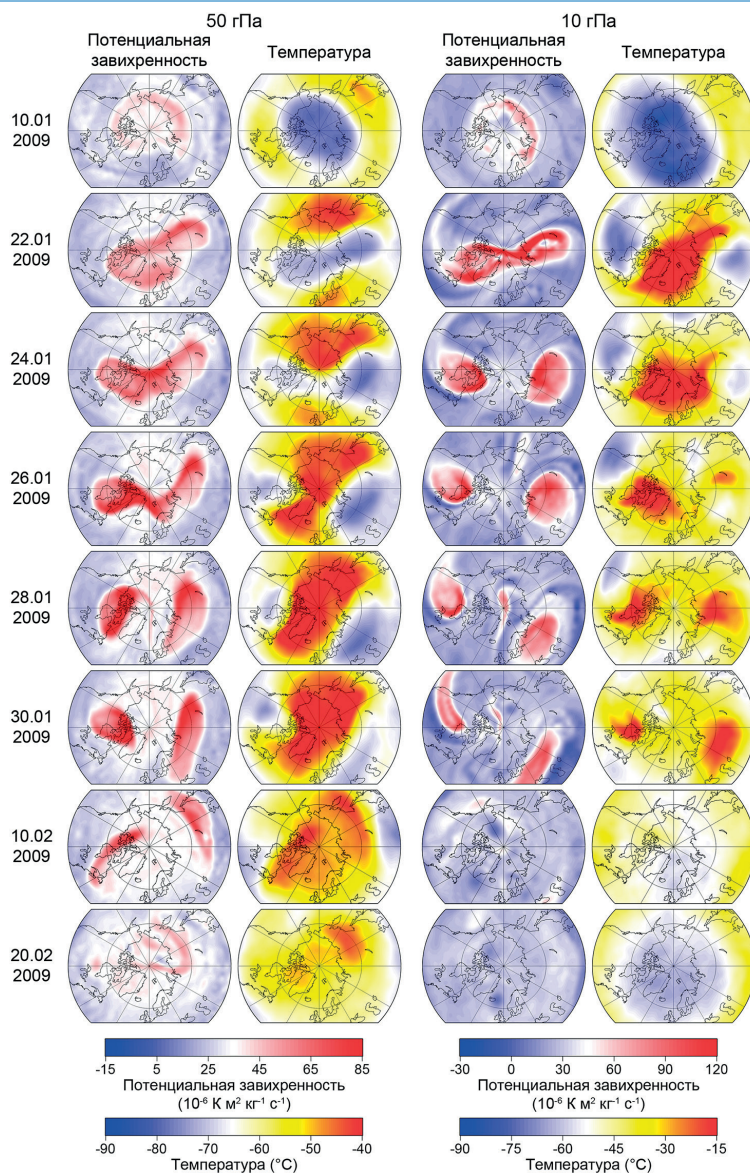


Рис. 1. Поля потенциальной завихренности и температуры на уровнях 50 и 10 гПа над Арктикой для выборочных дат с 10 января по 20 февраля 2009 г.

Fig. 1. Potential vorticity and temperature distributions at the 50 and 10 hPa pressure levels over the Arctic for selected dates from 10 January to 20 February, 2009

с января по февраль 2009 г. по данным реанализа ERA-Interim. В первой половине января 2009 г. полярный вихрь был хорошо центрирован относительно полюса и имел круглую форму. ВСП, произошедшему 24 января, предшествовало вытягивание полярного вихря 22 января, когда он принял форму «восьмерки». 24 января произошло расщепление вихря, полярную область заполнили теплые воздушные массы. Поля потенциальной

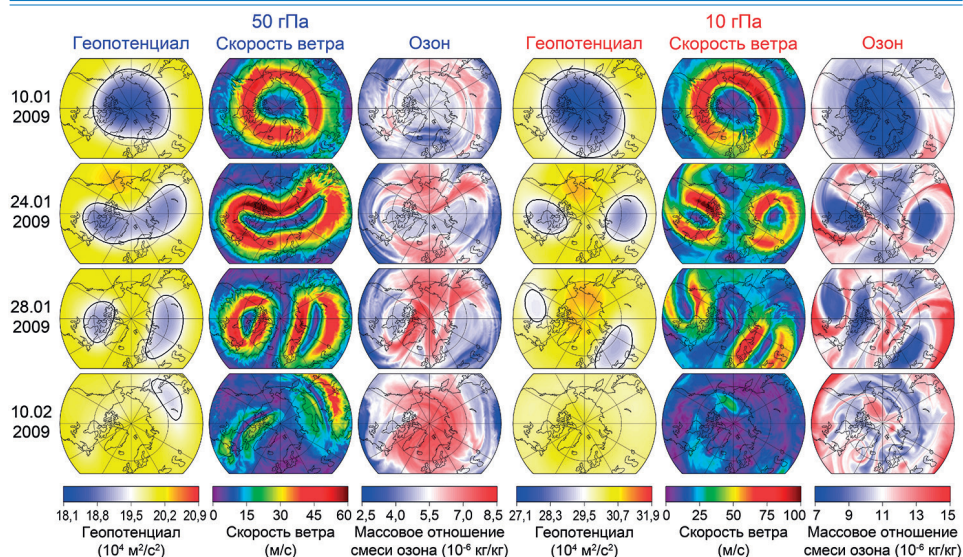


Рис. 2. Поля геопотенциала, скорости ветра и массового отношения смеси озона на уровнях 50 и 10 гПа над Арктикой для выборочных дат с 10 января по 10 февраля 2009 г.

Fig. 2. Geopotential, wind speed and ozone mass mixing ratio distributions at the 50 and 10 hPa pressure levels over the Arctic for selected dates from 10 January to 10 February, 2009

завихренности и температуры с 24 по 30 января демонстрируют разрушение полярного вихря после его расщепления (рис. 1). Согласно рис. 1, ни один из получившихся в результате расщепления фрагментов вихря не сформировался в полноценный полярный вихрь, и в начале февраля он полностью разрушился. Происходящие в средней стратосфере расщепление и разрушение полярного вихря проявлялись в нижней стратосфере с запаздыванием как минимум на 4 дня.

Анализ динамики полярного вихря зимой 2009 г. с использованием метода оценки основных параметров арктического полярного вихря при более точном оконтуривании его границ

На рис. 2 приведены поля геопотенциала, скорости ветра и массового отношения смеси озона на уровнях 50 и 10 гПа над Арктикой для выборочных дат с 10 января по 10 февраля 2009 г., полученные на основе данных реанализа ERA5. Границы полярного вихря, характеризующиеся значениями геопотенциала $19,5 \cdot 10^4$ и $29,5 \cdot 10^4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ соответственно на уровнях 50 и 10 гПа, выделены на полях геопотенциала контуром. Как видно из рис. 2, значения геопотенциала $19,5 \cdot 10^4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ (на 50 гПа) и $29,5 \cdot 10^4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ (на 10 гПа) достаточно точно описывают границы арктического полярного вихря в нижней и средней стратосфере, поскольку соответствуют максимальным значениям скорости ветра, а также пониженному содержанию озона в их пределах и повышенному — за пределами. На рис. 2 также хорошо прослеживается расщепление полярного вихря (24 января в средней стратосфере и 28 января в нижней стратосфере), после которого 10 февраля в средней стратосфере полярный вихрь уже не наблюдался (значения геопотенциала и скорости ветра на рис. 2 (10 гПа) составляют $\Phi^* > 29,5 \cdot 10^4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ и $v < 45 \text{ м/с}$). Разрушение вихря в нижней стратосфере произошло во второй половине февраля (рис. 1). Для анализа динамики арктического полярного вихря и связанных метеорологических параметров во

время ВСП 2009 г. были определены площадь арктического полярного вихря, скорость ветра у границы вихря, средняя температура и среднее массовое отношение смеси озона внутри вихря, основываясь на том, что граница арктического полярного вихря на уровнях 50 и 10 гПа определяется значениями геопотенциала соответственно $19,5 \cdot 10^4$ и $29,5 \cdot 10^4$ м²/с². На рис. 3 приведена динамика исследуемых параметров зимой 2008/09 г. на уровнях 50 и 10 гПа в сравнении с климатическими средними значениями.

Как видно из рис. 3, средняя скорость ветра по границе полярного вихря v в первой половине зимы в основном находилась в пределах нормы. Во второй половине зимы, 20 и 23 января в средней и нижней стратосфере наблюдался пик скорости

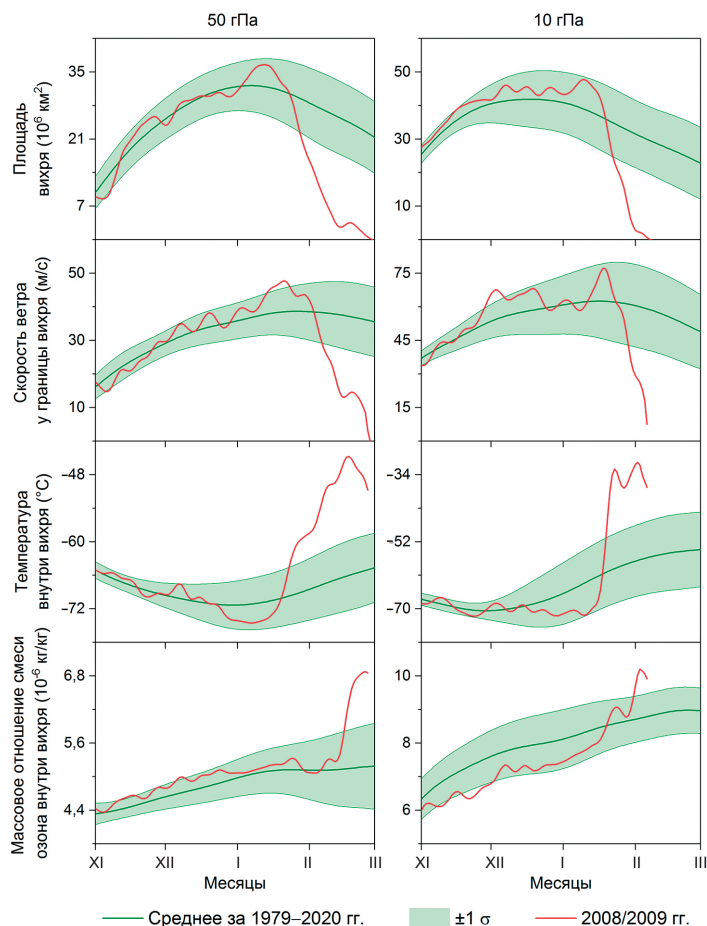


Рис. 3. Временной ход площади арктического полярного вихря, средней скорости ветра у границы полярного вихря, средней температуры внутри полярного вихря и среднего массового отношения смеси озона внутри полярного вихря на уровнях 50 и 10 гПа с ноября 2008 г. по февраль 2009 г. на фоне средних значений за 1979–2020 гг. с СКО ($\pm 1 \sigma$)

Fig. 3. Time series of the area of the Arctic polar vortex, the mean wind speed at the polar vortex edge, the mean temperature inside the polar vortex and the mean ozone mass mixing ratio inside the polar vortex at the 50 and 10 hPa pressure levels from November 2008 to February 2009 and the 1979–2020 climatological means with standard deviations ($\pm 1 \sigma$)

ветра: $v = 83,8$ м/с на уровне 10 гПа и $v = 49,0$ м/с на уровне 50 гПа. В момент расщепления 24 января средняя скорость по границам двух образовавшихся вихрей в средней стратосфере составляла $v = 63,5$ м/с и затем в течение двух недель до разрушения вихря 6 февраля уменьшалась со скоростью 4,0 м/с в сутки. В нижней стратосфере средняя скорость по границам двух образовавшихся вихрей в момент расщепления 28 января достигала $v = 44,7$ м/с, после чего наблюдалось уменьшение скорости на 2,2 м/с в сутки в течение 30 дней до полного разрушения вихря 26 февраля (рис. 3). Согласно изменениям средней скорости ветра по границе вихря (рис. 3) можно предположить, что разрушение вихря в средней и нижней стратосфере произошло 6 и 26 февраля соответственно. При этом остается неясным, можно ли назвать полярным вихрем циклон, наблюдавшийся в стратосфере в феврале (рис. 1, 2). Средняя скорость по границе вихрей в средней стратосфере снизилась до значений $v < 45$ м/с 30 января, а в нижней стратосфере до $v < 30$ м/с — 6 февраля.

Максимальная площадь полярного вихря в средней и нижней стратосфере наблюдалась соответственно 10 и 15 января и достигла 48,1 и 36,5 млн км² (рис. 3). В момент расщепления суммарная площадь вихрей в средней и нижней стратосфере достигала соответственно 20,3 млн км² (24 января на 10 гПа) и 21,2 млн км² (28 января на 50 гПа). Уменьшение площади вихрей до значений ниже 10 млн км² наблюдалось в средней стратосфере 29 января, а в нижней стратосфере — 6 февраля (практически одновременно со снижением скорости вихря в средней и нижней стратосфере до значений менее 45 и 30 м/с соответственно). Стремительное повышение содержания озона внутри вихря в феврале также свидетельствует о том, что граница вихря постепенно перестает быть динамическим барьером для воздушных масс. При этом одним из основных свойств полярного вихря является понижение температуры в его пределах, что обуславливает формирование ПСО и последующее протекание гетерогенных реакций, запускающих каталитический цикл разрушения озона с появлением солнечного излучения. Среднее значение температуры внутри вихря в нижней стратосфере превысило значение 2σ от климатической нормы 5 февраля, практически одновременно с уменьшением скорости ветра по границе вихря ниже 30 м/с и площади вихря — менее 10 млн км² (рис. 3).

Таким образом, на этапе разрушения полярного вихря можно выделить два критерия, за пределами которых полярный вихрь становится небольшим циклоном, разрушающимся полностью в течение 1–3 недель: площадь вихря более 10 млн км² и скорость ветра по границе полярного вихря более 30 и 45 м/с соответственно в нижней и средней стратосфере. При этом, как видно из рис. 3, на этапе формирования полярного вихря в ноябре значения скорости ветра и площади могут какое-то время не удовлетворять предложенным критериям, пока вихрь полностью не сформируется.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе рассмотрена динамика арктического полярного вихря во время одного из сильнейших ВСП в январе 2009 г. по данным реанализа ERA5. Для анализа динамики полярного вихря и связанных метеорологических параметров зимой 2009 г. были рассчитаны площадь вихря, скорость ветра у границы вихря, средняя температура и среднее массовое отношение смеси озона внутри вихря, основываясь на том, что граница арктического вихря на уровнях 50 и 10 гПа определяется значениями геопотенциала соответственно $19,5 \cdot 10^4$ и $29,5 \cdot 10^4$ м²/с². Применение данного метода оправдано для арктического полярного вихря, характеризующегося

значительной изменчивостью, особенно в период его расщепления. Расщепление полярного вихря в 2009 г. наблюдалось 24 и 28 января соответственно в средней и нижней стратосфере. Примерно через неделю после расщепления образовавшиеся вихри по характеристикам стали ближе к небольшим циклонам, которые полностью разрушились в течение 1–3 недель. Воздействие планетарной волновой активности на полярный вихрь не всегда приводит к его разрушению. В некоторых случаях наблюдаются кратковременные расщепления, регистрируемые в течение нескольких дней, после чего вихрь достаточно быстро восстанавливается, формируются ПСО [36]. Восстановление полярного вихря более вероятно в зимние месяцы, когда в арктической стратосфере радиационный нагрев отсутствует или слабый, в отличие от весенних месяцев [37]. На основе анализа динамики арктического полярного вихря за 1979–2020 гг. и на примере ВСП 2009 г. показано, что при снижении площади вихря менее 10 млн км² и уменьшении средней скорости ветра по границе вихря ниже 30 и 45 м/с соответственно в нижней и средней стратосфере полярный вихрь становится небольшим циклоном (с существенно более высокими температурами в его пределах), который, как правило, достаточно быстро, в пределах 3 недель, разрушается.

Конфликт интересов. Конфликт интересов отсутствует.

Источник финансирования. Исследование выполнено в рамках госбюджетной темы № 121031300156-5.

Competing interests. The authors have no competing interests.

Funding sources. This work was supported by the State contract no. 121031300156-5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Waugh D.W., Randel W.J.* Climatology of Arctic and Antarctic polar vortices using elliptical diagnostics // *J. Atmos. Sci.* 1999. V. 56. № 11. P. 1594–1613.
2. *Waugh D.W., Polvani L.M.* Stratospheric polar vortices // *The Stratosphere: Dynamics, Transport, and Chemistry. Geophysical Monograph Series.* 2010. V. 190. P. 43–57.
3. *Polvani L.M., Saravanan R.* The three-dimensional structure of breaking Rossby waves in the polar wintertime stratosphere // *J. Atmos. Sci.* 2000. V. 57. № 21. P. 3663–3685.
4. *Plumb R.A.* Planetary waves and the extratropical winter stratosphere // *The Stratosphere: Dynamics, Transport, and Chemistry. Geophysical Monograph Series.* 2010. V. 190. P. 23–41.
5. *Butler A.H., Seidel D.J., Hardiman S.C., Butchart N., Birner T., Match A.* Defining Sudden Stratospheric Warmings // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2015. V. 96. № 11. P. 1913–1928.
6. *Limpasuvan V., Thompson D.W.J., Hartmann D.L.* The life cycle of the Northern Hemisphere sudden stratospheric warmings // *J. Climate.* 2004. V. 17. № 13. P. 2584–2596.
7. *Charlton A.J., Polvani L.M.* A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks // *J. Climate.* 2007. V. 20. № 3. P. 449–469.
8. *Charlton A.J., Polvani L.M., Perlwitz J., Sassi F., Manzini E., Shibata K., Pawson S., Nielsen J.E., Rind D.* A new look at stratospheric sudden warmings. Part II: Evaluation of numerical model simulations // *J. Climate.* 2007. V. 20. № 3. P. 470–488.
9. *Matthewman N.J., Esler J.G., Charlton-Perez A.J., Polvani L.M.* A new look at stratospheric sudden warmings. Part III: Polar vortex evolution and vertical structure // *J. Climate.* 2009. V. 22. № 6. P. 1566–1585.
10. Abridged final report of the seventh session of the commission for atmospheric sciences, Manila, 27 February — 10 March 1978. WMO Rep. 509. Geneva: WMO, 1978. 113 p.

11. Flury T., Hocke K., Haefele A., Kämpfer N., Lehmann R. Ozone depletion, water vapor increase, and PSC generation at midlatitudes by the 2008 major stratospheric warming // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. № 18. P. D18302.
12. Kuttippurath J., Nikulin G. A comparative study of the major sudden stratospheric warmings in the Arctic winters 2003/2004–2009/2010 // *Atmos. Chem. Phys.* 2012. V. 12. № 17. P. 8115–8129.
13. Torre L., Garcia R.R., Barriopedro D., Chandran A. Climatology and characteristics of stratospheric sudden warmings in the Whole Atmosphere Community Climate Model // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. № 4. P. D04110.
14. Варгин П.Н., Кострыкин С.В., Ракушина Е.В., Володин Е.М., Погорельцев А.И. Исследование изменчивости дат весенних перестроек циркуляции стратосферы и параметров стратосферного полярного вихря в Арктике по данным моделирования и реанализа // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана.* 2020. Т. 56. № 5. С. 526–539.
15. Savenkova E.N., Kanukhina A.Yu., Pogoreltsev A.I., Merzlyakov E.G. Variability of the springtime transition date and planetary waves in the stratosphere // *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 2012. V. 90–91. P. 1–8.
16. Solomon S., Garcia R.R., Rowland F.S., Wuebbles D.J. On the depletion of Antarctic ozone // *Nature.* 1986. V. 321. P. 755–758.
17. Newman P.A., Kawa S.R., Nash E.R. On the size of the Antarctic ozone hole // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. № 21. P. L21104.
18. Solomon S. Stratospheric ozone depletion: a review of concepts and history // *Rev. Geophys.* 1999. V. 37. № 3. P. 275–316.
19. Manney G.L., Zurek R.W. On the motion of air through the stratospheric polar vortex // *J. Atmos. Sci.* 1994. V. 51. № 20. P. 2973–2994.
20. Sobel A.H., Plumb R.A., Waugh D.W. Methods of calculating transport across the polar vortex edge // *J. Atmos. Sci.* 1997. V. 54. № 18. P. 2241–2260.
21. Finlayson-Pitts B.J., Pitts J.N. Chemistry of the Upper and Lower Atmosphere: Theory, Experiments, and Applications. California: Academic Press, 2000. 969 p.
22. Whiteway J.A., Duck T.J., Donovan D.P., Bird J.C., Pal S.R., Carswell A.I. Measurements of gravity wave activity within and around the Arctic stratospheric vortex // *Geophys. Res. Lett.* 1997. V. 24. № 11. P. 1387–1390.
23. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Hólm E.V., Isaksen I., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavalato C., Thépaut J.-N., Vitart F. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 2011. V. 37. № 656. P. 553–597.
24. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Schepers D., Simmons A., Soci C., Abdalla S., Abellan X., Balsamo G., Bechtold P., Biavati G., Bidlot J., Bonavita M., de Chiara G., Dahlgren P., Dee D., Diamantakis M., Dragani R., Flemming J., Forbes R., Fuentes M., Geer A., Haimberger L., Healy S., Hogan R.J., Hólm E., Janisková M., Keeley S., Laloyaux P., Lopez P., Lupu C., Radnoti G., de Rosnay P., Rozum I., Vamborg F., Villaume S., Thépaut J. N. The ERA5 global reanalysis // *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 2020. V. 146. № 729. P. 1–51.
25. Lawrence Z.D., Manney G.L., Wargan K. Reanalysis intercomparisons of stratospheric polar processing diagnostics // *Atmos. Chem. Phys.* 2018. V. 18. № 18. P. 13547–13579.
26. Smith M.L., McDonald A.J. A quantitative measure of polar vortex strength using the function M // *J. Geophys. Res.* 2014. V. 119. № 10. P. 5966–5985.

27. Holton J. An Introduction to Dynamic Meteorology. 4th Edition. California: Academic Press, 2004. 535 p.
28. Manney G.L., Schwartz M.J., Krüger K., Santee M.L., Pawson S., Lee J.N., Daffer W.H., Fuller R.A., Livesey N.J. Aura Microwave Limb Sounder observations of dynamics and transport during the record-breaking 2009 Arctic stratospheric major warming // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36. № 12. P. L12815.
29. Wang H., Fuller-Rowell T.J., Akmaev R.A., Hu M., Kleist D.T., Iredell M.D. First simulations with a whole atmosphere data assimilation and forecast system: The January 2009 major sudden stratospheric warming // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. № 12. P. A12321.
30. Klimenko M.V., Bessarab F.S., Sukhodolov T.V., Klimenko V.V., Koren'kov Yu.N., Zakharenkova I.E., Chirik N.V., Vasil'ev P.A., Kulyamin D.V., Shmidt Kh., Funke B., Rozanov E.V. Ionospheric effects of the sudden stratospheric warming in 2009: Results of simulation with the first version of the EAGLE model // *Russ. J. Phys. Chem. B.* 2018. V. 12. № 4. P. 760–770.
31. Labitzke K., Kunze M. On the remarkable Arctic winter in 2008/2009 // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. P. D00102.
32. Iida C., Hirooka T., Eguchi N. Circulation changes in the stratosphere and mesosphere during the stratospheric sudden warming event in January 2009 // *J. Geophys. Res.* 2014. V. 119. № 12. P. 7104–7115.
33. Funke B., Ball W., Bender S., Gardini A., Harvey V.L., Lambert A., López-Puertas M., Marsh D.R., Meraner K., Nieder H., Päiväranta S.-M., Pérot K., Randall C.E., Reddmann T., Rozanov E., Schmidt H., Seppälä A., Sinnhuber M., Sukhodolov T., Stiller G.P., Tsvetkova N.D., Verronen P.T., Versick S., von Clarmann T., Walker K.A., Yushkov V. HEPPA-II model–measurement intercomparison project: EPP indirect effects during the dynamically perturbed NH winter 2008–2009 // *Atmos. Chem. Phys.* 2017. V. 17. № 5. P. 3573–3604.
34. Tao M., Konopka P., Ploeger F., Grooß J.-U., Müller R., Volk C.M., Walker K.A., Riese M. Impact of the 2009 major sudden stratospheric warming on the composition of the stratosphere // *Atmos. Chem. Phys.* 2015. V. 15. № 15. P. 8695–8715.
35. Gray L.J., Brown M.J., Knight J., Andrews M., Lu H., O'Reilly C., Anstey J. Forecasting extreme stratospheric polar vortex events // *Nature Communication.* 2020. V. 11. P. 4630.
36. Zuev V.V., Savelieva E. The role of the polar vortex strength during winter in Arctic ozone depletion from late winter to spring // *Polar Sci.* 2019. V. 22. P. 100469.
37. Zuev V.V., Savelieva E. Arctic polar vortex dynamics during winter 2006/2007 // *Polar Sci.* 2020. V. 25. P. 100532.

REFERENCES

1. Waugh D.W., Randel W.J. Climatology of Arctic and Antarctic polar vortices using elliptical diagnostics. *J. Atmos. Sci.* 1999, 56 (11): 1594–1613.
2. Waugh D.W., Polvani L.M. Stratospheric polar vortices. *The Stratosphere: Dynamics, Transport, and Chemistry. Geophysical Monograph Series.* 2010, 190: 43–57.
3. Polvani L.M., Saravanan R. The three-dimensional structure of breaking Rossby waves in the polar wintertime stratosphere. *J. Atmos. Sci.* 2000, 57 (21): 3663–3685.
4. Plumb R.A. Planetary waves and the extratropical winter stratosphere. *The Stratosphere: Dynamics, Transport, and Chemistry. Geophysical Monograph Series.* 2010, 190: 23–41.
5. Butler A.H., Seidel D.J., Hardiman S.C., Butchart N., Birner T., Match A. Defining Sudden Stratospheric Warmings. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2015, 96 (11): 1913–1928.
6. Limpasuvan V., Thompson D.W.J., Hartmann D.L. The life cycle of the Northern Hemisphere sudden stratospheric warmings. *J. Climate.* 2004, 17 (13): 2584–2596.

7. Charlton A.J., Polvani L.M. A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks. *J. Climate*. 2007, 20 (3): 449–469.
8. Charlton A.J., Polvani L.M., Perlwitz J., Sassi F., Manzini E., Shibata K., Pawson S., Nielsen J.E., Rind D. A new look at stratospheric sudden warmings. Part II: Evaluation of numerical model simulations. *J. Climate*. 2007, 20 (3): 470–488.
9. Matthewman N.J., Esler J.G., Charlton-Perez A.J., Polvani L.M. A new look at stratospheric sudden warmings. Part III: Polar vortex evolution and vertical structure. *J. Climate*. 2009, 22 (6): 1566–1585.
10. Abridged final report of the seventh session of the commission for atmospheric sciences, Manila, 27 February — 10 March 1978. WMO Rep. 509. Geneva: WMO, 1978: 113 p.
11. Flury T., Hocke K., Haefele A., Kämpfer N., Lehmann R. Ozone depletion, water vapor increase, and PSC generation at midlatitudes by the 2008 major stratospheric warming. *J. Geophys. Res.* 2009, 114 (18): D18302.
12. Kuttippurath J., Nikulin G. A comparative study of the major sudden stratospheric warmings in the Arctic winters 2003/2004–2009/2010. *Atmos. Chem. Phys.* 2012, 12 (17): 8115–8129.
13. Torre L., Garcia R.R., Barriopedro D., Chandran A. Climatology and characteristics of stratospheric sudden warmings in the Whole Atmosphere Community Climate Model. *J. Geophys. Res.* 2012, 117 (4): D04110.
14. Vargin P.N., Kostykin S.V., Rakushina E.V., Volodin E.M., Pogoreltsev A.I. Study of the variability of spring breakup dates and Arctic stratospheric polar vortex parameters from simulation and reanalysis data. *Izvestiia RAN. Fizika atmosfery i okeana*. Atmos. Ocean. Phys. 2020, 56 (5): 458–469. [In Russian].
15. Savenkova E.N., Kanukhina A. Yu., Pogoreltsev A.I., Merzlyakov E.G. Variability of the springtime transition date and planetary waves in the stratosphere. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 2012, 90–91: 1–8.
16. Solomon S., Garcia R.R., Rowland F.S., Wuebbles D.J. On the depletion of Antarctic ozone. *Nature*. 1986, 321: 755–758.
17. Newman P.A., Kawa S.R., Nash E.R. On the size of the Antarctic ozone hole. *Geophys. Res. Lett.* 2004, 31 (21): L21104.
18. Solomon S. Stratospheric ozone depletion: a review of concepts and history. *Rev. Geophys.* 1999, 37 (3): 275–316.
19. Manney G.L., Zurek R.W. On the motion of air through the stratospheric polar vortex. *J. Atmos. Sci.* 1994, 51 (20): 2973–2994.
20. Sobel A.H., Plumb R.A., Waugh D.W. Methods of calculating transport across the polar vortex edge. *J. Atmos. Sci.* 1997, 54 (18): 2241–2260.
21. Finlayson-Pitts B.J., Pitts J.N. Chemistry of the Upper and Lower Atmosphere: Theory, Experiments, and Applications. California: Academic Press, 2000: 969 p.
22. Whiteway J.A., Duck T.J., Donovan D.P., Bird J.C., Pal S.R., Carswell A.I. Measurements of gravity wave activity within and around the Arctic stratospheric vortex. *Geophys. Res. Lett.* 1997, 24 (11): 1387–1390.
23. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes H., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Hólm E.V., Isaksen I., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavalato C., Thépaut J.-N., Vitart F. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 2011, 37 (656): 553–597.
24. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Schepers D., Simmons A., Soci C., Abdalla S., Abellan X., Balsamo G., Bechtold P., Biavati G., Bidlot J., Bonavita M., de Chiara G., Dahlgren P., Dee D., Diamantakis M.,

Dragani R., Flemming J., Forbes R., Fuentes M., Geer A., Haimberger L., Healy S., Hogan R.J., Hólm E., Janisková M., Keeley S., Laloyaux P., Lopez P., Lupu C., Radnoti G., de Rosnay P., Rozum I., Vamborg F., Villaume S., Thépaut J.-N. The ERA5 global reanalysis. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 2020, 146 (729): 1–51.

25. Lawrence Z.D., Manney G.L., Wargan K. Reanalysis intercomparisons of stratospheric polar processing diagnostics. *Atmos. Chem. Phys.* 2018, 18 (18): 13547–13579.

26. Smith M.L., McDonald A.J. A quantitative measure of polar vortex strength using the function M. *J. Geophys. Res.* 2014, 119 (10): 5966–5985.

27. Holton J. An Introduction to Dynamic Meteorology. 4th Edition. California: Academic Press, 2004: 535 p.

28. Manney G.L., Schwartz M.J., Krüger K., Santee M.L., Pawson S., Lee J.N., Daffer W.H., Fuller R.A., Livesey N.J. Aura Microwave Limb Sounder observations of dynamics and transport during the record-breaking 2009 Arctic stratospheric major warming. *Geophys. Res. Lett.* 2009, 36 (12): L12815.

29. Wang H., Fuller-Rowell T.J., Akmaev R.A., Hu M., Kleist D.T., Iredell M.D. First simulations with a whole atmosphere data assimilation and forecast system: The January 2009 major sudden stratospheric warming. *J. Geophys. Res.* 2011, 116 (12): A12321.

30. Klimenko M.V., Bessarab F.S., Sukhodolov T.V., Klimenko V.V., Koren'kov Yu.N., Zakharenkova I.E., Chirik N.V., Vasil'ev P.A., Kulyamin D.V., Shmidt Kh., Funke B., Rozanov E.V. Ionospheric effects of the sudden stratospheric warming in 2009: Results of simulation with the first version of the EAGLE model. *Russ. J. Phys. Chem. B.* 2018, 12 (4): 760–770.

31. Labitzke K., Kunze M. On the remarkable Arctic winter in 2008/2009. *J. Geophys. Res.* 2009, 114: D00I02.

32. Iida C., Hirooka T., Eguchi N. Circulation changes in the stratosphere and mesosphere during the stratospheric sudden warming event in January 2009. *J. Geophys. Res.* 2014, 119 (12): 7104–7115.

33. Funke B., Ball W., Bender S., Gardini A., Harvey V.L., Lambert A., López-Puertas M., Marsh D.R., Meraner K., Nieder H., Päiväranta S.-M., Pérot K., Randall C.E., Reddmann T., Rozanov E., Schmidt H., Seppälä A., Sinnhuber M., Sukhodolov T., Stiller G.P., Tsvetkova N.D., Verronen P.T., Versick S., von Clarmann T., Walker K.A., Yushkov V. HEPPA-II model–measurement intercomparison project: EPP indirect effects during the dynamically perturbed NH winter 2008–2009. *Atmos. Chem. Phys.* 2017, 17 (5): 3573–3604.

34. Tao M., Konopka P., Ploeger F., Grooß J.-U., Müller R., Volk C.M., Walker K.A., Riese M. Impact of the 2009 major sudden stratospheric warming on the composition of the stratosphere. *Atmos. Chem. Phys.* 2015, 15 (15): 8695–8715.

35. Gray L.J., Brown M.J., Knight J., Andrews M., Lu H., O'Reilly C., Anstey J. Forecasting extreme stratospheric polar vortex events. *Nature Communication.* 2020, 11: 4630.

36. Zuev V.V., Savelieva E. The role of the polar vortex strength during winter in Arctic ozone depletion from late winter to spring. *Polar Sci.* 2019, 22: 100469.

37. Zuev V.V., Savelieva E. Arctic polar vortex dynamics during winter 2006/2007. *Polar Sci.* 2020, 25: 100532.

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-2-147-164>
УДК 551.5

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

EVALUATION OF COASTAL ANTARCTIC PRECIPITATION
IN LMDZ6 GLOBAL ATMOSPHERIC MODEL USING
GROUND-BASED RADAR OBSERVATIONS

FLORENTIN LEMONNIER^{1,2*}, ALIZÉE CHEMISON³, GERHARD KRINNER⁴,
JEAN-BAPTISTE MADELEINE¹, CHANTAL CLAUD¹, CHRISTOPHE GENTHON¹

¹ — Sorbonne Université, École normale supérieure, PSL Research University, École polytechnique,
CNRS, Laboratoire de Météorologie dynamique, LMD/IPSL, F-75005 Paris, France

² — Escape Productions, F-75004 Paris, France

³ — Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CNRS-CEA-UVSQ – UMR8212,
CE Saclay, France

⁴ — Université Grenoble Alpes, CNRS, Institut des Géosciences de l'Environnement,
Grenoble, France

contact@escape-productions.com

Summary

In the current context of climate change in the poles, one of the objectives of the APRES3 (Antarctic Precipitation Remote Sensing from Surface and Space) project was to characterize the vertical structure of precipitation in order to better simulate it. Precipitation simulated by models in Antarctica is currently very widespread and it overestimates the data. Sensitivity studies have been conducted using a global climate model and compared to the observations obtained at the Dumont d'Urville coast station, obtained by a Micro Rain Radar (MRR). The LMDz/IPSL general circulation model, with zoomed configuration over Dumont d'Urville, has been considered for this study. A sensitivity study was conducted on the physical and numerical parameters of the LMDz model with the aim of estimating their contribution to the precipitation simulation. Sensitivity experiments revealed that changes in the sedimentation and sublimation parameters do not significantly impact precipitation rate. However, dissipation of the LMDz model, which is a numerical process that dissipates spatially excessive energy and keeps the model stable, impacts precipitation indirectly but very strongly. A suitable adjustment of the dissipation reduces significantly precipitation over Antarctic peripheral area, thus providing a simulated profile in better agreement with the MRR observations.

Keywords: Antarctic precipitation, General Circulation Model evaluation, numerical dissipation evaluation, polar climate modeling.

For Citation: Lemonnier F., Chemison A., Krinner G., Madeleine J.-B., Claud C., Genthon C. Evaluation of coastal Antarctic precipitation in LMDz6 global atmospheric model using ground-based radar observations. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2021, 67 (2): 147–164. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-2-147-164>.

Received 09.06.2021

Revised 25.06.2021

Accepted 28.06.2021

ОЦЕНКА ОСАДКОВ В ПРИБРЕЖНЫХ РАЙОНАХ АНТАРКТИКИ В ГЛОБАЛЬНОЙ МОДЕЛИ АТМОСФЕРЫ LMDZ6 С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ НАЗЕМНЫХ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Ф. ЛЕМОНИЕ^{1,2*}, А. ШЕМИСО³, Г. КРИНЕР⁴,
Ж.-Б. МАДЕЛАН¹, Ш. КЛО¹, К. ЖЕНТОН¹

¹ — Лаборатория динамической метеорологии, LMD/IPSL,
Университет Сорбонна, Высшая нормальная школа, Политехническая школа,
Парижский исследовательский университет, НЦНИ, Париж, Франция

² — Эскейп Продакшнс, Париж, Франция

³ — Лаборатория наук о климате и окружающей среде, НЦНИ,
Комиссариат по атомной энергии и альтернативным энергиям,
Версальский университет «Сен-Кантен-ан-Ивелин», Сакле, Франция

⁴ — Университет Гренобль Альпы, НЦНИ, Институт наук о Земле, Гренобль, Франция

contact@escape-productions.com

Резюме

В текущем тренде изменения климата на полюсах одна из задач проекта APRES3 (Дистанционное зондирование осадков в Антарктике с поверхности и из космоса) заключается в том, чтобы уточнить вертикальную структуру осадков и повысить качество их прогноза. Известные результаты моделирования осадков в Антарктиде базируются на данных с высокой степенью неопределенности и сильно разнятся. Исследование избирательной чувствительности расчета осадков проводилось на основе глобальной климатической модели и сопоставлялось с наблюдениями, полученными с помощью метеорадара (MRR) на береговой станции Дюмон-д'Юрвиль. Использовалась LMDz/IPSL-модель общей циркуляции с повышенной детализацией в районе станции Дюмон-д'Юрвиль. Была выполнена оценка вклада физических и численных параметров данной модели в расчет осадков. Вычислительные эксперименты показали, что изменения параметров седиментации и сублимации не влияют существенно на прогнозируемую скорость выпадения осадков. Однако диссипация, возникающая в модели LMDz в процессе вычислений, рассеивая пространственно избыточную энергию и обеспечивая устойчивость модели, хотя и косвенно, но очень сильно влияет на рассчитываемую величину осадков. Адекватная подгонка уровня рассеивания при моделировании значительно снижает количество осадков в периферийных районах Антарктики, обеспечивая таким образом лучшее согласование моделируемого профиля с данными метеорадарных наблюдений.

Ключевые слова: антарктические осадки, моделирование полярного климата, оценка численной диссипации, оценка модели общей циркуляции.

Для цитирования: Lemonnier F., Chemison A., Krinner G., Madeleine J.-B., Claud C., Genthon C. Evaluation of coastal Antarctic precipitation in LMDz6 global atmospheric model using ground-based radar observations. *Problemy Arktiki i Antarkтики*. 2021, 67 (2): 147–164. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-2-147-164>.

Поступила 09.06.2021

После переработки 25.06.2021

Принята 28.06.2021

1. INTRODUCTION

Between 1880 and 2012, the Earth's mean global temperature increased by 0.85 ± 0.2 °C, and this warming is predicted to intensify during the 21st century. As temperatures warm, sea level rises as continental ice melts and the oceans expand thermally. Sea levels have already increased by 190 ± 20 mm between 1901 and 2010 and the Antarctic contribution is estimated at 0.27 mm-yr^{-1} [1]. Antarctica has already lost

2720 ± 1390 billion tonnes of ice between 1992 and 2017 [2]. To understand the impact of the Antarctic ice cap on mean sea level, it is essential to calculate its mass balance.

Precipitation represents the only positive contribution of the surface mass balance, but is difficult to assess over this continent. Precipitation estimates are inferred from surface accumulation observations during field campaigns, but is affected by high wind speeds over the ice-sheet leading to under-estimation of the snow accumulation [3]. It is also observed from space with the CloudSat satellite [4] and recent studies have greatly improved confidence in the results of this satellite [5, 6]. However, the observations are unavailable below 1200 meters above the surface due to contamination of radar reflections by icy surfaces [7]. There are also in-situ observations of precipitation measurements and snow accumulation. However, field campaigns allowing this are difficult to be conducted and are mainly located near the coast [8].

Climate models are used to analyze and understand dynamical and physical processes, such as precipitation, and then to predict the future climate of Antarctica. Different types of climate models exist, ranging from basic 1D models to meso-scale and coupled global climate models. These models provide a better understanding of the current climate with its fluctuations, as well as a prediction of future climate change. This ability to predict climate change makes it a particularly interesting tool, notably for the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP, [9]) in the current context of global warming. These models have different uses, depending on whether they are global or regional, as well as different levels of complexity and various horizontal and vertical resolutions. The calculation time is crucial, so a regional model can easily include developed and complex physical processes, while a global model has to provide suitable simulations in any region of the globe thus limiting the complexity of the processes it integrates.

Most climate models predict that the Antarctic ice sheet surface mass balance is subject to increase due to higher precipitation rate, which is itself associated with an increase in atmospheric temperature [10]. This change in precipitation ranges from 5.5 to 24.4 % during the 21st century, depending on greenhouse gas emissions scenarios. However, the Palermé et al. [11] and Roussel et al. [12] studies presenting an intercomparison of CMIP5 and CMIP6 models with CloudSat observations and ERA-Interim reanalysis shows that the models overestimate precipitation in comparison with CloudSat climatology [4], sometimes by more than 100 %. And even though the simulated surface precipitation is compared to an observation level at an altitude of 1200 meters above the local surface, the discrepancy between data and models is large, and questionable for the future prediction of precipitation. In addition, the agreement between data and models is even worse for the simulation of precipitation on the plateau than over the peripheral regions [11–12].

Since November 2015, during a field campaign at the French base in Dumont d'Urville, instruments have been installed, including a Micro Rain Radar (MRR) observing clouds and precipitation particles from surface [13]. This instrument has provided a continuous vertical structure of precipitation and its climatology. Among other results, this has highlighted the sublimation of precipitation by katabatic winds, as well as providing information on the mean sedimentation rate of precipitation [14–15]. This vertical profile is also an excellent tool for evaluating the simulated vertical structure of precipitation.

In this study, we propose to evaluate the vertical structure of precipitation at Dumont d'Urville, simulated by the general circulation model LMDz [16, 17], using the MRR dataset. This model is the atmospheric component of the coupled IPSL model.

This model having different degrees of complexity because of different uses, it is important to verify how precipitation is simulated by itself, and especially to verify if the vertical profile of precipitation is in agreement with the observed profile. In section 2, the model configuration and the ground radar observations are presented to do this study. The sensitivity experiments performed on each configuration of the LMDz model and their results are discussed in section 3. Then, an exploration of numerical dissipation in the LMDz model applied to temperature and its impact in simulated precipitation is discussed in section 4. Finally, we conclude this study in section 5.

2. METHODS

2.1. The LMDz-IPSL climate model

The LMDz dynamical core is based on finite difference and finite volume discretization of the primitive equations of meteorology and transport equations, coupled to a set of physical parameterizations [16,17]. The radiative transfer scheme is the Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) from [18]. Clouds are predicted by a statistical cloud scheme which is described in detail in Madeleine et al. [17]. Regarding the microphysics of cold clouds, a fraction f_{iw} of the condensed water qc is assumed to be frozen, depending on the temperature between 273.15 K where $f_{iw} = 0$ and 243.15 K where $f_{iw} = 1$. Then a fraction of the condensed water is partially precipitated according to Zender and Kiehl [19]. The associated sink of cloud water is:

$$\frac{dq_{iw}}{dt} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (\rho w_i q_{iw}), \quad (1)$$

where $w_{iw} = \gamma_{iw} \cdot w_0$, $w_0 = 3.29(\rho q_{iw})^{0.16}$ being the characteristic sedimentation rate of ice crystals given by Heymsfield and Donner [20] depending on the solid cloud water and γ_{iw} being a tunable parameter. Precipitation is then re-evaporated and included into the vapor water following:

$$\frac{dP}{dz} = \beta \left(1 - \frac{q}{q_{sat}} \right) \sqrt{P}, \quad (2)$$

where P is the precipitation flux and β is a tunable parameter.

This model configuration only admits the atmospheric model, without taking into account vegetation or ocean circulation models. However, there is a surface scheme. It is composed of four categories: oceans, continental surfaces, sea-ice and glaciers. The surface fluxes are calculated by taking into account the parameters of each type of surface. Regarding thermal conduction of the ice cap and surface properties, the albedo in the near IR is 0.68 and 0.96 in the visible, the thermal inertia is $2000 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{s}^{-1/2}$, which is a typical value of pure ice [21]. In order to have the better resolution possible above Dumont d'Urville with a GCM, the model is stretched longitudinally and latitudinally, reaching a horizontal resolution of ~ 25 km. We nudged the LMDz model with wind, temperature and humidity extracted from ERA-Interim reanalysis with a 6-hours time-step outside the zoom. It is nudge-free inside the zoomed area [22]. This allows us to use the full physics, not influenced by the nudging tendencies, inside the zoomed region while having at the same time the best atmospheric conditions outside this zoomed region.

The model has 79 vertical levels in its current configuration, with refinement in the boundary layer troposphere. The vertical precipitation profile studied at Dumont d'Urville

in the LMDz model is selected over continental surface. A spin-up of 4 months is necessary to balance the model, then each simulation is conducted for one month corresponding to our dataset period.

2.2. Micro Rain Radar (MRR) observations

The MRR is a vertically profiling Doppler radar operating at a frequency of 24.3 GHz (K-band) and having a beamwidth of 2° (around 50 m in diameter at 3000 m). The vertical resolution is set to 100 m per bin ranging from 300 – first valid available measurements – to 3000 m [13]. The MRR's raw measurement – Doppler spectral densities – are available at 10s temporal resolution then minute averaged. The collected data are processed using the IMProTool developed by Maahn and Kollias [23]. The radar reflectivity derived from MRR was calibrated by comparison with a colocated X-band polarimetric radar over the period from December 2015 to January 2016 (for more details, see [13]. Through this calibration with the second radar, the reflectivity (at X-band) is converted into snowfall rates using a radar reflectivity $Ze/20$ snowfall rate Sr relation [13] :

$$Ze = 76 \cdot Sr^{0.91}, \quad (3)$$

with Ze the radar reflectivity (in dBZ) and Sr the snowfall rate (in mm/hr). Grazioli et al. [13], proposed a range of values of [69–83] for the prefactor and [0.78–1.09] for the exponent corresponding to a confidence interval of 95 %.

The period selected for this study is February 2017. During this period precipitation events are particularly frequent with different amplitudes and durations. Rather than studying a particular event, we focus on the monthly accumulation of precipitation at each vertical level of the MRR. The monthly accumulation of precipitation is presented in Figure 1. The sublimated part of the precipitation can be clearly observed below 1000 meters, due to katabatic winds [14].

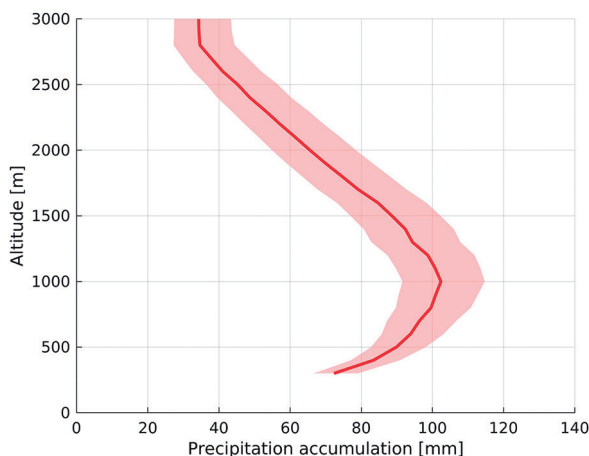


Fig. 1. Vertical precipitation accumulation over the February 2017 period recorded by the MRR. Red filled area corresponds to the 95 % confidence interval of the MRR observations

Рис. 1. Вертикальное накопление осадков за февраль 2017 г., зарегистрированное метеорадаром. Область, закрашенная красным, соответствует 95 % доверительному интервалу наблюдений метеорадара

2.3. Description of sensitivity experiments

Models are very sensitive to horizontal resolution, as the consideration of many parameterizations will strongly depend on it. We used different dimensions of the grids as well as the size of the domain under study. Two domains are presented: the first is $250 \text{ km} \times 250 \text{ km}$, the second is $1000 \text{ km} \times 1000 \text{ km}$, and they are called respectively SMALL and BIG. These areas are presented in Figure 2, the maps are at the size of the zoomed region of the BIG simulation and the red frames represent the size of the zoomed region of the SMALL simulation. We evaluated the horizontal resolution of LMDz by performing simulations on two zoomed domains of different sizes. Indeed, when zooming with the LMDz model, the zoomed region can be widened. The size of the “SMALL” zoom domain in LMDz allows the model to adapt its own physics inside the zoom in an environment where large-scale wind, temperature and humidity advections are controlled by ERA-Interim reanalyses. The 5 second configuration with a BIG domain is larger, so the model can have its own mesocyclonic circulations within the zoom. The center of the zoom is in this case not very affected by the ERA-Interim reanalysis.

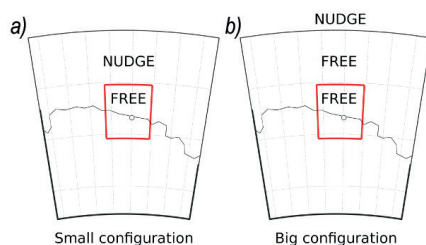


Fig. 2. Representation of the LMDz SMALL (a) and BIG (b) domains

Рис. 2. Представление МАЛОГО (a) и БОЛЬШОГО (b) доменов в модели LMDz

The first sensitivity experiment is evaluating the feedback of the LMDz model to the extent of the nudged-free zoomed domain. Indeed, in the case where the zoom area is restricted in size, the center of the zoom is very sensitive to forcing outside this area. This case is similar to a regional climate model. Inversely, when the zoom area is large, the center of the zoom area is less affected by the forcings imposed on it from the outside and the model is more like a global climate model in a free configuration.

The second experiment studies the sensitivity of solid precipitation to sedimentation velocity rate. To do so, we have tested different values of the parameter w_{iw} in the equation 1 through its parameter γ_{iw} . The different imposed values are summarized in Table 1.

It is important to note the difference between experiment *SedEx* 02 whose sedimentation rate tends towards 1 m.s^{-1} and the experiment *SedEx* 03 which sedimentation

Table 1

Sedimentation rate experiments on LMDz precipitation simulation

Таблица 1

Эксперименты по скорости седиментации при моделировании осадков в LMDz

Experiment	Sedimentation rate, m.s^{-1}
Control simulation	$\gamma_{iw} w_0 \rightarrow 0.25$
<i>SedEx</i> 01	$\gamma_{iw} w_0 \rightarrow 0.5$
<i>SedEx</i> 02	$\gamma_{iw} w_0 \rightarrow 1$
<i>SedEx</i> 03	$\gamma_{iw} w_0 = 1$

Table 2

Sublimation tunable parameter experiments on LMDz precipitation evaporation

Таблица 2

Эксперименты с настраиваемыми параметрами сублимации по испарению осадков в модели LMDz

Experiment	β sublimation parameter
Control simulation	$\beta = 2 \cdot 10^{-4}$
<i>SubEx</i> 01	$\beta = 4 \cdot 10^{-4}$
<i>SubEx</i> 02	$\beta = 8 \cdot 10^{-4}$
<i>SubEx</i> 03	$\beta = 2 \cdot 10^{-3}$

rate is equal to $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (see equation 1). Indeed, the value of w_0 is varying with q_{iw} and the air density as a function of pressure and temperature. In the *SedEx* 03 experiment, this variation is not taken into account.

The third sensitivity study with LMDz has been performed on the precipitation sublimation equation 2. To do this, several orders of magnitude have been fixed to β tunable parameter value. These values are summarized in the table 2.

3. RESULTS OF SENSITIVITY EXPERIMENTS

3.1. Horizontal resolution in LMDz

We have evaluated two horizontal configurations of LMDz with different sizes of the zoomed domain. The SMALL configuration is a zoomed domain with a size of $250 \times 250 \text{ km}$ and the BIG configuration is a zoomed domain with a size of $1000 \times 1000 \text{ km}$. It is important

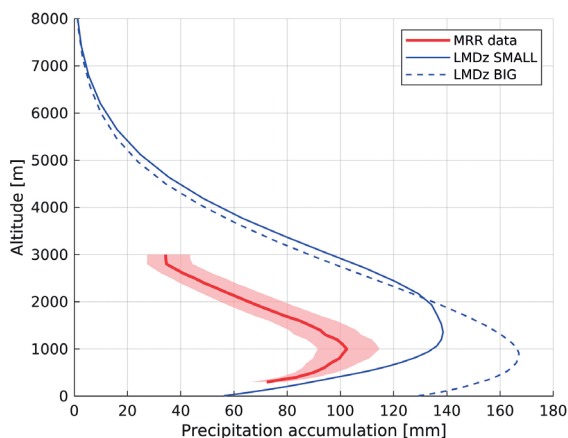


Fig. 3. Precipitation profiles simulated with LMDz and compared with MRR observations. Blue solid line corresponds to LMDz configuration with a SMALL zoomed domain. Blue dashed line correspond to LMDz configuration with a BIG zoomed domain. Red solid line is the observed MRR vertical profile of precipitation accumulation and red filled area corresponds to the 95 % confidence interval of the MRR observations

Рис. 3. Сопоставление профилей осадков, рассчитанных по модели LMDz, с наблюдениями метеорадаара. Синяя сплошная линия соответствует зуму конфигурации LMDz для МАЛОГО домена. Синяя пунктирная линия — зум конфигурации LMDz для БОЛЬШОГО домена. Красная сплошная линия представляет собой вертикальный профиль накопления осадков по данным метеорадаара; закрашенная красным область соответствует 95 % доверительному интервалу наблюдений метеорадаара

to note that there is the same horizontal resolution inside the zoom. Figure 3 shows the accumulation profiles at Dumont d'Urville resulting from this experiment. The BIG simulation produces a high precipitation accumulation on the surface with 130 mm compared to 55 mm for the SMALL simulation. The two simulated precipitation profiles overestimate the observed accumulation profile. The maximum before inversion of the BIG simulation is below 1000 m, which is in accordance with the observations. The maximum precipitation of the SMALL simulation is at a higher altitude, at 1200 m.

3.2. LMDz microphysical parameterizations

Considering that the SMALL configuration of the LMDz model is in better agreement with observations than BIG configuration (see Figure 3), and that the large-scale advected fields are well known thanks to ERA-Interim reanalysis, we performed this experiment in order to evaluate the physics of the model only. Figure 4 presents sensitivity experiments summarized in Tables 1 and 2, in comparison with MRR vertical observed precipitation accumulation profile. The surface precipitation rate appears to be in agreement with the MRR at 300 m. However, the amount of simulated precipitation is far too high in all experiments. The maximum precipitation reached by the MRR exceeds 100 mm of accumulation at 1000 m, while the model simulates almost 50 mm more. Moreover, precipitation variations in the simulated profiles, either for the sedimentation rate experiment or the sublimation experiment, are small.

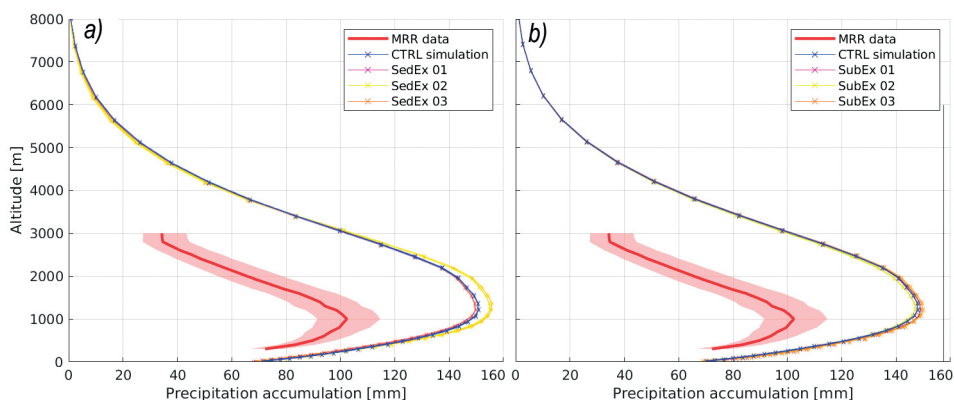


Fig. 4. Precipitation accumulation profiles of SMALL LMDz simulations. Red solid line is the observed MRR vertical profile of precipitation accumulation and red filled area corresponds to the 95 % confidence interval of the MRR observations. Blue solid line corresponds to the standard LMDz zoomed configuration with a 25 km horizontal resolution and a SMALL domain. Purple, yellow and orange solid lines correspond to sensitivity experiments summarized in Table 1 for (a) and in Table 2 for (b)

Рис. 4. Профили накопления осадков для МАЛОГО домена в модели LMDz. Красная сплошная линия представляет собой вертикальный профиль накопления осадков по данным метеорадара; закрашенная красным область соответствует 95 % доверительному интервалу наблюдений метеорадара. Синяя сплошная линия соответствует МАЛОМУ домену при стандартной детализации модели LMDz с горизонтальным разрешением 25 км. Сплошные пурпурная, желтая и оранжевая линии соответствуют вычислительным экспериментам с параметрами, представленными в таблицах 1 (a) и 2 (b)

3.3. Discussion on the resolution and the microphysics

Figure 3 shows a significant difference in the amount of simulated precipitation between BIG and SMALL LMDz simulations. One of the zoomed regions being small and its circulation very sensitive to ERA-Interim reanalysis while the other being big enough to allow mesoscale circulations to develop without influence from ERA-Interim reanalysis, we verified if the temperature and humidity fields are at the origin of this difference. Figures 5a and 5b present the absolute difference in potential temperature at 950 hPa and 500 hPa respectively between SMALL simulation and BIG simulation. Figures 5c and 5d present the absolute difference in specific humidity at 950 hPa and 500 hPa and

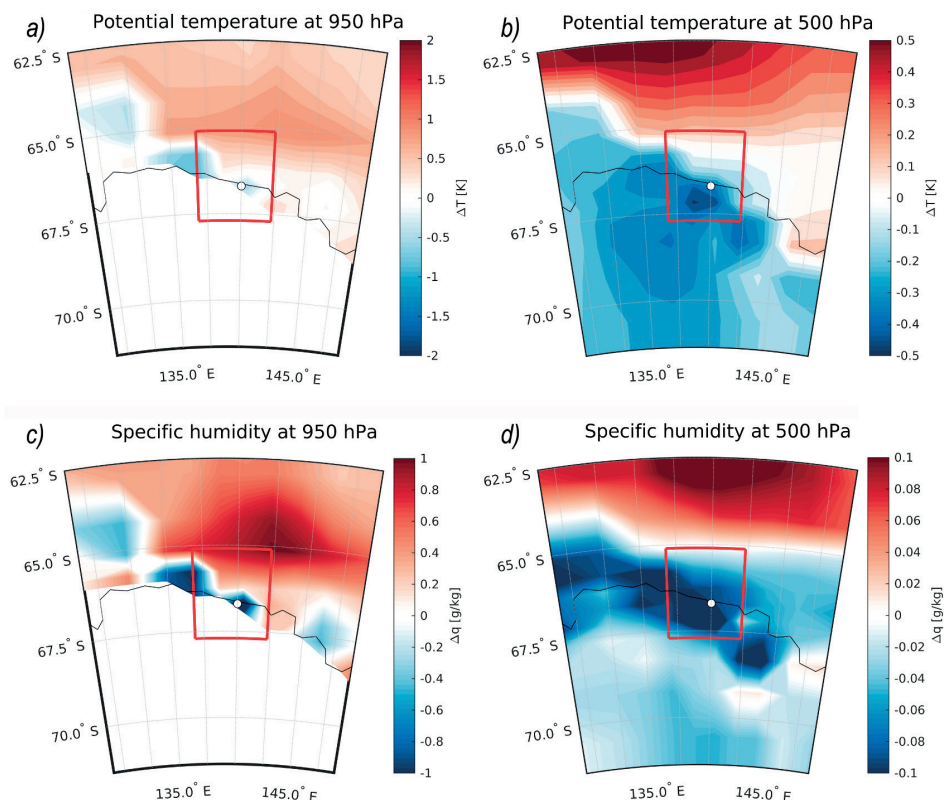


Fig. 5. Difference of potential temperature in LMDz between SMALL and BIG simulations: at 950 hPa (a); at 500 hPa (b). Difference of specific humidity between SMALL and BIG simulations: at 950 hPa (c); at 500 hPa (d). The zoomed area of the SMALL domain is represented by the red frame and the zoomed area of the BIG domain is represented by the size of the map. The colours range from blue to red. When the SMALL configuration overestimates a variable compared to the BIG configuration, the color is red

Рис. 5. Различие потенциальной температуры в расчетах LMDz для МАЛОГО и БОЛЬШОГО доменов: при 950 гПа (a); аналогичные результаты при 500 гПа (b). Различие удельной влажности для МАЛОГО и БОЛЬШОГО доменов: при 950 гПа (c); аналогичные результаты при 500 гПа (d). Область детализации МАЛОГО домена ограничена красной рамкой, а область детализации БОЛЬШОГО домена совпадает с размерами карты. Цвета палитры изменяются от синего до красного. Когда в случае малой конфигурации значение какой-либо характеристики завышается по сравнению с большой, цвет становится красным

500 hPa respectively between SMALL simulation and BIG simulation. For the SMALL simulation, the wind, temperature and humidity trends outside the zoomed region are constrained by ERA-Interim. This means that outside the red frame, the BIG simulation is closely following ERA-Interim reanalysis. Concerning the temperature, the model in its BIG configuration is warmer than the SMALL configuration over the continent and colder over the ocean. There is clearly a more humid air mass above Dumont d'Urville in the BIG simulation. And in a general way, the continent and the ocean region along the coasts are moister in the BIG simulation, with a correlation between temperature and humidity. This shows that mesoscale circulations in the LMDz model redistribute quantities of potential temperature and humidity, thus concentrating moisture along the coasts, as seen on Figures 5c and 5d, with a warm bias over the Antarctic continent, as seen on Figure 5a and 5b.

Sensitivity tests on the microphysics of LMDz have shown that it has almost no impact on the amount of simulated precipitation. In addition, the amount of simulated precipitation overestimates by approximately 50 % the amount of precipitation observed along the vertical profile at Dumont d'Urville. The existing microphysics of the LMDz model does not balance first order warm and moist biases for the representation of polar solid precipitation.

4. EXPLORING THE IMPACT OF LMDZ NUMERICAL DISSIPATION ON PRECIPITATION

LMDz, like many GCM, implements a dissipation scheme to prevent the accumulation of energy at scales close to the grid resolution. These accumulations of energy appear when GCM is not resolving turbulent scales at the grid resolution [24, 25]. In the LMDz model, it involves a spatial displacement of dynamic or thermal fields, which can induce, for example, local warming or a variation in dynamics created by purely numerical processes. Thus, a model that is too dissipative may generate precipitation that has no physical relevance.

The dissipation is expressed in LMDz as an iterated Laplacian term on a given variable ψ as follows:

$$\left[\frac{d\psi}{dt} \right]_{dissip} = \frac{(-1)^{q_d+1} l_{min}^{2q_d}}{\tau^\psi} \nabla^{2q_d} \psi, \quad (4)$$

where q_d is the order of dissipation and τ^ψ the damping timescale associated with the variable ψ at the smallest spatial scale $10 l_{min}$, depending on the horizontal resolution of the model. q_d is an iterative operator, it acts as a filter on the spatial resolution. When $q_d = 1$, the process is overly dissipative on circulations at large scales and at higher values, dissipation occurs more at the grid scale than at the large scale. Large values of τ^ψ means weaker dissipation. Indeed, τ^ψ represents the time to dissipate a perturbation on variable ψ developing at the spatial scale l_{min} . The three variables designated by ψ are vorticity and divergence of winds, and potential temperature. They are chosen to set horizontal dissipation on the rotational component of the dynamic flows (qdotrot and tdotrot, i.e. Rossby waves), its divergent component (q_d^{div} and τ^{div} , i.e. gravity waves) and the diabatic perturbations (q_d^h and τ_h i.e. latent heat of condensation, rain re-evaporation, snow sublimation, ...).

In LMDz, and more generally in the GCMs methodology, q_d and τ are determined empirically. A trade-off between model stability, damping energy at the smallest scales and minimizing impact on the large-scale flows is sought. There are general rules for refining the dissipation parameters for LMDz, with q_d ranging between 1 and 4, and τ taking values ranging between one and two hours for a $0.5^\circ - 1^\circ$ GCM simulation. The standard configuration of the LMDz model uses as dissipation values $q_d^{div} = 1$, $q_d^{rot} = 2$, $q_d^h = 2$ as operators and $\tau^{div} = 600$ s, $\tau^{rot} = 1200$ s, $\tau^h = 1200$ s as timescales.

4.1. Sensitivity experiments results

In order to study and understand the impact of the different dissipation parameters on precipitation, we have performed sensitivity tests that are summarized in the table 3. For all sensitivity tests, the resulting simulations are less dissipative than the control simulation. The corresponding vertical precipitation accumulation profiles are shown in the Figure 6. These experiments were performed on the two configurations of the LMDz under consideration, the results and behaviors are similar but we will only present those performed on the SMALL configuration, which has a precipitation profile closer to the observed profile (see Figure 3).

Table 3

Dissipation parameter experiments on SMALL LMDz precipitation

Таблица 3

Эксперименты с параметрами диссипации для малого домена в модели LMDz		
Experiment	q_d parameter	τ parameter
D01	$q_d^{div} = 2$	—
D02	$q_d^{rot} = 4$	—
D03	$q_d^h = 4$	—
D04	—	$\tau^{div} = 1200$ s
D05	—	$\tau^{rot} = 2400$ s
D06	—	$\tau^h = 2400$ s
D07	$q_d^{div} = 2$; $q_d^{rot} = 4$; $q_d^h = 4$	—
D08	—	$\tau^{div} = 1200$ s; $\tau^{rot} = 2400$ s; $\tau^h = 2400$ s
D09	$q_d^{div} = 2$; $q_d^{rot} = 4$; $q_d^h = 4$	$\tau^{div} = 1200$ s; $\tau^{rot} = 2400$ s; $\tau^h = 2400$ s
D10	$q_d^{div} = 2$; $q_d^{rot} = 4$	$\tau^{div} = 1200$ s; $\tau^{rot} = 2400$ s
D11	$q_d^h = 4$	$\tau^h = 2400$ s

Note. The values displayed in the table correspond only to tested parameters. When a parameter is not modified, its value corresponds to the standard parameters of LMDz and it is not displayed.

In a general way, sensitivity experiments on and parameters have little impact on precipitation. The same applies to the τ^{div} and τ^{rot} parameters. However, the dissipation applied to the parameter τ^h has a strong impact on the dissipation profile, as observed on the simulations D03, D06 and D11. For the D07 simulation, where all q_d parameters are modified, it can be deduced that the excellent agreement between the simulated and observed precipitation is due mainly to the modifications on diabatic perturbations.

Finally, the D09 experiment best reproduces the MRR observations. Indeed, the simulated profile is very close to the observed profile and within the confidence range of the instrument.

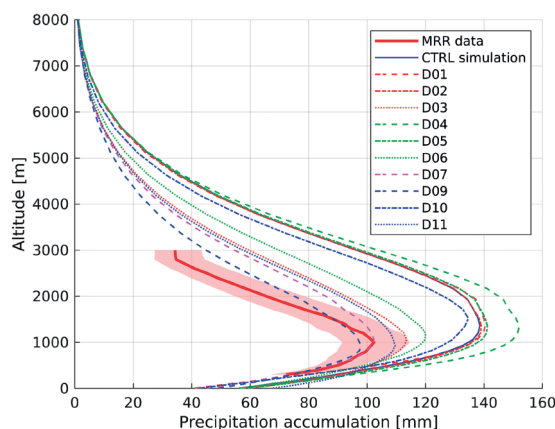


Fig. 6. Precipitation accumulation profiles of LMDz. Red solid line is the observed MRR vertical profile of precipitation accumulation and red filled area corresponds to the 95 % confidence interval of the MRR observations. Blue solid line is the standard LMDz simulation, the red lines represent the experiments on the q_d operators, green lines represent the experiments on the damping timescale τ parameter. Purple and blue dashed and dotted lines represent experiments on combinations between q_d and τ

Рис. 6. Профили накопления осадков по модели LMDz. Красная сплошная линия представляет собой вертикальный профиль, зарегистрированный метеорадаром, а закрашенная красным область соответствует 95 % доверительному интервалу полученных данных. Синяя сплошная линия — стандартный результат моделирования, красные линии соответствуют вычислительным экспериментам на основе q_d операторов, зеленые линии — расчеты по демпфированию параметра временной шкалы τ . Пурпурные и синие, штриховые и пунктирные линии — результаты комбинирования характеристик q_d и τ

4.2. Discussion on the dissipation adjustment

In order to study and understand how dissipation affects precipitation, we have investigated the time series of temperatures of the control simulation and the D09 simulation with the best results relative to the MRR observations. They are presented in the Figure 7. The impact of the dissipation is mainly visible at low altitude, where the control model is about 3 °C warmer than the D09 simulation. In addition, when a precipitation event occurs (e.g., February 1, 10, 14, and 21), the control simulation is warmer than the D09 simulation, which can result in higher precipitation rates being triggered by higher temperature gradients and moister atmospheric masses.

In order to understand the behaviour of the dissipation on a spatial scale, we averaged the temperatures over the month of February according to a transect from Dumont d'Urville (140° E 66.7° S) to Dome C (123.2° E 75° S), showed in Figure 8. When time series are averaged and projected over a larger spatial scale, there is a geographic reorganization of temperature in the less dissipative simulation. In the D09 simulation, the area above Dumont d'Urville is on average colder than in the control simulation. This is due to warmer temperature fields over ocean regions that are less laterally diffused over Antarctic coastal regions.

As shown in Figure 9, as the atmosphere cools over the peripheral regions of Antarctica, air masses become less humid and this has a strong impact on precipitation by concentrating it over ocean regions. Thus, the variation in precipitation observed in

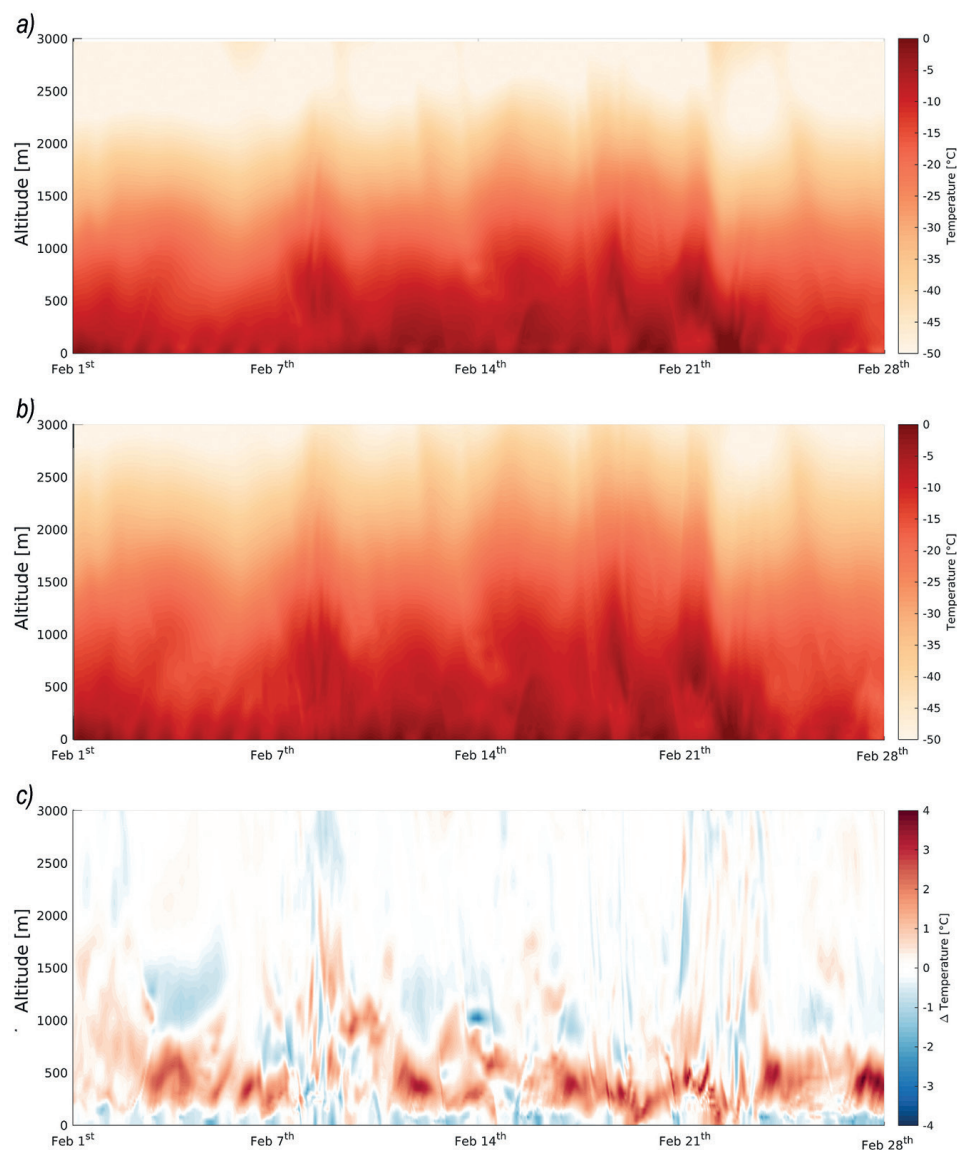


Fig. 7. Temperature time series of over the February 2017 period: control experiment (a); D09 experiment (b); differential time series of temperature between control and D09 simulations (c).

The colors range from blue to red. When the control configuration of the model overestimates temperature compared to the D09 simulation, the color used is red

Рис. 7. Временные температурные ряды за февраль 2017 г.: для контрольного эксперимента (a); для вычислительного эксперимента D09 (b); дифференциальный временной ряд отклонений температуры между контрольным расчетом и экспериментом D09 (c).

Когда конфигурация управления модели завышает температуру по сравнению с симуляцией D09, используется красный цвет

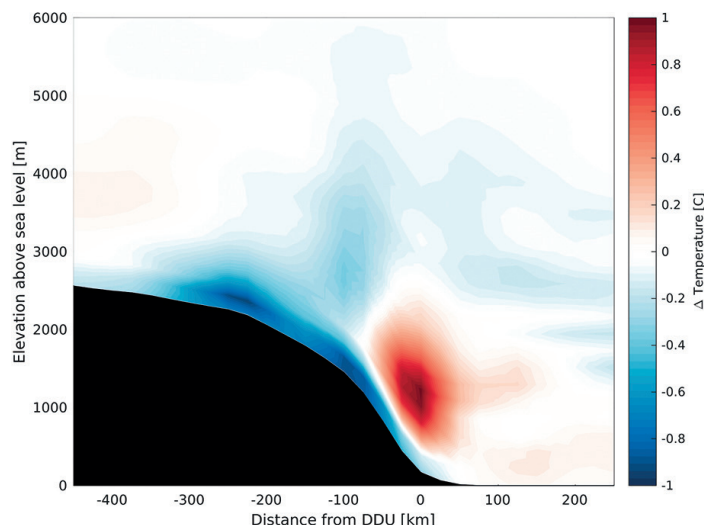


Fig. 8. Differential averaged temperature between control and D09 simulations along a Dumont d'Urville (140° E 66.7° S) – Dome C (123.2° E 75° S) Dome C transect.

The colors range from blue to red. When the control configuration of the model overestimates temperature compared to the D09 simulation, the color used is red

Рис. 8. Различие в усредненной температуре контрольного расчета и эксперимента D09 вдоль разреза Дюмон д'Юрвиль (140° E 66,7° S) – Купол С (123,2° E 75° S). Цвета варьируют от синего до красного.

Когда конфигурация управления модели завышает температуру по сравнению с симуляцией D09, используется красный цвет

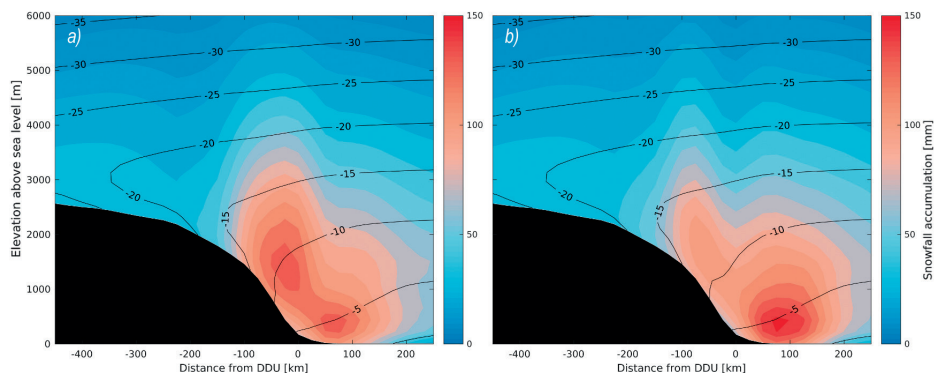


Fig. 9. Average precipitation over the February 2017 period along a Dumont d'Urville (140° E 66.7° S) – Dome C (123.2° E 75° S) transect: in the control LMDz simulation (a), in the D09 LMDz simulation.

The black lines represent the average isotherms

Рис. 9. Среднее количество осадков за февраль 2017 г. на разрезе Дюмон-д'Юрвиль (140° E 66,7° S) – Купол С (123,2° E 75° S): при контрольном моделировании LMDz (a), для варианта расчета D09 (b).

Черные линии представляют собой средние изотермы.

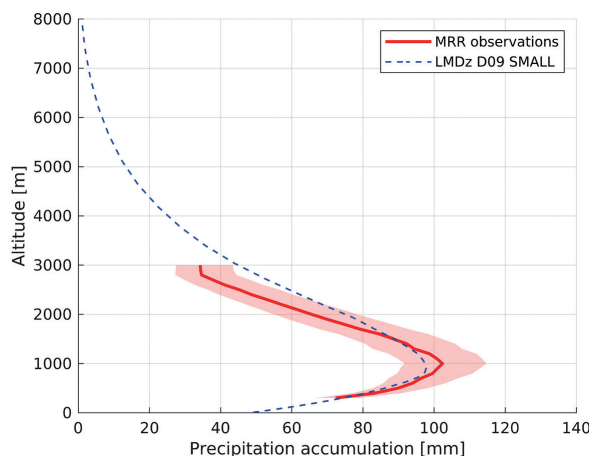


Fig. 10. Precipitation accumulation profiles of MRR and LMDz. Red solid line is the observed MRR vertical profile of precipitation accumulation and red filled area corresponds to the 95 % confidence interval of the MRR observations. Blue dashed line is the D09 LMDz simulation

Рис. 10. Профили накопления осадков по данным метеорадара и модели LMDz. Красная сплошная линия представляет собой наблюдаемый метеорадаром вертикальный профиль накопления осадков, закрашенная красным область соответствует 95 % доверительному интервалу наблюдений метеорадара. Синяя пунктирная линия — прогноз LMDz в эксперименте D09

the Figure 6 corresponds to a horizontal redistribution of precipitation in a less dissipative configuration of the LMDz model.

When comparing the MRR observations with the D09 simulation of the LMDz model, as shown on Figure 10, the average vertical evolution of precipitation is consistent between the model and the data. This result is interesting because it shows that a model whose microphysics is simplified to satisfy a global issue can correctly simulate solid precipitation in the Antarctic region. The LMDz model only contains a precipitation autoconversion equation and a snowfall resublimation equation, but this allows the climate in Dumont d'Urville to be accurately represented during the month of February 2017, and in particular for the katabatic inversion of precipitation. The LMDz model is too dissipative in its control version, but the dissipation adjustment takes priority over the microphysics adjustment and this allows precipitation to be redistributed over oceanic rather than continental regions.

5. CONCLUSION

Comparison of the vertical precipitation profile observed at Dumont d'Urville with the general circulation model LMDz provided a new perspective on precipitation modelling in the polar regions. We evaluated a global model in several zoomed configurations over Dumont d'Urville station in order to compare the simulated precipitation profile by testing its microphysics and its numerical dissipation settings with ground radar observations.

Variations in microphysical parameters related to LMDz precipitation have a small impact on the simulated precipitation profile. However, LMDz is very sensitive to the size of its zoomed region as well as to the advections of large-scale fields of winds, temperatures and humidity of ERA-Interim reanalysis. Indeed, in a large domain, where the model is able to generate its own mesoscale circulation, moisture is concentrated above

Dumont d'Urville area and warm and moist bias is generated over the continent near the coasts (blue patterns on Fig. 5d). This is not an expected outcome. When a correct general circulation is forced by configuring a small zoomed region where the centre of the zoom remains influenced by the ERA-Interim reanalysis and by improving the GCM dissipation adjustment in a less dissipative way, the model generates a precipitation profile at Dumont d'Urville that is in excellent agreement with the observed profile.

Numerical parameters that guarantee the stability of a model, such as dissipation, often require empirical adjustments. Dissipation being applied in cases of excess energy to be diffused at the mesh scale, the large-scale currents are not significantly affected by this numerical setting. Thus, the use of observations such as local precipitation rather than large-scale field can be an excellent tool for the fine-tuning of the dissipation of a model, as illustrated here with the LMDz model. This study showed that a better adjusted GCM model such as LMDz is correct for assessing the climate over polar regions and provide an additional element to the major problem of calculating the mass balance in Antarctica.

6. CODE AND DATA AVAILABILITY

Data from the Micro Rain Radar at Dumont d'Urville station have been obtained with the logistical support of the French Polar institute IPEV (program CALVA) and are available at <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.882565>. The LMDz model is available from <http://web.lmd.jussieu.fr/trac> (last access: 9 January 2020). Due to the size of the high-frequency outputs (several To of simulation outputs) of the LMDz, only simulations of the small domain of the LMDz are available: <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.917641>.

Author contributions. FL led the analysis and drafted the paper. JBM, CC, HG, GK and CG supervised the project. FL ran the LMDz simulations. AC analyzed the simulated precipitation profiles. All authors discussed the results and commented on the paper.

Competing interests. The authors declare no conflict of interest.

Funding. This work was supported by the French National Research Agency (Grant number: ANR-15-CE01-0003).

Acknowledgements. The authors thank Karine Marquois, Philippe Weil and the IT department of the Laboratoire de Météorologie Dynamique / Institut Pierre Simon Laplace for the informatics support. The authors thank Frédéric Hourdin and Sébastien Froment for their valuable advices. CG acknowledges support by the French polar institute IPEV under projects CALVA and APRES3 for MRR radar deployment and operation at DDU station.

REFERENCES

1. Church J.A., Clark P.U., Cazenave A., Gregory J.M., Jevrejeva S., Levermann A., Merrifield M. A., Milne G.A., Nerem, R.S., Nunn P. D., Payne A., Pfeffer W.T., Stammer D., Unnikrishnan A.S. Sea-level rise by 2100. *Science*. 2013, 342: 1445–1445.
2. Shepherd A., Ivins E., Rignot E., Smith B., Van Den Broeke M., Velicogna I., Whitehouse P., Briggs K., Joughin I., Krinner G., Nowicki S., Payne T., Scambos T., Schlegel N., Geruo A., Agosta C., Ahlström A., Babonis G., Barletta V., ... Wouters B. Mass balance of the Antarctic Ice Sheet from 1992 to 2017. *Nature*. 2018, 558: 219–222.
3. Das I., Bell R.E., Scambos T.A., Wolovick M., Creyts T.T., Studinger M., Frearson N., Nicolas J.P., Lenaerts J.T., van den Broeke M.R. Influence of persistent wind scour on the surface mass balance of Antarctica. *Nature Geoscience*. 2013, 6 (5): 367–371.

4. *Palerm C., Kay J., Genthon C., L'Ecuyer T., Wood N., Claud C.* How much snow falls on the Antarctic ice sheet? *The Cryosphere*. 2014, 8: 1577–1587.
5. *Souverein N., Gossart A., Lhermitte S., Gorodetskaya I.V., Grazioli J., Berne A., Duran-Alarcon C., Boudevillain B., Genthon C., Scarchilli C., van Lipzig N.P.M.* Evaluation of the CloudSat surface snowfall product over Antarctica using ground-based precipitation radars. *The Cryosphere*. 2018, 12: 3775–3789. <https://doi.org/10.5194/tc-12-3775-2018>.
6. *Lemonnier F., Madeleine J., Claud C., Genthon C., Durán-Alarcón C., Palerm C., Berne A., Souverein N., van Lipzig N., Gorodetskaya I., L'Ecuyer T., Wood N.* Evaluation of CloudSat snowfall rate profiles by a comparison with in-situ micro rain radars observations in East Antarctica. *The Cryosphere*. 2019, 13 (3): 943–954.
7. *Palerm C., Claud C., Wood N., L'Ecuyer T., Genthon C.* How does ground clutter affect CloudSat snowfall retrievals over ice sheets? *IEEE Geoscience And Remote Sensing Letters*. 2019, 16: 342–346.
8. *Eisen O., Frezzotti M., Genthon C., Isaksson E., Magand O., van den Broeke M.R., Dixon D.A., Ekaykin A., Holmlund P., Kameda T., Karlof L., Kaspari S., Lipenkov V.Y., Oerter H., Takahashi S., Vaughan D.G.* Ground-based measurements of spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica. *Reviews of Geophysics*. 2008, 46(RG2001), doi:10.1029/2006RG000218.
9. *Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A.* An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2012, 93: 485–498.
10. *Krinner G., Guicherd B., Ox K., Genthon C., Magand O.* Influence of oceanic boundary conditions in simulations of Antarctic climate and surface mass balance change during the coming century. *Journal of Climate*. 2008, 21: 938–962.
11. *Palerm C., Genthon C., Claud C., Kay J.E., Wood N.B., L'Ecuyer T.* Evaluation of current and projected Antarctic precipitation in CMIP5 models. *Climate Dynamics*. 2017, 48: 225–239.
12. *Roussel M.-L., Lemonnier F., Genthon C., Krinner G.* Evaluating Antarctic precipitation in ERA5 and CMIP6 10 against CloudSat observations. *The Cryosphere*. 2020, 14: 2715–2727.
13. *Grazioli J., Genthon C., Boudevillain B., Duran-Alarcon C., Del Guasta M., Jean-Baptiste M., Berne A.* Measurements of precipitation in Dumont d'Urville, Adélie Land, East Antarctica. *The Cryosphere*. 2017, 11: 1797–1811.
14. *Grazioli J., Madeleine J.-B., Gallée H., Forbes R. M., Genthon C., Krinner G., Berne A.* Katabatic winds diminish precipitation contribution to the Antarctic ice mass balance. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2017, 114: 10858–10863.
15. *Durán-Alarcón C., Boudevillain B., Genthon C., Grazioli J., Souverein N., van Lipzig N.P.M., Gorodetskaya I.V., Berne A.* The vertical structure of precipitation at two stations in East Antarctica derived from micro rain radars. *The Cryosphere*. 2019, 13: 247–264.
16. *Hourdin F., Rio C., Grandpeix J.-Y., Madeleine J.-B., Cheruy F., Rochetin N., Jam A., Musat I., Idelkadi A., Fairhead L., Foujols M.-A., Mellul L., Traore A.-K., Dufresne J.-L., Boucher O., Lefebvre M.-P., Millour E., Vignon E., Jouhaud J., Diallo F.B., Lott F., Gastineau G., Caubel A., Meurdesoif Y., Ghattas J.* LMDZ6A: the atmospheric component of the IPSL climate model with improved and better tuned physics. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. 2020, 12 (7): e2019MS001892.
17. *Madeleine J.-B., Hourdin F., Grandpeix J.-Y., Rio C., Dufresne J.-L., Vignon E., Boucher O., Konsta D., Cheruy F., Musat I., Idelkadi A., Fairhead L., Millour E., Lefebvre M.-P., Mellul L., Rochetin N., Lemonnier F., Touzé-Peiffer L., Bonazzola M.* Improved representation of clouds in the atmospheric component LMDZ6A of the IPSL-CM6A Earth System Model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. 2020, 12 (10): e2020MS002046.
18. *Mlawer E.J., Taubman S.J., Brown P.D., Iacono M.J., Clough S.A.* Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 1997, 102: 16663–16682.

19. Zender C.S., Kiehl J. Sensitivity of climate simulations to radiative effects of tropical anvil structure. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 1997, 102: 23793–23803.
20. Heymsfield A.J., Donner L.J. A scheme for parameterizing ice-cloud water content in general circulation models. *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1990, 47: 1865–1877.
21. Vignon E., Hourdin F., Genthon C., Gallée H., Bazile E., Lefebvre M.-P., Madeleine J.-B., Van de Wiel B.J. Antarctic boundary layer parametrization in a general circulation model: 1-D simulations facing summer observations at Dome C. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2017, 122: 6818–6843.
22. Coindreau O., Hourdin F., Haeffelin M., Mathieu A., Rio C. Assessment of physical parameterizations using a global climate model with stretchable grid and nudging. *Monthly weather review*. 2007, 135: 1474–1489.
23. Maahn M., Kollias P. Improved Micro Rain Radar snow measurements using Doppler spectra post-processing. *Atmos. Meas. Tech.* 2012, 5: 2661–2673.
24. Jablonowski C., Williamson D.L. The pros and cons of diffusion, filters and fixers in atmospheric general circulation models. In: Lauritzen P., Jablonowski C., Taylor M., Nair R. (eds) *Numerical Techniques for Global Atmospheric Models. Lecture Notes in Computational Science and Engineering*, vol 80. Springer, Berlin, Heidelberg, 2011: 381–493.
25. Spiga A., Guerlet S., Millour E., Indurain M., Meurdesoif Y., Cabanes S., Dubos T., Leconte J., Boissinot A., Lebonnois S., Sylvestre M., Fouchet T. Global climate modeling of Saturn's atmosphere. Part II: multi-annual high-resolution dynamical simulations. *Icarus, Elsevier*. 2020, 335: 113377. 10.1016/j.icarus.2019.07.011. hal-02278447.



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

РЕЛАКСАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

В.М. КОЗИН

Институт машиноведения и металлургии Хабаровского федерального исследовательского центра Дальневосточного отделения Российской академии наук, Комсомольск-на-Амуре, Россия

kozinvictor@rambler.ru

Резюме

Целью данной работы являлось обобщение известных данных и проведение опытов по определению релаксационных свойств льда в составе ледяного покрова при кратковременном (не более 1 мин) нагружении. Проблема заключается в том, что при решении прикладных задач ледотехники лед часто рассматривается как упругий изотропный материал, а для изучения его напряженно-деформированного состояния (НДС) привлекают аппарат теории изгиба упругих пластин. Это не позволяет выполнять теоретические расчеты при возбуждении движущимися нагрузками резонансных изгибно-гравитационных волн (ИГВ), т. к. в этих условиях прогибы льда возрастают до бесконечности и известные решения становятся непригодными. В действительности лед отчетливо проявляет свойства квазиизотропной среды, причем соотношения между напряжениями и деформациями носят вязкоупругий характер. В работе отмечено, что в зависимости от режима нагружения ледяного покрова внешними нагрузками его неупругие свойства по-разному влияют на характер его поведения, при этом вязкоупругие свойства ледяного покрова хорошо описываются линейными моделями неупругих сплошных сред Максвелла или Кельвина–Фойгта. На основании соответствующей обработки известного экспериментального материала и результатов выполненных в полевых условиях экспериментальных исследований методом нагружения ледяного покрова уравновешенными нагрузками с помощью специально изготовленного нагружающего устройства, представлявшего собой раму с тремя опорами (это позволяло исключать влияние на результаты экспериментов ложной упругости воды) для указанных реологических моделей поведения льда приведены наиболее вероятные диапазоны изменения времен релаксации напряжений и деформаций ледяного покрова в рассмотренных ледовых условиях. Полученные результаты могут быть использованы при теоретических исследованиях задач ледотехники.

Ключевые слова: время релаксации, вязкоупругая среда, ледяной покров, режим нагружения.

Для цитирования: Козин В.М. Релаксационные свойства ледяного покрова // Проблемы Арктики и Антарктики. 2021. Т. 67. № 2. С. 165–176. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-2-165-176>.

Поступила 01.02.2021

После переработки 14.05.2021

Принята 03.06.2021

RELAXATION PROPERTIES OF THE ICE COVER

VICTOR M. KOZIN

*Institute of Mechanical Engineering and Metallurgy of the Khabarovsk Federal Research Center of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Komsomolsk-on-Amur, Russia**kozinvictor@rambler.ru*

Summary

The aim of this work was to generalize the known data and conduct experiments to determine the relaxation properties of ice in the ice cover under short-term (no more than 1 min.) loading. The problem lies in the fact that when one is solving applied problems of ice engineering, ice is often considered as an elastic isotropic material, and its stress-strain state (SSS) is studied in terms of the theory of bending of elastic plates. This does not allow performing theoretical calculations when resonant flexural gravity waves (IGW) are excited by moving loads, because under these conditions, the deflections of the ice increase to infinity and the known solutions become unusable. In fact, ice clearly manifests the properties of a quasi-isotropic medium, and the relationship between stresses and deformations is of a viscoelastic nature. It is noted in the work that, depending on the mode in which external loads act on the ice cover, its inelastic properties affect the nature of its behavior in different ways, while the viscoelastic properties of the ice cover are well described by the linear models of Maxwell or Kelvin-Voigt inelastic continuous media. The experimental material is duly processed and analysis is carried out of the results of experimental studies performed in the field by loading the ice cover with balanced loads using a specially made loading device, which was a frame with three supports. The design of the device made it possible to load the ice cover with balanced loads, which made it possible to exclude the influence of false elasticity of water on the results of experiments. For the rheological models of ice behavior indicated, the most probable ranges of changes in the relaxation times of stresses and deformations of the ice cover in the ice conditions considered are given. The results obtained can be used in theoretical studies of ice engineering problems.

Keywords: ice cover, loading mode, relaxation time, viscoelastic medium.

For Citation: Kozin V.M. Relaxation properties of the ice cover. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2021, 67 (2): 165–176. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-2-165-176>.

Received 01.02.2021

Revised 14.05.2021

Accepted 03.06.2021

ВВЕДЕНИЕ

При решении прикладных задач ледотехники лед часто рассматривается как упругий изотропный материал, а для изучения его напряженно-деформированного состояния (НДС) привлекают аппарат теории изгиба упругих пластин. Однако в действительности лед отчетливо проявляет свойства квазиизотропной среды, причем соотношения между напряжениями и деформациями носят вязкоупругий характер. Одновременно с этим многие экспериментаторы считают, что при кратковременных нагрузках определяющей является упругая деформация льда.

При воздействии внешних усилий на ледяной покров неупругие свойства льда влияют на характер его изгиба по-разному в зависимости от режима нагружения и вида напряженного состояния. И.С. Песчанский [1] отмечает, что лед работает упруго до разрушения, если период действия нагрузки не превышает 0,5–1,0 мин. В этом случае пластическая деформация не успевает развиваться и разрушение льда определяется в основном упругой деформацией, а для сравнительно малых, но длительных нагрузок характерно разрушение ледяного покрова с малой упругой и большой пластической деформацией. К подобному выводу пришли и авторы работ

[2, 3]. Пластические деформации во льду появляются даже при незначительных напряжениях, особенно при малых скоростях нагружения [4].

Таким образом, при медленно изменяющихся нагрузках отчетливо обнаруживаются свойства ползучести и релаксации льда. При колебательных процессах неупругие свойства льда приводят к диссипации механической энергии, проявляющейся в затухании колебаний. Релаксационные процессы, происходящие во льду, обуславливаются взаимодействием между упругой (твердой) и вязкой (жидкой) фазами. Наличие вязкой фазы объясняется существованием во льду: примесей, сгруппированных в межкристаллических прослойках; ячеек с рассолом; гидратированных солей, выпавших в осадок; и пр. [5]. В зависимости от того, определяется ли полная деформация льда деформацией твердой или жидкой фазы, лед относится к упруго-запаздывающим или релаксирующим средам [6]. Исследования [7, 8] показывают, что вязкоупругие свойства ледяного покрова хорошо описываются линейными моделями неупругих сплошных сред.

Целью данной работы являлось обобщение известных данных и проведение опытов по определению релаксационных свойств льда в составе ледяного покрова при кратковременном (не более 1 мин) нагружении.

РАССМОТРЕННЫЕ МОДЕЛИ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Если колебания ледяного покрова происходят с большим периодом или рассматривается его поведение при медленных изменениях нагрузки, т. е. при малых относительных скоростях деформаций, то из множества существующих моделей деформирования неупругих сплошных сред [6] следует принимать модель среды Максвелла с линейной релаксацией [7], механизм работы которой представлен на рис. 1а.

В этом случае уравнение малых вынужденных колебаний ледяного покрова принимает вид [7]:

$$\frac{Gh^3}{3} \cdot \frac{\partial}{\partial t} \nabla^4 w + \left(\frac{1}{\tau_M} + \frac{\partial}{\partial t} \right) \left(\rho_v \cdot gw + \rho_l h \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} + \rho_v \frac{\partial \Phi}{\partial t} \Big|_{z=0} \right) = q, \quad (1)$$

где G — модуль упругости льда при сдвиге; h — толщина ледяного покрова; w — прогиб льда; τ_M — время релаксации напряжений; g — ускорение силы тяжести; ρ_v — плотность воды; ρ_l — плотность льда; q — система внешних нагрузок; Φ — потенциал движения жидкости.

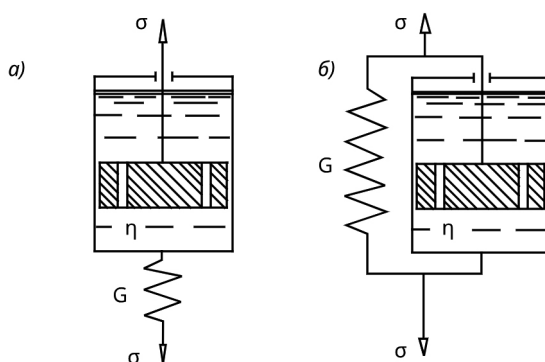


Рис. 1. Линейные модели вязкоупругих сред: а) Максвелла; б) Кельвина–Фойгта

Fig. 1. Linear models of viscoelastic media: а) Maxwell; б) Kelvin–Voigt

Если на такую среду действует $\sigma = \text{const}$, то она деформируется с некоторой скоростью (явление последействия). При поддержании в этой среде постоянных деформаций напряжения с течением времени убывают, т. е. тело релаксирует.

Для колебательных процессов, периоды которых много меньше времени релаксации для льда, можно принять закон деформирования линейной упруго-запаздывающей среды Кельвина–Фойгта (рис. 1б). Тогда уравнение малых вынужденных колебаний ледяного покрова можно записать в виде [7]:

$$\frac{Gh^3}{3} \left(1 + \tau_\phi \frac{\partial}{\partial t} \right) \nabla^4 w + \rho_b \cdot gw + \rho_\pi h \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} + \rho_b \frac{\partial \Phi}{\partial t} \Big|_{z=0} = q, \quad (2)$$

где τ_ϕ — время релаксации деформаций.

Это уравнение справедливо при малом рассеивании энергии, т. е. при динамических режимах, например при быстрых колебательных процессах [5]. Среда Кельвина–Фойгта при $\sigma = \text{const}$ проявляет последствие и, как видно из рис. 1б, не релаксирует. Эта модель более полно отражает поведение и свойства реальных тел при знакопеременных динамических нагрузках, так как описывает петлю гистерезиса, затухание колебаний и последствие [9].

Таким образом, при теоретических исследованиях прикладных задач волновых колебаний ледяного покрова необходимы сведения о пластических свойствах льда. Пластические, или вязкостные, свойства материала характеризуются коэффициентом внутреннего трения, или коэффициентом вязкости, η . Как известно, под внутренним трением подразумеваются необратимые в энергетическом отношении процессы, сопровождающие циклические деформации материала при любом уровне напряжений и обусловленные внутренним движением (диффузией) частиц материала.

Внутреннее трение является важной динамической характеристикой льда. Оно проявляется с наибольшей полнотой и оказывает наибольшее влияние на НДС льда при колебательных процессах. Оно существенно уменьшает напряжения и деформации льда, возникающие при волновых колебаниях ледяного покрова от действия внешних нагрузок, особенно при их распространении с резонансными скоростями [7].

При колебаниях ледяного покрова из известных форм внешнего проявления внутреннего трения [10] можно наблюдать следующие:

- потребление определенной энергии на поддержание установившихся колебаний ледяного покрова;
- ограничение амплитуды резонансных колебаний льда при действии возмущающей силы постоянной величины;
- затухание свободных колебаний ледяного покрова, заключающееся в уменьшении их амплитуды с удалением от места возбуждения;
- сдвиг фаз между действующей на лед внешней нагрузкой и вызываемыми ее действием деформациями.

При действии на лед нагрузки, изменяющейся во времени, пластические свойства льда проявляются через его ползучесть и релаксацию. Если колебания ледяного покрова происходят с большим периодом, то коэффициент внутреннего трения определяют по формуле [7]:

$$\eta_M = \tau_M \cdot G. \quad (3)$$

Значение τ_M определяют из соответствующих опытов с ледяным покровом в естественных условиях.

При колебательных процессах с малым периодом коэффициент внутреннего трения льда определяют по формуле:

$$\eta_{\phi} = \tau_{\phi} \cdot G. \quad (4)$$

Величину τ_{ϕ} можно определить по записям свободных затухающих изгибных колебаний ледяного покрова.

Результаты экспериментального определения значений коэффициента внутреннего трения льда имеются в работах многих исследователей. Однако полученные данные характеризуются большим разбросом в пределах от 10^{11} до 10^{15} пуаз и более [4]. Некоторые причины этого указаны в работе [11]. Время релаксации льда по этим данным для известных значений G может колебаться от несколько секунд до нескольких часов и суток, т. е. коэффициент η применительно ко льду не является определенной физической константой и имеет условный характер, т. к. может изменяться в широких пределах в зависимости от режима нагружения, времени действия и величины нагрузки, вида напряженного состояния, структуры, температуры льда и т. д. Так, с понижением температуры коэффициент для пресного льда может увеличиться в 2–3 раза, а для морского — в десятки раз [12]. В связи с этим при решении конкретных задач вязкостные свойства ледяного покрова необходимо определять отдельно для каждого расчетного случая соответствующими методами.

Недостаточная изученность и отсутствие достоверных данных о вязкостных и релаксационных свойствах льда обусловили необходимость проведения дополнительных определенных опытов, а также соответствующей обработки известного экспериментального материала.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

На ранних стадиях экспериментально-теоретических исследований НДС ледяного покрова при действии внешних нагрузок знание величины τ_m необходимо для определения общих предпосылок к расчетам и, в частности, для выбора реологической модели льда как материала. Устойчивые значения τ_m для льда получены в настоящее время только в лабораторных условиях. Поведение льда в составе ледяного покрова из-за особенностей его структуры, изменения температуры по толщине, наличия упругого основания, самозалечиваемости трещин и других причин слабо изучено и пока не поддается строгому анализу. Поэтому опыты по определению релаксационных свойств ледяного покрова были проведены в натурных (полевых) условиях. При проведении экспериментов учитывалось также то, что в естественных условиях ледяной покров, благодаря своеобразию работы под поперечной нагрузкой, обладает свойством, которое можно назвать ложной упругостью. Упругое основание, каким является вода, способствует более быстрому исчезновению определенной части деформаций льда после снятия с него нагрузки [13].

В поставленных опытах эффект действия ложной упругости сводился к минимуму тем, что нагружение ледяного покрова осуществлялось уравновешенной системой сил. При такой нагрузке общая величина интенсивности отпора воды равнялась нулю. На рис. 2 приведена схема изготовленного для такого нагружения релаксметра напряжений. Он состоял из вертикальной стойки высотой 1 м и приваренной к ней перекладины длиной 3 м. На концах перекладины для свободного перемещения стального троса устанавливались ролики. Стойка передавала вертикальную нагрузку на лед через опору площадью 900 см². Трос через динамометр

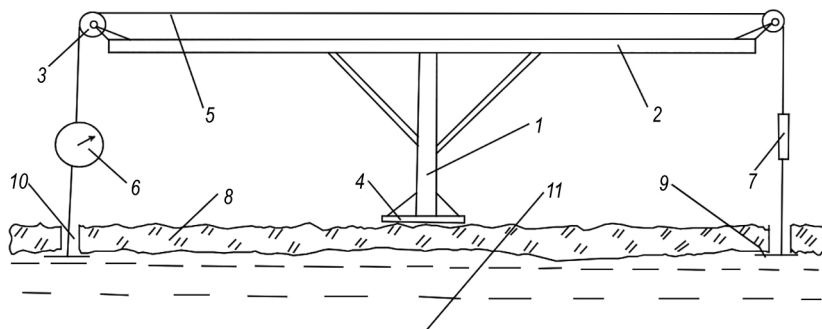


Рис. 2. Общий вид изготовленного релаксметра напряжений: 1 — вертикальная стойка; 2 — перекладина; 3 — ролики; 4 — опора; 5 — трос; 6 — динамометр; 7 — талреп; 8 — ледяной покров; 9 — планки; 10 — отверстия; 11 — вода

Fig. 2. General view of the manufactured stress relaxometer: 1 — vertical rack; 2 — crossbar; 3 — rollers; 4 — support; 5 — cable; 6 — dynamometer; 7 — lanyard; 8 — ice cover; 9 — slats; 10 — holes; 11 — water

и нагружающий талреп крепился ко льду при помощи вмораживаемых в лед планок. Для этого в ледяном покрове сверлились два отверстия диаметром 100 мм. Вмораживание планок в лед производилось при слабо натянутом тросе. Площадь одной планки составляла около 75 см². Талрепом создавалось необходимое натяжение троса, затем ледяной покров предоставлялся сам себе, и с помощью динамометра наблюдалось явление релаксации.

Результаты этих наблюдений приведены на рис. 3а. Опыты проводились с речным ледяным покровом толщиной $h = 0,35$ м при температурах воздуха $t = -0,5$ °C (кривая 1) и $t = -2,5$ °C (кривые 2, 3, 4). Следует заметить, что резкое отличие в поведении льда (см. кривые 2, 4 на рис. 3а) произошло благодаря тому, что второй опыт был проведен сразу после первого, т. е. свойства ледяного покрова не успели восстановиться до исходного состояния (как в первом опыте). Прочность льда в опытах определялась путем разрушения образцов льда в виде плавающих консольных балок — клавишей. Отличия в полученных значениях разрушающих напряжений можно объяснить разницей температур атмосферного воздуха.

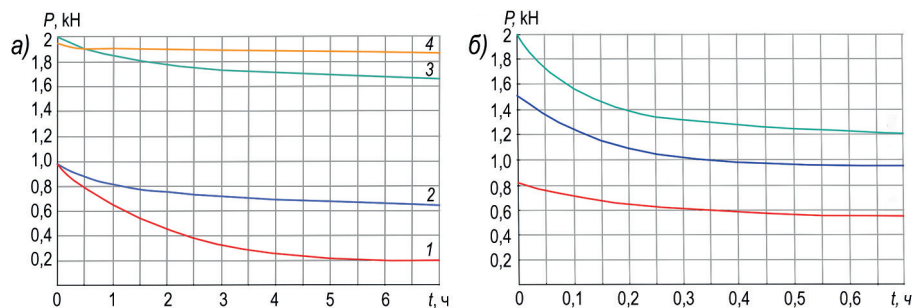


Рис. 3. Кривые релаксации напряжений: а — в ледяном покрове (1 — при $t = -0,5$ °C; 2, 3, 4 — при $t = -2,5$ °C); б — в ледяных балках (по работе [14])

Fig. 3. Stress relaxation curves: а — in the ice cover (1 — at $t = -0,5$ °C; 2, 3, 4 — at $t = -2,5$ °C); б — in ice beams (according to [14])

Характер экспериментальных кривых оказался таким, что наиболее интенсивная релаксация наблюдалась в начальный период после прекращения роста деформации льда. Затем процесс постепенно замедлялся, и величина нагрузки стремилась к постоянному значению. Качественно этот результат совпал с данными Б.Д. Карташкина в его опытах с ледяными балками [14] (рис. 3б), т. е. при отсутствии упругого основания и перепада температуры по толщине, т. к. балки выдерживались до выравнивания температуры. Это можно объяснить тем, что наличие в образцах льда температурного градиента по их толщине, т. е. от температуры наружного воздуха практически вплоть до нуля на поверхности их соприкосновения с водой, слабо сказывается на упругопластических свойствах ледяного покрова. Возможно, что для морского льда количественное проявление релаксационных свойств льда будет иным.

Этот вывод позволяет существенно упростить и уменьшить затраты при изучении указанных физико-механических свойств ледяного покрова, т. к. позволяет проводить соответствующие исследования на ледяных балках в лабораторных, а не в полевых условиях с натурным ледяным покровом.

При этом было отмечено, что если в пластическом материале напряжения при постоянной деформации с течением времени исчезают, то в упругопластическом они убывают лишь до некоторого предела, величина которого определяется его пределом упругости, но только в указанных диапазонах времени (при отсутствии начала ползучести).

В опытах Б.Д. Карташкина исследовались балки, приготовленные путем заливки речной воды в опалубку с последующим ее замораживанием. Такие балки автор назвал балками из наливного речного льда.

Проведенные эксперименты подтвердили чрезвычайную устойчивость процесса релаксации у льда. С повышением величины первоначальных напряжений релаксация протекала более интенсивно в начальный момент, а сам процесс становился более длительным. Однако время релаксации напряжений практически не изменялось (табл. 1). Величина τ_m определялась по зависимости, предложенной Шведовым [4, 14] (рассматривалась релаксация избытка силы над пределом упругости), в предположении, что по истечении 6–7 часов в проведенных опытах с ледяным покровом и 0,6–0,7 часа — с ледяными балками (опыты Б.Д. Карташкина) напряжения практически перестают релаксировать (рис. 3). При этом допущении полученные значения τ_m несколько занижаются, но поскольку нас интересуют минимально возможные значения τ_m для ледяного покрова в естественных условиях, т. е. определение минимальной несущей способности ледяного покрова, то такое предположение можно считать допускающим ошибку в безопасную сторону.

Попутно в опытах было также подтверждено ранее известное следующее явление. Напряжения в ледяном покрове при изгибных деформациях релаксируют тем быстрее, чем скорее после начального нагружения начинается релаксация (см. рис. 3). Аналогичный вывод получен К.Ф. Войтковским для льда беспорядочной структуры при сжатии [4]. Это позволяет сделать вывод о корректности методики проведения опытов. Было замечено также, что время релаксаций напряжений возрастает с увеличением периода первоначальной ползучести (табл. 1). На основании обработки известных данных и выполненных исследований установлены изменения значений времени релаксации напряжений в пределах 0,2–2,0 ч для исследованных ледовых условий.

Таблица 1

Table 1

Результаты экспериментального определения времени релаксации напряжений для льда

Results of experimental determination of stress relaxation time for ice

Источник данных	№ опыта	Вид льда	Размеры образцов, см	Температура, t , °C	Величина нагрузки P , кН	Вид нагружения	σ_{max} , МПа	Продолжительность испытаний t , ч	Период ползучести до начала релаксации, t , ч	Время релаксации напряжений τ_r , ч
Опыты К.Ф. Войтковского [11]	1	лед беспорядочной структуры	—	–3,0	—	сжатие	0,7	5,0	0,1	0,20*
	2	(определение автора)	—	–3,0	—	сжатие	0,7	5,0	1,4	0,75
	3	—	—	–3,0	—	сжатие	—	—	8,0	2,25
Опыты Б.Д. Карташкина [14]	1	речной	8×12×100	–9,5	0,8	изгиб	0,4	0,7	0,0	0,17
	2	речной	8×12×100	–11,0	1,5	изгиб	0,8	0,7	0,0	0,17
	3	наливной	8×12×100	–11,0	2,0	изгиб	1,1	0,7	0,0	0,17
Эксперименты автора	1	речной	бесконечная	–0,5	1,0	изгиб	0,25	7,0	0,0	1,70
	2	ледяной	пластина	–2,5	1,00	изгиб	0,50	7,0	0,0	1,75
	3	покров	толщиной $h = 35$	–2,5	1,98	изгиб	0,50	7,0	0,0	1,72
	4	—	—	–2,5	1,96	изгиб	—	7,0	24,0	2,50

* В опытах К.В. Войтковского τ_r определялось в предположении, что предел упругости льда близок к нулю

РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАБОТКИ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Время релаксации деформаций (время запаздывания) ледяного покрова при τ_ϕ его колебаниях определялось через такую форму внешнего проявления вязкостных свойств, как затухание свободных колебаний, т. е. по развертке свободных затухающих колебаний ледяного покрова. Зная параметры изгибно-гравитационных волн (ИГВ) во льду и определив по записи свободных колебаний логарифмический декремент затуханий, можно определить τ_ϕ . Имеющиеся экспериментальные данные позволили определить τ_ϕ по амплитудам затухающих колебаний:

$$A(t) = A_0 \cdot e^{-\delta t}, \quad (5)$$

где $A(t)$ — амплитуды затухающих колебаний; A_0 — начальное значение амплитуды; δ — коэффициент затухания.

Для этого вначале по известным записям свободных затухающих колебаний ледяного покрова, позаимствованных из работ [1, 15, 16, 17, 18, 19], строились графики относительных амплитуд затухающих колебаний $\bar{A}(t) = e^{-\delta t}$. Общий вид этих кривых представлен на рис. 4–5, при этом время релаксации (время, в течение которого амплитуда гармонических затухающих колебаний уменьшается в e раз) определялось так:

$$\tau_\phi = 1/\delta = f(A/e) \quad (6)$$

Результаты определения τ_ϕ сведены в табл. 2. Полученные значения τ_ϕ показали устойчивость релаксационных процессов в ледяном покрове, колеблющемся с интересующими нас частотами. Как видно из табл. 2, значительные изменения толщины льда, его температуры и изменение структуры льда (сравнивался речной и морской лед) не оказывали существенного влияния на величину τ_ϕ .

Средние значения времени запаздывания у ледяного покрова в рассмотренных ледовых условиях лежат в пределах 5–15 с. Полученные относительно устойчивые результаты позволяют использовать их в теоретических расчетах.

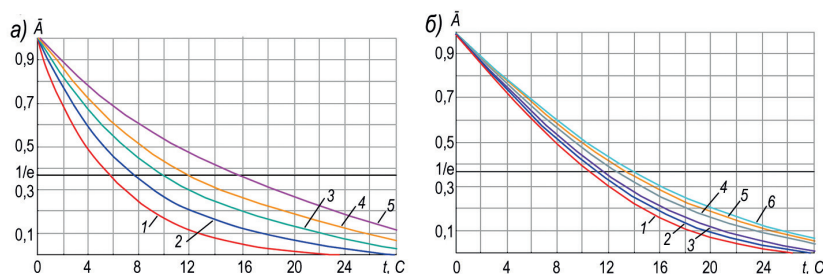


Рис. 4. Кривые относительных амплитуд затухающих колебаний ледяного покрова: а — по работе [16], полученных при разных расстояниях между записывающими приборами и осью трассы: 1 — 20 м, 2 — 15 м, 3 — 10 м, 4 — 5 м, 5 — 2 м; б — по работе [15], полученных при различных массах движущихся нагрузок: 1 — 5 т, 2 — 11 т, 3 — 13 т, и по работе [19], полученных при различных скоростях движения нагрузки: 4 — 10,3 м/с, 5 — 9,1 м/с, 6 — 8,2 м/с

Fig. 4. Curves of the relative amplitudes of damped oscillations of the ice cover: а — according to [16], obtained at different distances between the recording devices and the axis of the track: (1 — 20 m, 2 — 15 m, 3 — 10 m, 4 — 5 m, 5 — 2 m); б — according to [15], obtained at various masses of moving loads: 1 — 5 t, 2 — 11 t, 3 — 13 t, according to [19], obtained at different speeds of the load movement: 4 — 10.3 m/s, 5 — 9.1 m/s, 6 — 8.2 m/s

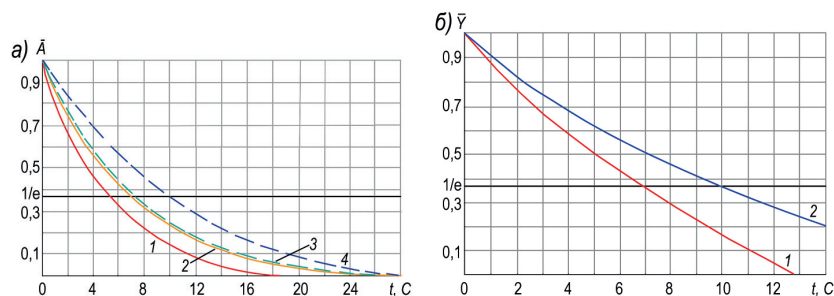


Рис. 5. Кривые затухания: *a* — амплитуд колебаний ледяного покрова по работе [1] при движении нагрузки с разными скоростями: 1 — 2,6 м/с, 2 — 19,4 м/с; по работе [18] при распространении волн сжатия 3 и растяжения 4; *b* — относительных угловых деформаций по работе [17] при нестационарном движении нагрузки: 1 — при торможении, 2 — при разгоне

Fig. 5. Damping curves: *a* — amplitudes of oscillations of the ice cover according to [1] when the load moves at different speeds: 2.6 m/s, 2 — 19.4 m/s; according to [18] with compression (3) and tension (4) waves propagating;; *b* — relative angular deformations according to [17] with unsteady movement of the load: 1 — when braking, 2 — when accelerating

Таблица 2

Экспериментальные значения времени релаксации деформаций ледяного покрова

Table 2

Experimental values of the relaxation time of ice cover deformations

Вид льда	Толщина ледяного покрова, м	Температура льда, °C	Пределы изменения τ_{ϕ} , с	Источник данных
Речной	0,60	2–6	5,5–15,6	[16]
	0,38	–6	5,2–7,0	[1]
	0,80	–10	7,0–10,0	[19]
Морской	0,60	–	6,8–9,8	[17]
	2,5–3,0	–	11,2–13,8	[15]

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный обзор и проведенный соответствующий анализ известных данных и полученных результатов позволяют установить наиболее вероятный диапазон изменения времен релаксации ледяного покрова в рассмотренных ледовых условиях. Их окончательные значения могут быть уточнены в процессе сопоставления результатов теоретических расчетов с данными экспериментов. Таким образом, проделанная работа позволит сузить диапазон поиска значений времен релаксации, т. е. уменьшить трудоемкость исследований при решении определенных прикладных задач ледотехники.

Конфликт интересов. Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

Competing interests. The author declares the absence of competing interest.

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственного задания Института машиноведения и металлургии Хабаровского федерального исследовательского центра ДВО РАН. Номер гос. регистрации темы 01201456194.

Funding. This work was carried out within the framework of the state assignment of the Institute of Mechanical Engineering and Metallurgy of the Khabarovsk Federal

Research Center of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences. State number registration 01201456194.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Песчанский И.С.* Ледоведение и ледотехника. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 467 с.
2. *Кобеко П.П., Шишкин Н.И., Марей Ф.И., Иванова Н.С.* Пластическая деформация и вязкость льда // Журнал технической физики. 1946. Т. 16. Вып. 3. С. 263–272.
3. *Crary A.P., Cotell R.D., Oliver J.C.* Geophysical studies in the Beaufort Sea 1951 // Trans. Amer. Geoph. Union. 1952. V. 33. P. 211–216.
4. *Войтковский К.Ф.* Механические свойства льда. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 99 с.
5. *Доронин Ю.П., Хейсин Д.Е.* Морской лед. Л.: Гидрометеиздат. 1975. 318 с.
6. *Фрейденваль А., Гейрингер Х.* Математические теории неупругой сплошной среды. М.: Физматгиз, 1962. 432 с.
7. *Хейсин Д.Е.* Динамика ледяного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 216 р.
8. *Хейсин Д.Е.* К задаче упруго-пластического изгиба ледяного покрова // Труды ААНИИ. 1964. Т. 267. С. 143–149.
9. *Волков В.М.* Модели сплошных сред и прикладные задачи пластичности. Горький: ГПИ им. А.А. Жданова, 1972. 124 с.
10. *Сорокин Е.С.* Методы экспериментального определения внутреннего трения в твердых материалах // Труды МИИТ. 1964. Вып. 193. С. 5–41.
11. *Войтковский К.Ф.* Реология льда и снега // Труды первого всесоюзного симпозиума по реологии грунтов. Ереван, 1973. С. 26–42.
12. *Лавров В.В.* Вязкость льда в зависимости от температуры // Журнал технической физики. 1949. Т. 17. Вып. 9. С. 1027–1034.
13. *Голушкевич С.С.* О некоторых задачах теории изгиба ледяного покрова. Л.: Воениздат, 1947. 231 с.
14. *Карташкин Б.Д.* Экспериментальные исследования физико-механических свойств льда // Труды ЦАГИ. 1947. № 607. 42 с.
15. Деформации и напряжения в целых ледяных полях при возбуждении изгибно-гравитационных волн движущейся нагрузкой // Отчет ААНИИ. Научный руководитель темы В.В. Богородский. Шифр темы 076. Инв. № Р-3843. Л., 1978. 18 с.
16. *Иванов К.Е., Кобеко П.П., Шульман А.Р.* Деформация ледового покрова при движении грузов // Журнал технической физики. 1946. Т. 16. С. 257–262.
17. *Смирнов В.Н.* Исследование изгибных колебаний дрейфующего льда // Проблемы Арктики и Антарктики. 1966. Вып. 23. С. 47–49.
18. *Смирнов В.Н.* Некоторые вопросы натурного исследования деформаций и напряжений в ледяном покрове // Труды ААНИИ. 1976. Т. 331. С. 133–140.
19. *Takizawa T.* Deflection of a floating sea ice sheet induced by a moving load // Cold Regions Sci. Techn. 1985. V. 11. P. 171–180.

REFERENCES

1. *Peschansky I.S.* *Ledovedenie i ledotekhnika*. Ice science and ice engineering. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1967: 467 p. [In Russian].
2. *Kobeko P.P., Shishkin N. A., Marey F. I., Ivanova N.S.* Plastic deformation and viscosity of ice. *Journal Technicheskoy Fiziki*. Journal of Technical Physics. 1946, 16 (3): 263–272. [In Russian].

3. Crary A. P., Cotell R. D., Oliver. J.C. Geophysical studies in the Beaufort Sea 1951. Transactions Amer. Geoph. Union. 1952, 33: 211–216.
4. Voitkovsky K.F. *Mekhanicheskie svoystva l'da*. Mechanical properties of ice. Moscow: USSR Academy of Sciences, 1960: 100 p. [In Russian].
5. Doronin Yu.P., Kheisin D.E. *Morskoy led*. Sea ice. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1975: 318 p. [In Russian].
6. Freudenthal A., Geiringer. X. *Matematicheskie teorii neuprugoy sploshnoy sredy*. Mathematical theories of inelastic continuous medium. Moscow: Fizmatgiz, 1962: 432 p. [In Russian].
7. Kheisin D.E. *Dinamika ledyanogo pokrova*. Ice cover dynamics. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1967: 216 p. [In Russian].
8. Kheisin D.E. On the problem of elastic-plastic bending of the ice cover. *Trudy AANII*. Proceedings AARI. 1964, 267: 143–149. [In Russian].
9. Volkov V.M. *Modeli sploshnykh sred i prikladnye zadachi plastichnosti*. Continuous media models and applied problems of plasticity. Gorky: State Pedagogical Institute named after A.A. Zhdanov, 1972: 124 p. [In Russian].
10. Sorokin E.S. Methods for the experimental determination of internal friction in solid materials. *Voprosy prikladnoy mekhaniki*. Proceedings MIIT. 1964, 193 (7) : 5–41. [In Russian].
11. Voitkovsky K.F. Rheology of ice and snow. Proceedings First All-Union Symposium on Soil Rheology (Dilijan, 20–25 April 1972). Yerevan: Yerevan State University, 1973: 26–42. [In Russian].
12. Lavrov V.V. Ice viscosity versus temperature. *Zhurnal Tekhnicheskoy fiziki*. Journal of Technical Physics. 1949, 17 (9): 1027–1034. [In Russian].
13. Golushkevich S.S. *O nekotorykh zadachakh teorii izgiba ledyanogo pokrova*. On some problems in the theory of ice bending. Leningrad: Voenizdat, 1947: 231 p. [In Russian].
14. Kartashkin B.D. *Eksperimental'nye issledovaniya fiziko-mekhanicheskikh svoystv l'da*. Experimental studies of the physical and mechanical properties of ice. *Trudy TSAGI*. Proceedings TsAGI. Moscow: Bureau of New Technology. 1947, 607: 43 p. [In Russian].
15. *Deformatsii i napryazheniya v tselykh ledyanykh polyakh pri vzbuzhdenii izgibno-gravitatsionnykh voln dvizhuzheysa nahruzkoj*. Deformations and stresses in whole ice fields upon excitation of flexural-gravitational waves by a moving load. *Otchet AANII*. Report AARI. Scientific supervisor of the topic V.V. Bogorodsky. Topic code 076. Inv. No. R-3843. L. 1978. 18 p. [In Russian].
16. Ivanov K.E., Kobeko P.P., Shulman A.R. Deformation of the ice cover during the movement of goods. *Zhurnal Tekhnicheskoy Fiziki*. Journal of Technical Physics. 1946, 16: 257–262. [In Russian].
17. Smirnov V.N. Study of bending vibrations of drifting ice. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of the Arctic and Antarctic. 1966, 23: 47–49. [In Russian].
18. Smirnov V.N. Some questions of full-scale investigation of deformations and stresses in the ice cover. *Trudy AANII*. Proceedings of the AARI. 1976, 331: 133–140. [In Russian].
19. Takizawa T. Deflection of a floating sea ice sheet induced by a moving load. *Cold Regions Sci. and Techn.* 1985, 11: 171–180.



ОБЗОР

REVIEW

INFLUENCE OF COSMIC WEATHER ON THE EARTH'S ATMOSPHERE

OLEG A. TROSHICHEV^{1*}, IRINA P. GABIS¹, ALEXEI A. KRIVOLUTSKY²

¹ — State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute,
St. Petersburg, Russia

² — Federal State Budgetary Institution «Central Aerological Observatory», Moscow, Russia

*olegtro@aari.ru

Summary

The review generalizes experimental data on the relationships between the solar activity agents (space weather) and atmosphere constituents. It is shown that high-energy solar protons (SPE) make a powerful impact on photo-chemical processes in the polar areas and, correspondingly, on atmospheric circulation and planetary cloudiness. Variations of the solar UV irradiance modulate the descent rate of the zonal wind in the equatorial stratosphere in the course of quasi-biennial oscillation (QBO), and thus control the total duration (period) of the QBO cycle and, correspondingly, the seasonal ozone depletion in the Antarctic. The geo-effective solar wind impacts on the atmospheric wind system in the entire Southern Polar region, and influences the dynamics of the Southern Oscillation (ENSO).

Keywords: atmospheric circulation, Earth's atmosphere, geoeffective solar wind, high-energy solar protons (SPE), model computations, ozone depletion, planetary cloudiness, quasi-biennial oscillation (QBO), solar UV irradiance, Southern Oscillation (ENSO), Space weather.

For Citation: Troshichev O.A., Gabis I.P., Krivolutsky A.A. Influence of cosmic weather on the Earth's atmosphere. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2021, 67 (2): 177–207. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-2-177-207>.

Received 22.03.2021

Revised 04.06.2021

Accepted 05.06.2021

ВЛИЯНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ПОГОДЫ НА ЗЕМНУЮ АТМОСФЕРУ

О.А. ТРОШИЧЕВ^{1*}, И.П. ГАБИС¹, А.А. КРИВОЛУЦКИЙ²

¹ — ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,
Санкт-Петербург, Россия

² — ФГБУ Центральная аэрологическая обсерватория, Долгопрудный,
Московская область, Россия

*olegtro@aari.ru

Резюме

В обзоре обобщены экспериментальные данные о влиянии космической погоды на земную атмосферу. Показано, что высокоэнергичные солнечные протоны (SPE) оказывают мощное воздействие на фотохимические процессы в полярных областях и, соответственно, на атмосферную циркуляцию и планетарную облачность. Вариации солнечного УФ-излучения моделируют скорость спуска зональных ветров в экваториальной стратосфере в ходе квазидвухлетней осцилляции (QBO) и контролируют, таким образом, общую продолжительность (период) QBO цикла и, соответственно, вариации общего содержания озона в Антарктике. Геоэффективный солнечный ветер воздействует на систему катабатических ветров во всей южной полярной области и влияет на динамику южной осцилляции (ENSO).

Ключевые слова: атмосфера Земли, атмосферная циркуляция, высокоэнергичные солнечные протоны, геоэффективный солнечный ветер, квазидвухлетняя осцилляция (QBO), космическая погода, модельные расчеты, озоновая «дыра», планетарная облачность, солнечное УФ-излучение, южная осцилляция (ENSO).

Для цитирования: Troshichev O.A., Gabis I.P., Krivolutsky A.A. Influence of cosmic weather on the Earth's atmosphere. Проблемы Арктики и Антарктики. 2021, 67 (2): 177–207. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-2-177-207>.

Поступила 22.03.2021

После переработки 04.06.2021

Принята 05.06.2021

INTRODUCTION

The term “space weather” refers to a complex of phenomena and processes in the heliosphere determined by the solar activity. In the ordinary, narrower sense, the term applies to the space controlled by the Earth’s magnetic field, i.e. to the Earth’s magnetosphere. The concept of the solar activity includes a number of various electromagnetic and mass emissions, which are provided by the processes taking place permanently in the atmosphere and convective zone of the Sun. The main agents of the solar activity that influence the Earth’s atmosphere are the solar UV irradiance, solar high-energy particles $E < 500$ eV (SEP) (or the solar cosmic rays — SCR), a permanent stream of the galactic cosmic rays $E > 1$ GeV (GCR) modified by the solar activity, high energy particles accelerated in the magnetosphere (auroral electrons), and the solar wind — low-energy solar plasma with the frozen magnetic field permanently ejected by the Sun.

The visible and the infrared solar irradiation provides the main input in the total solar irradiance (TSI), with the total energy absorption in the Earth’s atmosphere $E = 1366$ W/m². TSI practically does not vary during the solar cycle (change $< 0.1\%$), that is why the total irradiance has usually been called “solar constant”. The input of the solar and galactic cosmic rays, high energy particles and solar wind in the total irradiance is negligible, and the existing models of the atmosphere variability do not take into consideration short-term changes of the solar activity. However, in contrast to the total solar irradiance, the energy input of cosmic rays and energy particles can increase hundreds and more times in the periods of high solar activity. These particles strongly ionize the atmosphere at different altitudes and the corresponding changes of different atmospheric constituents can lead to a crucial modification of the atmospheric processes.

The term “atmosphere” refers to a layer of gases that are held near the Earth, from the sea level up to the height of ~ 100 km, due to the gravitational force. The Earth’s atmosphere is divided into four main regions, namely: *the troposphere* (from 0 to about 12 km) — the warmest layer near the Earth due to the heat rising from the Earth’s surface, *the stratosphere* (12–50 km) — the layer with a large concentration of ozone gases, which absorb most of the solar UV irradiation, protecting the Earth

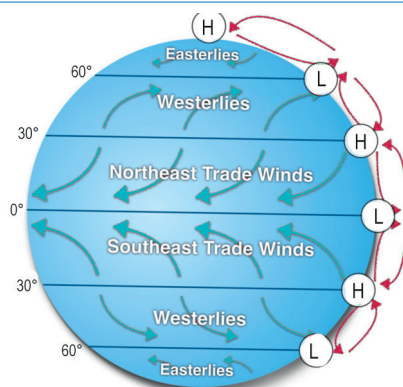


Fig. 1 Global system of atmospheric circulation, with the low pressure zones marked as L and the high pressure zones marked as H

Рис. 1. Глобальная система атмосферной циркуляции, где зоны низкого давления отмечены знаком L, а зоны высокого давления — знаком H

from harmful ultra violet (UV) rays, *the mesosphere* (50–80 km) — the coldest of the atmospheric regions, where the water vapours freeze and create clouds made purely of ice, and *the thermosphere* (80–500 km), including *the ionosphere*) – the layer where the temperatures can rapidly increase and decrease because of the thin air and proximity to the sun. The weather at the ground level is determined by short-term changes of such tropospheric parameters as temperature, humidity, air pressure, precipitation, and wind speed and direction.

Atmospheric processes such as radiation transfer, convection and aerosol movement play important roles in regulating the temperature and water cycles and protecting the mankind from excessive heat and the harmful radiation from the Sun. The atmospheric large-scale winds give rise to large and slow moving currents in the oceans. The oceans in turn provide an input of energy and water vapour into the air. The large-scale movement of air masses caused by the joint action of solar heating, the Earth's daily rotation and by the Coriolis force, was named atmospheric circulation. The idealised global circulation can be described as a world-wide system of winds which accomplish the transport of heat from the tropical to the polar latitudes (Figure 1). In each hemisphere there are three section (*Hadley cell*, *Ferrell cell* and *Polar cell*) where the air circulates through the entire depth of the troposphere. The land surface air masses in the *Hadley Cell* (at the latitudes from 0° to 30° N and S) flow towards the equator as easterlies; the circuit is closed by an air mass which lifts in the “equatorial low” zone, moves in the upper stratosphere to the latitude of ~ 30° N and S and lowers to the surface in this zone, named “the subtropical high”. The warm surface air masses in the *Ferrell cell* (at the latitudes from 30° to 60° N and S) predominantly flow from the subtropical high as westerlies. At the polar latitudes the cold dense air sinks near the poles and blows towards the middle latitudes as the polar easterlies. Being strongly affected by the ocean currents and the surface orography, the real atmospheric circulation is dependent on the distribution of the continents and oceans and, as a result, is different in the northern and the southern hemispheres. Thus, the atmospheric circulation redistributes the thermal energy on the surface of the Earth and determines the Earth's climate.

The polar cells crucially respond to the solar heating and demonstrate strong seasonal changes (oscillations) dependent on the tilt of the Earth's rotation axis relative to the Sun (i.e. on the zenith angle of the Sun). As a result, the Arctic Oscillation (AO) and the Southern Oscillation (SO) are the dominant modes of the planetary climatic systems on the Earth. The Arctic Oscillation [1] is the mean-monthly sea level pressure variability over the Northern Hemisphere caused by the gradient of the sea level pressure between the Arctic basin and the middle latitudes. The North Atlantic Oscillation (NAO) has long been recognized as the major circulation pattern influencing the weather from the eastern North America to Europe. The amplitude of NAO is commonly characterized by the NAO index, which represents the normalized sea-level pressure difference between stations in the Azores and Iceland. The Southern Oscillation (SO) is determined as a negative correlation between the pressure fluctuations at the sea level in the Southeast Pacific high and the North Australian-Indonesian low. The anomalous warming of the surface water in the Eastern Pacific is named El Niño and the cold phase is named La Nina. This coupled system links El Niño to the atmospheric branch of SO and is named ENSO [2]. The Southern Oscillation is characterized by the SOI index, which is negative when ENSO is in a warm phase (El Niño events) and positive when ENSO is in a cold phase (La Nina events). The ENSO is the most pronounced year-to-year fluctuation of the climate system on the Earth, which strongly influences the other planetary climatic systems, including the NAO and AO. The effect of the statistically justified correlation between the NAO, ENSO and other circulation patterns and the variability of the climatic system in distant regions is termed "teleconnection". The phenomenon of teleconnection is derived from the fact that the stream from the WSSP (Western Subtropical South Pacific) area with an extremely high temperature at the level of the ocean (SST anomaly) usually spreads in the South-East direction, forming the Antarctic Circumpolar Current (ACC) in the Southern ocean. This circumpolar current branches out northward into the Atlantic and Indian oceans with a strong impact on the weather conditions in these longitudinal sectors.

Thus, the global atmospheric circulation is divided into several climatic systems, whose characteristics can strongly change from year to year in spite of the fact that the total solar irradiation (TSI), the main factor of the solar influence on the Earth, practically does not vary during the solar cycle. The most dramatic alterations take place at high latitudes, suggesting that the polar vortices are significantly affected by the solar activity. This review presents experimental evidence of space weather influence on the Earth's atmosphere, with the main attention paid to the contribution made by research carried out in Russia. The following topics are examined: (1) Effect of energetic particles of the solar, galactic and magnetospheric origin, (2) Model computations of the cosmic rays influence on atmospheric processes, (3) Ozone depletion in the Antarctic and the solar UV irradiance, (4) The solar wind influence on atmospheric processes.

1. Influence of energetic particles on the Earth's atmosphere

1.1. Ionization produced by energetic particles (altitudinal profiles and ionization rates)

Energetic particle precipitation (EPP) plays a significant role in many atmospheric processes [3, 4]. Various sources of ionization penetrate to different atmospheric levels and demonstrate different ionization rates. Figure 2 [4] demonstrates the efficiency of various ionizers as instantaneous ionization rates (in $\text{cm}^{-3}\text{s}^{-1}$) at different altitudes of penetration.

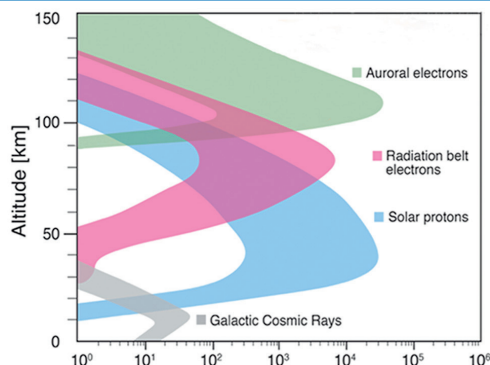


Fig. 2. Energetic particles impact on the Earth at different altitudes [4]

Рис. 2. Ионизация, производимая на разных высотах различными заряженными частицами [4]

High-energy particles of the galactic origin or galactic cosmic rays (GCR) consist mainly of protons with energy in the range from a few MeV to GeV [3]. They penetrate into the Earth's atmosphere down to the ground level and provide ionization rates up to 40 ion pairs ($\text{cm}^{-3}\text{s}^{-1}$) in the troposphere ($h \sim 10$ km). Maximum cosmic rays ionization rates are observed at the altitude 15–26 km, depending on the level of solar activity. The geomagnetic field acts as a shield for the incident cosmic rays and filters GCR particles according to their energy. The effect of geomagnetic shielding is characterized by a cut-off rigidity R_c : the lower the geomagnetic latitude, the higher is the rigidity, and the higher is the energy of GCR penetrating the atmosphere at this latitude. Particles with the energy $E > 10$ GeV can pass through the geomagnetic shield even in the equatorial area. The galactic cosmic rays are constantly present in the Earth's atmosphere, their intensity is modulated by the solar activity cycle: the higher the solar activity, the smaller the number of GCR events.

Solar energetic particles (SEP), mainly protons with energy in the range from tens keV to higher than 100 MeV, are named the solar cosmic rays (SCR). They are related to solar eruptive areas or accelerated in the space [5]. The SEP events are sporadic phenomena, which are typical of epochs of maximum solar activity: the larger the SEP intensity, the less frequent is their occurrence. Solar protons penetrate down to the stratosphere ($h = 30$ –60 km) in the polar regions.

Solar wind serves as the main source of high-energy electrons, which are trapped and accelerated in the Earth's magnetosphere. The high-energy electrons, with energy from ~ 30 keV up to several MeV, emitted from the radiation belts (REP), produce ionization rates mostly in the mesosphere-thermosphere at heights of 60–100 km. The electrons with energy $E_e = 1$ –100 keV (auroral electrons), originating in the external magnetosphere, produce ionization of $> 10^4 \text{ cm}^{-3}\text{s}^{-1}$ in the lower thermosphere ($h = 90$ –120 km). Their energy deposition is confined to the auroral oval. The auroral and radiation belt electron precipitations occur in connection with magnetospheric disturbances and reach maxima during the decay phase of the solar cycle. The magnetospheric-auroral electrons are absorbed in the upper atmosphere, but the bremsstrahlung produced by these electrons can penetrate down to 20 km [3, 4, 6].

Solar UV and X irradiations provide ionization rates $\sim 10^3$ – 10^4 ion pairs $\text{cm}^{-3}\text{s}^{-1}$ in the thermosphere, at altitudes about 100–150 km. The UV irradiation is responsible for the

generation of the ionospheric conductivity in high-latitude regions in the summer season. Solar UV irradiation in the range from 200 to 400 nm penetrates into the stratosphere and troposphere. Visible and infrared irradiation penetrates to the Earth's surface. The total solar irradiance changes over a wide range of periods, from minutes to the 11-year solar cycle. The irradiance of the Sun varies in phase with the solar cycle with an amplitude of $\sim 0.1\%$ and a period of roughly 11 years. During the solar storm period in October 2003, the total solar irradiance (TSI) dropped by an unprecedented 0.34 % due to the dark large sunspots. Geomagnetic field restricts the intrusion of energetic particles in the low- and mid-latitudinal atmosphere according to their energy [3, 7, 8], but the high-latitudinal atmosphere is accessible to all types of particles, from the solar UV irradiation to the galactic cosmic rays.

1.2. Ionization processes affected by energetic particle precipitation

The main chemical composition of the Earth's atmosphere is roughly the same from the ground level to 100 km, but physical conditions that are of primary importance in atmospheric dynamics and climate are essentially different at different altitudes and latitudes. For example, the temperature in the low and middle atmosphere is different by 100°K, and the atmospheric density is different by 6 orders of magnitude. The ionization rate in the atmosphere (which is mainly neutral) changes with space and time and brings into action various physico-chemical processes which can initiate processes in the atmosphere, from the global circulation to climatic changes.

If the primary particle has sufficient energy to enter the atmosphere, it accidentally collides with the nucleus of one of the atmospheric gases, where the most abundant nuclei are nitrogen (N) and oxygen (O). All energetic precipitating particles (EPP) ionize neutral molecules (N_2 or O_2) in the Earth's atmosphere and produce chemically active radicals such as N, NO, H, HO, which can be further transformed by gas phase chemistry. Additional amounts of NO_x and HO_x will intensify the process of ozone oxidation and, correspondingly, ozone depletion. The effects of the short-lived radicals HO_x are localized in space and time: they are observed only where particle precipitation occurs. The radicals NO_x are more stable and can be transported by atmospheric winds. Because of this, the NO_x enhancement can be observed after the event and far from the production area. Different secondary products can be created in such a nuclear collision; they can be further transformed by gas phase chemistry influencing the ozone balance for the ozone layer. The auroral electrons represent one of the main sources of nitrogen oxides in the thermosphere. Thus, energetic precipitating particles can directly affect the chemical composition with implications for further changes in the atmospheric dynamics and climate. The produced quantities of ions and ionization rates are important parameters determining the electric properties of the atmosphere, as well as the formation of gas admixtures and aerosols.

1.3. Atmospheric effects of high-energy particle precipitation (cloudiness and ozone content)

The influences of the GCR and SEP variations on the atmosphere were studied over years [9]. The results of the analyses proved to be ambiguous. On the one hand, it was demonstrated that the galactic cosmic rays affect the high-level cloud coverage [10], the global total cloud cover [11, 12] and low cloud coverage [13]. On the other hand, the effect of the GCR variations on the cloudiness was not confirmed under detailed analysis: correlation with GCR disappears when the cloud coverage fraction is decomposed by cloud type or height, by region (reduce for ocean basis), by latitude (patterns in the tropical zone

are better associated with the concurrent El Niño) [14, 15]; the global cloudiness increases during the past century regardless of the variations of GCR [16]; the low cloud cover correlates with the solar irradiance better and more consistently than with the cosmic ray flux [17]. The total conclusion was made that the direct connection between GCR and the clouds is not evident, however, a mechanism connecting EPP ionization with clouds coverage can not be ruled out [18].

Ionization of the thermosphere and mesosphere is directly related to the formation of the ozone depleting atmospheric components. Ionization of the atmosphere controls the global electric circuit [19], which can affect the clouds properties (see, for example, [20, 21]. The GCR and SCR ionization can influence clouds formation by means of ion induced nucleation [22, 23], through cyclogenesis in the atmosphere at the low and middle latitudes [24, 25] and aerosols [4, 26, 27, 28]. Results presented in [29, 30, 31] demonstrate that the ionization rate increasing in the polar stratosphere leads to the production of aerosol nuclei, to the growth of their size and, as a consequence, to the formation of the stratospheric clouds. According to [31], an enhancement of the ionization rate by a factor of ~ 2 in the polar region under night/cold/winter conditions can lead to formation/growing of the aerosol particles in the altitude range of 10–25 km. The ozone response to the NO_x и HO_x increase depends on the altitude; it can even exceed the ozone response to the solar EUV irradiation in the high latitude stratosphere. The annual mean ozone depletion is the most pronounced in the mesosphere (more than 10 %) and it is also visible in the middle stratosphere, reaching 3–4 % [32].

The solar protons with energy $E_p > 90$ MeV are related to the intensification of cyclones and the cyclogenesis intensity in the Northern Atlantic, as well as to the variations of the thermo-baric fields in the troposphere at the low and middle latitudes [33, 34]. The galactic cosmic rays with energies $E \sim 20\text{--}80$ MeV and $\sim 2\text{--}3$ GeV, which precipitate, respectively, in the regions of the climatic Arctic and Polar fronts, may be involved in the processes of cyclone and anticyclone formation and development at the extra-tropical latitudes [35]. The stratospheric polar vortex is one of the most important connecting links between the solar activity and the circulation of the lower atmosphere at the extra-tropical latitudes. As the results of [36, 37, 38] demonstrate, an intrusion of the high-energy solar protons into the polar stratosphere gives rise to the growth of ionization rates, a change in chemical composition and ozone depletion. As a result, the winter stratosphere becomes cold and the stratospheric polar vortex is strengthened.

2. Model computations of the cosmic rays influence on atmospheric processes

2.1. Empirical basis for model computations

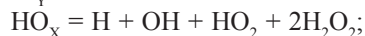
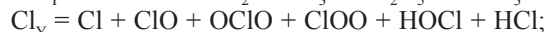
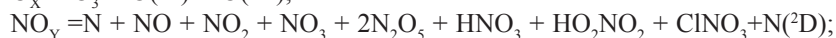
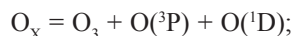
As was indicated above, high-energy solar particles (mainly solar protons), with an energy of several to 500 MeV, enter the Earth's stratosphere and mesosphere only in the polar regions. For the first time, a sharp decrease in the ozone content in the stratosphere was detected on-board the American Nimbus-4 satellite in the course of one of the strongest flares on the Sun (August 4, 1972). As theoretical analysis has shown, high-energy particles intrusion in the polar atmosphere produced oxides of nitrogen (NO_x) and hydrogen (HO_x), which destroy ozone in catalytic chemical cycles. Later two important steps were made with the satellite missions NASA UARS (with HALOE instrument) and European ENVISAT (with MIPAS instrument). Basing on the ENVISAT measurements of ozone and other small gas components, the international project HEPPA (High Energy

Particle Precipitation in the Atmosphere) was arranged. The project involved 10 research groups including Russian teams from the Central Aerological Observatory (CAO, Moscow) [39]. As a result, model computations were performed which demonstrated good agreement with the data of satellite measurements during the solar flare in October 2003.

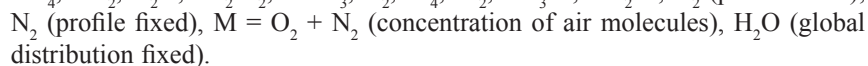
2.2. The CHARM model

To describe the global photochemical processes taking place in the Earth's atmosphere, the numerical Chemical Atmospheric Research Model (CHARM) was elaborated in the Laboratory of Atmospheric Chemistry and Dynamics of CAO [40]. The theoretical basis for the model and a summary of the results are presented in [4, 40, 41, 42,]. The CHARM model used the "splitting method", which makes it possible to describe independently processes of advective transport and photochemical processes. One of the most accurate methods, the Prater's method, is applied to describe the transfer processes. The corresponding velocity components were calculated using the general circulation model [43]. The method of "chemical families", which can be found in [41], was used while integrating this system with chemical kinetics equations, which belong to the so-called "rigid systems". The "rigidity" of the systems of chemical kinetics equations is manifested in this case in a large range of values of the characteristic "lifetimes" of chemical components (from fractions of a second to hundreds of years), which would require very small time steps of integration. The method of "families" makes it possible to significantly decrease the "rigidity" of the system and considerably increase the time step. The photochemical block of the model describes the interaction between the 41 chemical components involved in 127 photochemical reactions. The following chemical components were calculated in the model:

– included in the chemical "families"



– source gases



The vertical profile of the molecular oxygen in the calculations was fixed. Also, the global (two-dimensional) distribution of the water vapor, based on observations from the UARS satellite (HALOE instrument), was not changed. The time step of integrating the model varied from 100 to 500 s. The dissociation rates were recalculated after 1 h of the model time, which allowed us to correctly describe the daily course of solar radiation over a fixed point. The lower boundary of the model is at the ground level, the upper boundary is at an altitude of 88 km, the height step in the model is 2 km, the resolution in latitude is 5°, and in longitude it is 10°. The initial distributions of all minor gas species (MGS) were taken from a one-dimensional photochemical model [44]. In describing the chemistry of the troposphere, the processes of "leaching" in clouds for some components (H_2O_2 , HNO_3 , HCl , HNO_4) were taken into account in parametric form. Heterogeneous reactions on the surface of aerosol particles were not taken into account. The model demonstrated computational stability when integrated over several model years and an ozone distribution consistent with observations and those obtained from other models.

2.3. Solar proton forcing (event of 14 July 2000)

Let us consider the effects of solar proton intrusion in ozone in the polar atmosphere region using the example of one of the most powerful proton flares on July 14, 2000 (Bastille Day Event). It should be noted that the SPE of July 14, 2000 occurred when the Southern and Northern polar regions were in different conditions of illumination by the Sun (polar night over the south pole and polar day over the north pole). Therefore, the difference in their chemical response is of special interest. To calculate the particle ionization rates, the data from the GOES-10 satellite in various (integral) energy channels (> 5 , > 10 , > 30 , > 50 , > 100 , > 370 , > 480 , > 640 MeV) were used. Then the corresponding differential spectra were calculated. The field of the calculated ionization velocity at each time was localized between the geomagnetic pole and latitude 66° for each hemisphere. This field was thought to be isotropic inside the polar cap. Each pair of ions formed during the deceleration of solar protons in the atmosphere leads to the formation of 1.25 nitrogen atoms and 2.0 OH radical molecules, as well as 1.15 oxygen atoms. Figure 3 shows the model ionization rate in the northern polar region caused by this event. One can see that the maximum values of the ionization rate lie in the mesosphere.

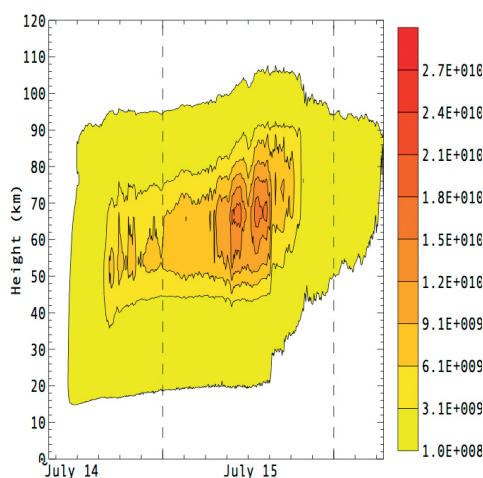


Fig. 3. Ionization produced by the solar protons in the northern polar region at latitudes from 15 to 110 km during Bastille Day Even (July 14–15, 2000); color scale on the right shows the rate of ionization, expressed as ion-pair ($\text{m}^{-3}\text{s}^{-1}$) [45]

Рис. 3. Ионизация, производимая солнечными протонами на высотах от 15 до 110 км в северной полярной области в ходе события День Бастилии (14 июля 2000 г.); цветовая шкала справа показывает уровень ионизации в единицах (ion-pair) ($\text{m}^{-3}\text{s}^{-1}$) [45]

As mentioned above, each pair of ions formed during the flash gives rise to NO and OH molecules that destroy ozone. Figure 4 (upper panel) shows the ozone destruction over the northern daylight (left) and the southern night (right) polar regions, according to model calculations [40, 46].

As the figure shows, the reaction of the ozone in the daylight and night regions is basically different. Over the daytime area, the destruction is strong (ozone in the mesosphere is completely destroyed), but ozone quickly recovers after SPE end in the presence of solar radiation (during polar day). Over the unlit area the ozone demonstrates only small depletion, without recovery.

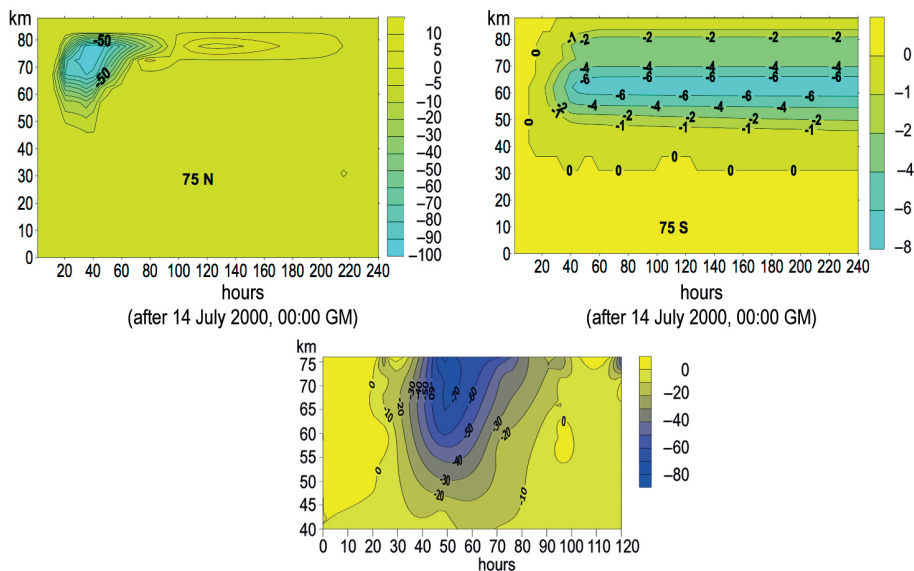


Fig. 4. Ozone changes (in %,.) in the northern (left) and southern (right) polar regions caused by solar proton events on July 14, 2000: according to CHARM model (upper panel) and according to measurements on board UARS satellite (the HALOE instrument) (lower panel) [40]

Рис. 4. Изменения концентрации озона (в %) в северной (слева) и южной (справа) полярных областях в ходе события 14 июля 2000 г. согласно модельным расчетам (CHARM) (верхний ряд) и по данным измерений на спутнике UARS (прибор HALOE) (нижний ряд) [40]

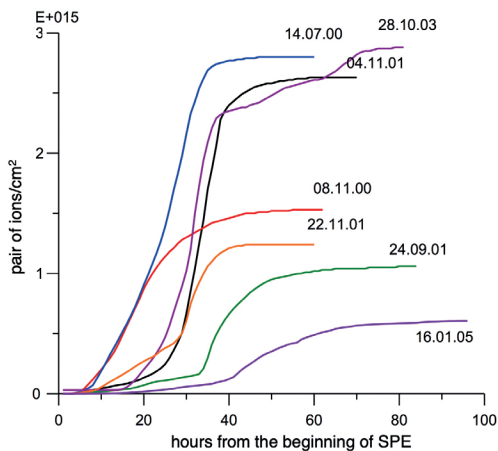


Fig. 5. Total ion production for the most powerful solar proton events (SPE) during 23th solar cycle at latitude 70° N [44]

Рис. 5. Количество ионов, образованных в столбе атмосферы на широте 70° N, во время наиболее мощных протонных событий (SPE) в 23-м цикле солнечной активности [44]

The availability of the satellite measurements covering the SPE period in July 2000 made it possible to compare the model results with experimental data. Figure 4 (lower panel) shows the results of data processing of the HALOE instrument installed on-board the American UARS (Upper Atmosphere Research Satellite) satellite, which measured ozone in the high latitudes of the northern hemisphere during the solar flare. The difference in the ozone content at 680 N between July 15, 2000 (the time of the outbreak) and July 12 (there is no outbreak yet) is shown. The experimental data and the model calculations demonstrate strong (90%) destruction of ozone in the summer mesosphere, the divergence in the scales of the graphs on the upper and lower panels should be taken into account. (Unfortunately, comparison of experimental and model results for the night polar region proved to be impossible due to a lack of experimental data). Therefore, strong solar proton events can significantly influence the ozonosphere in the sunlit polar region.

All proton events occurring in the course of the 23th solar cycle were analyzed in [44]. Figure 5 illustrates the total ion production for different SPE with three outstanding events, the Bastille Day Event among them. Thus, the conclusion is made that the effect of the solar particle influence should be taken into account if one is to understand correctly the variability of the polar ozone.

3. Ozone depletion in the Antarctic and solar UV irradiance

3.1. The quasi-biennial oscillation (QBO) and the 11-year solar cycle

The quasi-biennial oscillation (QBO) is an alternation of zonal wind direction which is observed along the whole equator in a latitude belt with a half-width of $\pm 12^\circ$ in the stratosphere at pressure levels from ~ 100 hPa (~ 16 km) to ~ 3 hPa (~ 40 km). As generally accepted, the wind QBO is driven by a broad spectrum of waves, which interact with a background flow, causing a gradual alternate descent of westerly (eastward) and easterly (westward) wind regimes. The QBO is one of the main features of the general circulation in the Earth's atmosphere and the dominant source of interannual variability of large-scale dynamical processes and distribution of ozone and other trace gases not only in the tropics but also at the middle and high latitudes [47].

Apparently one of the most important effects of the QBO is the modulation of the solar influence on the Earth's atmosphere. An essential aspect of this issue is a proposed 11-year solar cycle modulation of the QBO itself [48], in particularly of the QBO period. Earlier results reported an anti-correlation of the QBO period with the solar cycle. However, later studies with a larger available data set showed instability of the correlation that can change in time [49]. However, despite the lack of a clear relationship of the QBO period with the 11-year solar cycle, a relationship of the QBO with solar activity variations at other periods cannot be ruled out. Indeed, Gruzdev et al. [50] have found a statistical link for the wind QBO and solar UV variations of the quasi-biennial time period.

3.2. The seasonal features and prediction of the QBO

As the QBO is a regularly repeated feature of the atmospheric circulation, it can be useful in predicting the inter-annual variations of different phenomena on long-time scales. However, for this, a forecast of the QBO itself is required first. At present, the model predictability capacity of the QBO is limited to one-two years. Correlation scores with observational data exceed ~ 0.7 at a time lag of up to ~ 12 months, and then the level of predictability decreases [51]. This indicates that the present understanding of the QBO changes is not complete. For example, no agreement was found between the models

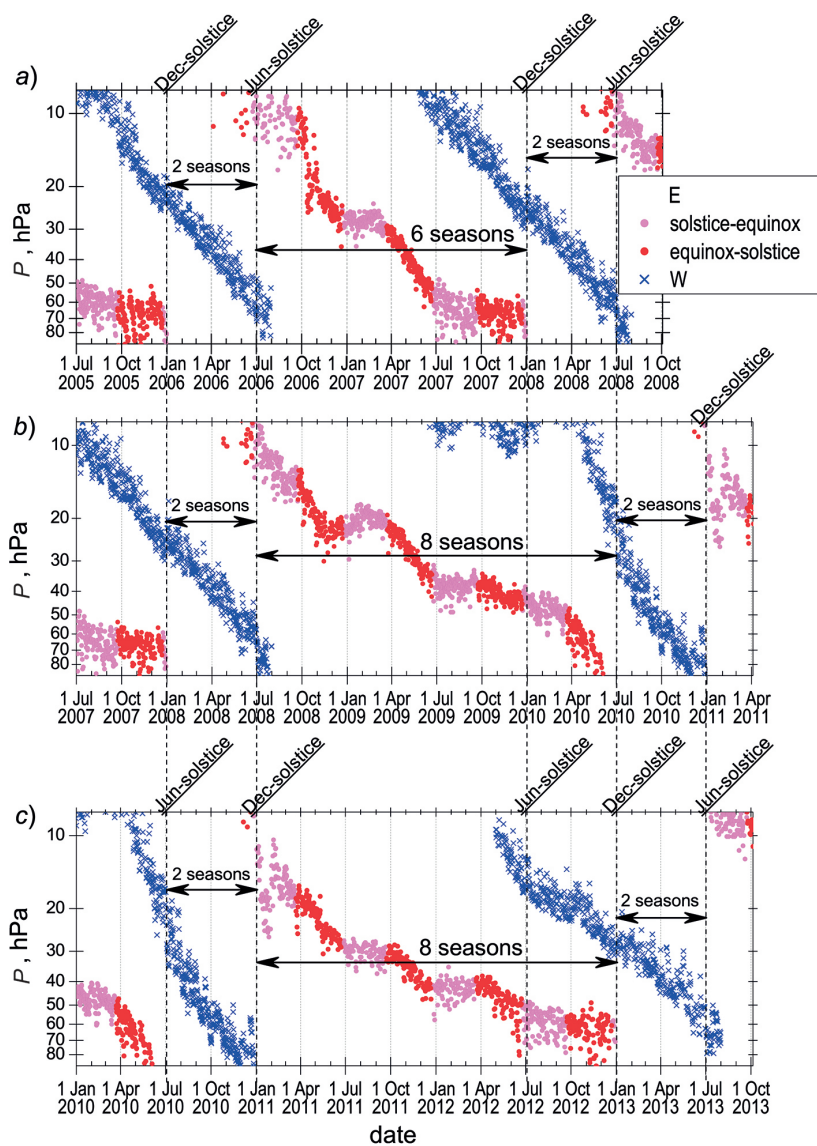


Fig. 6. Changes of the pressure level of the descending easterly wind shear derived from altitudinal profiles for the whole easterly descent from ~ 10 to ~ 70 hPa in a) June 2006 to December 2007; b) June 2008 to June 2010; c) December 2010 to December 2012

Рис. 6. Изменения высотного уровня (уровня давления) спускающегося сдвига восточного ветра в течение его полного спуска от ~ 10 до ~ 70 гПа, полученные по ежедневным данным о высотных профилях скорости ветра: а) июнь 2006 г. – декабрь 2007 г.; б) июнь 2008 г. – июнь 2010 г.; в) декабрь 2010 г. – декабрь 2012 г.

[52] in their predictions of the long-term changes of the QBO cycle period (a possible shortening or lengthening) in response to the future global warming. Apparently, this is due to differences in the representation of the basic processes driving the QBO in each model. Also, an incompleteness of the current knowledge of the QBO was demonstrated by an unexpected anomaly of the QBO in 2015–2016, which was observed after ~60 years of very regular behavior [53]. This anomaly had not been predicted by weather centers and is inexplicable in the framework of the classical commonly accepted theory of the QBO generation [47].

Seasonal dependence is an important characteristic of the QBO, which can be used for forecasting. It has been known for a very long time, but has not yet been explained. In earlier works the seasonal features were studied using monthly data of Freie Universität Berlin (hereafter FUB data) [54], and results have showed only a seasonal modulation (but not an exact synchronization) of the QBO. In our recent work [55], the descent rate of the easterly (E) and westerly (W) wind regimes was examined using daily or twice-daily observations from the Integrated Global Radiosonde Archive (IGRA) [56–57]. This study shows features that cannot be found from the monthly FUB data. Using pressure level changes of the E-wind shear, which marks the lower edge of the descending E-regime, a stepwise descent of the E-wind with alternation of intervals with a faster and slower descent rate in the full range 10–70 hPa was clearly demonstrated (Figure 6). Furthermore, the switching between different descent rates is very sharp and is observed near solstices and equinoxes. The easterly wind descends faster from equinox to solstice, while from solstice to equinox the descent rate is lower and is often near zero or even negative (a stop or ascent). Also, the beginning of the easterly at ~10 hPa and its ending near ~70 hPa are related with the solstices.

The study of all the 16 descending E-shears (using all available data in the 1977–2015 time interval, i.e. before the QBO anomaly in 2015–2016) showed that only three variants of changes in time are possible, depending on the time of the initial appearance of the E-shear at ~10 hPa and the whole time of its descent to ~70 hPa. Fig. 6 shows examples for each variant, and the scheme in Fig. 7 indicates the sequencing of the seasons, which resulted from the above seasonal links of the E-shear accelerations/decelerations. Every descent lasts either 6 or 8 seasons between appropriate solstices. The 6-season descents are limited between June and December solstices, the 8-season descents may be limited between either December solstices or June solstices. Also, the interval between the end of the previous E-shear at ~70 hPa and the appearance of the next E-shear at ~10 hPa is always equal to two seasons. The appearance of the W-shear at ~10 hPa is always observed one-to-three seasons before the end of the E-shear descent at ~70 hPa (Figures 6 and 7). But the W-shear, irrespective of the time of its appearance at ~10 hPa, always completes its descent near ~70 hPa simultaneously with the appearance of the next E-shear at ~10 hPa, and this occurs near the solstice in June or December.

Consequently, seasonal alignment of the QBO seems to be primarily associated with the seasonal regularities of the E-regime descent. The sharp changes of the descent rate of the E-wind near equinoxes and solstices are especially evident in the layer 20–50 hPa, and they can be clearly determined using even the monthly FUB data. The E-wind deceleration in the layer 20–50 hPa was earlier named stagnation stage, and the determination of the QBO period as an interval between the beginnings of the successive stagnations was suggested [58]. In this case, the QBO cycle must always begin near the solstice (in

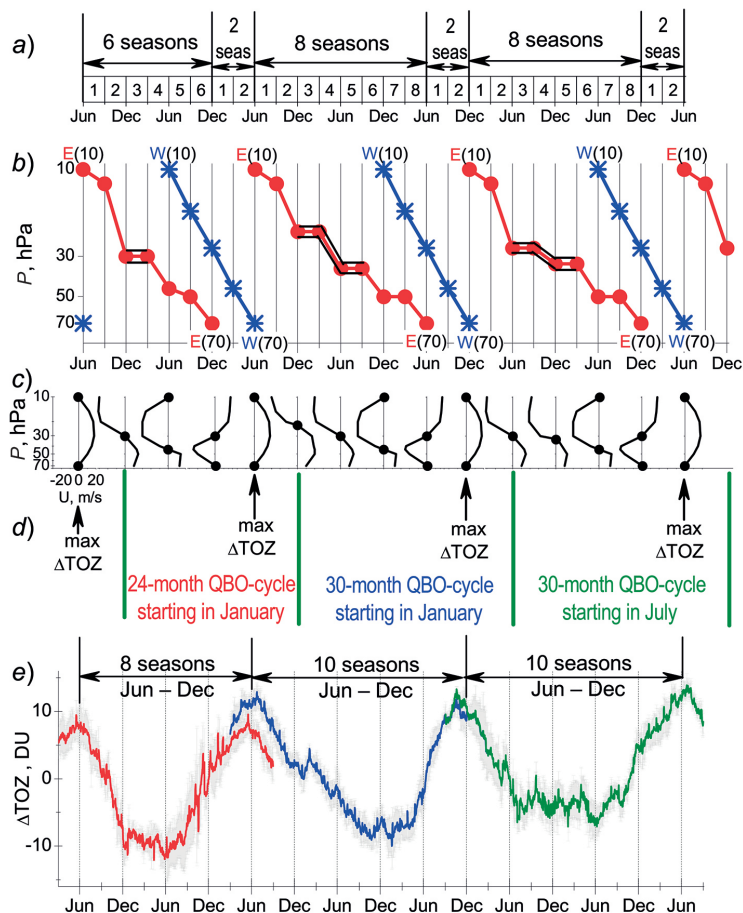


Fig. 7. The scheme for the determination of the time intervals with the identical changes of the descent of the E- and W-shear of the wind QBO, the QBO cycles and ΔTOZ changes. *a)* a sequence of the seasons; *b)* the E- (red) and W-shear (blue) descents; *c)* the height profiles of the wind speed for some months, with the big full circles at profiles indicating the levels of the wind shear; *d)* the times of the maximum ΔTOZ (the arrows below the profiles) and scenarios of the QBO cycles; *e)* the mean ΔTOZ variations at latitudes from 5°S to 5°N for three type of the QBO wind descent. The grey bars indicate the standard error of the mean.

Note that the times of the ΔTOZ maxima correspond to the end of the W-shear at 70 hPa (W70) and the simultaneous beginning of the subsequent E-shear at 10 hPa (E10)

Рис. 7. Схема определения временных интервалов с идентичными изменениями спусков Е- и W-сдвига ветра КДО, циклов КДО и изменений ΔTOZ . *a)* последовательность сезонов; *b)* спуски Е- (красный) и W-сдвига (синий); *c)* высотные профили скорости ветра для некоторых месяцев, большие черные кружки на профилях указывают уровни сдвига ветра; *d)* моменты максимумов ΔTOZ (стрелки под профилями) и сценарии циклов КДО; *e)* средние вариации ΔTOZ на широтах от 5° ю. ш. до 5° с. ш. для трех типов спуска ветра КДО. Серые полосы указывают стандартную ошибку среднего.

Обратите внимание, моменты максимумов ΔTOZ соответствуют окончанию спуска W-сдвига на 70 гПа (W70) и одновременному началу спуска последующего Е-сдвига на 10 гПа (E10)

January or July from monthly FUB data) and its period turns out to be equal to 24, 30 or 36 months. In Fig. 7*b*, the stagnation stages are marked by black lines along the red lines for the E-shear, and Fig. 7*d* specifies possible scenarios of the QBO cycles.

Note that it is commonly believed that the QBO period varies irregularly in the range from 17 to 38 months, with the mean value being about 28–30 months. However, the discretely varying period of the QBO cycle, resulting from the seasonal regularities of the E-regime descent, allows long-term QBO prediction [59–61]. The duration of the forecasting depends on the scenario of the QBO. For example, at the beginning of the 24-month scenario of the QBO cycle the prediction is possible for the next 2 years, but at the beginning in January of the 30-month scenario the prediction is possible for the subsequent five years interval because the 30-month QBO cycle with the beginning in January is always followed by a 30-month QBO cycle with the beginning in July.

3.3. The dependence of the QBO on the solar UV irradiance

The coupling of the easterly descent with seasons indicates that the equinoxes and solstices are key moments for a sharp change in the rate of the easterly descent. As is well known, the solar UV radiation, due to the absorption by ozone, affects the ozone and temperature fields in the equatorial stratosphere, but apparently the changes from solstice to equinox must be opposite to that from equinox to solstice. Thus, the seasonal variations of solar UV can cause an abrupt acceleration/deceleration of the easterly descent near equinoxes/solstices. Furthermore, the changes of the solar activity, and, correspondingly, the solar UV, at time scales of the QBO cycle period can be a source of a variety of scenarios of the QBO cycles, depending on the duration of the E-shear descent (Figs. 7*b* and 7*d*). The difference between the 6- and 8-season descents of the E-shear, which start both at ~10 hPa near the June solstice (Figs. 6*a* and 6*b*), is caused by various descent rates. In all the cases observed in 1977–2015, the height of the E-shear two seasons after the beginning of the E-descent (near the December solstice) was higher in the 8-season descents as compared with the 6-season. Moreover, from the December solstice to the March equinox, the ascent of the E-shear zone was observed in all the 8-season descents (as in Fig. 6*b*) [55].

A study of the solar UV in the course of the E-descents of a different duration was carried out using the Bremen Mg II composite index [62, 63], which is commonly used as a proxy for the solar UV irradiance. The long-term and short-term variations were removed from the original time series of the Mg II index by calculating a deviation of the 55-day running mean from the 360-day running mean. The resulted normalized ΔMgII index was used to determine the average UV changes coupling with the E-shear of the different descent rate and, correspondingly, the different duration.

Figure 8 shows the ΔMgII in the first year of the E-shear descents from 10 hPa to ~30 hPa. The main differences between 6- and 8-season descents, mentioned above, are apparently observed under opposite changes of the ΔMgII . Since the solar irradiance decreases (increases) from equinox to solstice (from solstice to equinox), a faster (slower) descent of the E-shear is observed under the condition of the decrease (increase) in the UV irradiance. Therefore, the additional increase in the UV irradiance due to the solar activity variations (blue line for the 8-season descent) decelerates the fast descent in the interval from equinox to solstice and changes the slow descent to ascent in the interval from solstice to equinox. And vice versa, the additional decrease in the UV irradiance due to variations of the solar activity (red line in Figure 8 for the 6-season descent) accelerates E-shear descent and therefore lowers the pressure level of the E-shear compared to the

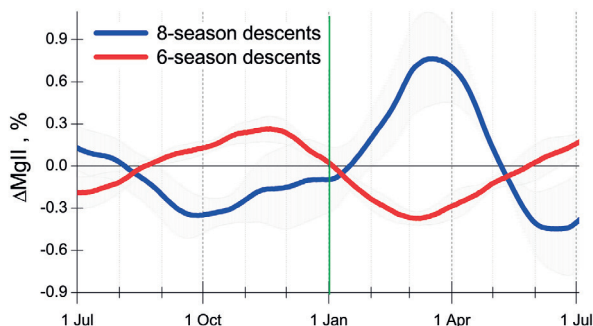


Fig. 8. Variations of the solar UV (ΔMgII index) in the course of the first year of the E-shear descents from 10 hPa to ~30 hPa. Red and blue lines are for 6- and 8-season E-descents, respectively

Рис. 8. Вариации солнечного УФ-излучения (индекса ΔMgII) в течение первого года спуска Е-сдвига от 10 гПа до ~30 гПа. Красные и синие линии показывают 6- и 8-сезонные спуски Е-сдвига соответственно

level in the 8-season descent. Hence the solar seasonal UV variations may be responsible for the stepwise E-descent with a sharp acceleration/deceleration near equinox/solstice, while the solar UV variations due to solar activity changes may cause the differences in total duration of the E-wind descent, and, accordingly, in the type of scenario of the QBO cycle (24- or 30-month scenario). A complete explanation of this relationship will require modeling experiments and comparison with observations.

3.4. Forecast of spring ozone depletion (ozone hole) in the Antarctic

The quasi-biennial oscillation of the total ozone (TOZ) over the tropics is produced due to the vertical transport of ozone by a secondary meridional circulation induced by the QBO of the zonal wind. The descent of the W-shear (E-shear) is accompanied by the downward (upward) motion of air masses, and, as a result, by a growth (decrease) in the TOZ [47]. A detailed analysis of the satellite daily deseasonalized TOZ (ΔTOZ) data over the course of 15 complete wind QBO cycles, using the above mentioned seasonal features of the wind QBO, convincingly showed some new important seasonal properties of the equatorial ozone QBO [64]. Maxima of the ΔTOZ variations (Fig. 7e) are definitely observed near the solstice months (June or December), which are linked with time moments when the W-regime reaches ~70 hPa and the E-regime appears at ~10 hPa, which occur at the same time (Fig. 7b). This relation leads to the recurrence of the ΔTOZ maxima every 2 or 2.5 years. The red, blue and green lines in Fig. 7e depict the ΔTOZ variations that are associated with the E-shear descents of different duration: the 6-season descent, and 8-season descents beginning near June and near December solstices, respectively. But the times of the minima of the ΔTOZ are less obvious due to the W-wind appearance at ~10 hPa under the condition of the unfinished descent of the E-wind. The coupling of the wind QBO with the TOZ indicates the possibility of forecasting the equatorial TOZ variations based on the predicted wind QBO [64]. Similarly, forecasting other various processes/parameters, for which the dependence on the QBO is identified, is possible, based on the long-term forecast of the wind QBO.

For example, it is very important to predict the intensity of spring ozone depletion (ozone hole) in the Antarctic. The ozone hole is observed annually, however it is characterized by strong year-to-year fluctuations of some characteristic, such as the TOZ decrease, ozone hole area, polar vortex power, ozone mass deficit and others. The ozone

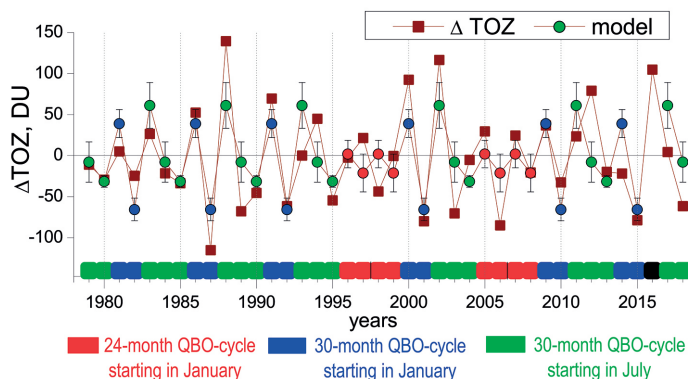


Fig. 9. Comparison of the model and actually observed fluctuations of the ΔTOZ in November in the south polar region ($70\text{--}80^\circ\text{ S}$) in 1979–2018

Рис. 9. Сравнение модельных и фактически наблюдавшихся вариаций ΔTOZ в ноябре в южной полярной области $70\text{--}80^\circ\text{ ю. ш.}$ в 1979–2018 гг.

hole is formed due to the complex influence of photochemical and dynamical processes. The increased concentration of ozone-depleting substances in the atmosphere causes a long-term negative trend in the TOZ. But year-to-year fluctuations are coupled with dynamic processes and, hence, are modulated by the QBO [47]. Therefore, the year-to-year fluctuations prevent the determination of the trend direction in recent years, and their forecast allows the identification of the natural causes of variations and the assessment of the trend due to anthropogenic factors. The forecast of ozone hole fluctuations, for example the TOZ, is based on an empirical model of the interannual fluctuations for the QBO cycles of different scenarios. The model is the average ΔTOZ variation for each type of the QBO scenario, and it is determined from experimental data over a long time interval. On the basis of the model obtained, having a long-term forecast of the QBO one can predict the ΔTOZ changes for the same period. Figure 9 shows a comparison of the model and actually observed fluctuations of the ΔTOZ in 1979–2018.

4. Influence of the geoeffective solar wind on atmospheric processes

4.1. Distinctive features of the atmospheric circulation in the Antarctic

Katabatic winds are an exceptional feature of the atmospheric circulation in the Antarctic. The katabatic wind regime (Figure 10a) is a powerful drainage stream of near-surface air masses flowing from the ice dome (where the stations Vostok and Dome C are located) to the coastline [65]. This drainage is caused by negative air buoyancy supported by severe radiation cooling of the atmosphere on the ice sheet surface (due to long-wavelength radiation). The spatial structure of katabatic winds is one of the most stable atmospheric phenomena on the Earth [66]. The Coriolis force (determined by the Earth's rotation) deflects the descending air masses in the west direction, as a result the circumpolar vortex is formed at the coast line.

The powerful drainage stream permanently generates the deficiency of air masses at the Antarctic ice dome. This deficiency is compensated at the expense of air masses coming to the near-surface layer from the troposphere. As a result, a large-scale system of the vertical (meridional) circulation is formed above Antarctica [67]. The system of the vertical circulation (Figure 10b) includes a drainage of the air masses along the slope of

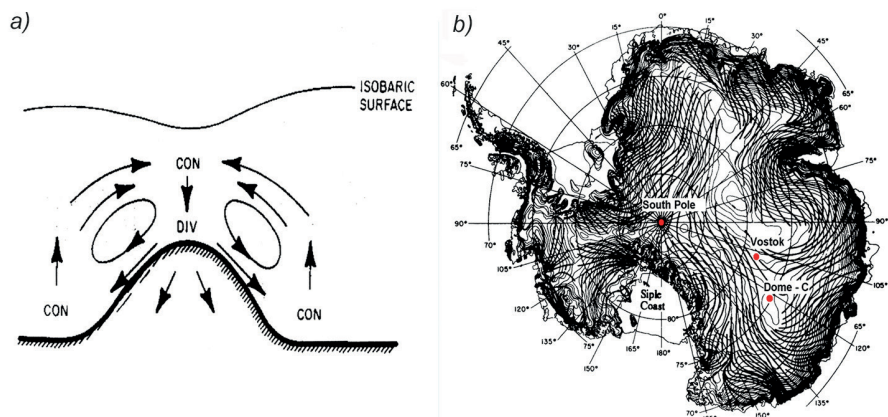


Fig. 10. The katabatic wind regime in Antarctica: *a*) conceptual scheme of the vertical mass circulation forced by katabatic winds [67]; *b*) drainage pattern of near-surface katabatic winds, red points mark the location of the inner-continental stations Vostok, Dome C and South Pole

Рис. 10. Система кatabатических ветров в Антарктике: *a*) концептуальная схема циркуляции воздушных масс над Антарктикой [67]; *b*) схема распределения кatabатических ветров (изолинии давления) в приземном слое Антарктики, красными точками отмечено положение станций Восток, Купол С и Южный Полюс

the ice sheet, an ascending flow near the coast line, a return movement in the lower and middle troposphere, and a descending flow above the tops of the ice dome [67, 68]. The air mass coming from the troposphere to the near-surface layer gets warm adiabatically, whereas the air mass situated on the ice sheet is subjected to a constant radiation cooling (as a result of the long wavelength radiation). These processes maintain the thermal equilibrium in the winter atmosphere. Propagation of the katabatic winds from the Antarctic ice dome is a phenomenon that involves the entire southern hemisphere [69].

4.2. Solar Wind influence on the atmospheric processes in the winter Antarctic

Initially the cloudiness above the Antarctic ice dome was associated with the Forbush decrease of galactic cosmic rays during disturbed periods [10, 12]. However, a study of the cloudiness above the station Vostok (Antarctica) in the absence of Forbush decreases in the years of the solar minimum (1974–1977 and 1985–1987) showed that the cloudiness alterations were associated with the interplanetary magnetic field (IMF) B_z component [70]. The behaviour of cloudiness was examined by the data of radiation balance measurements and visual man-made observations in relation to all negative ($\Delta B_z < -1\text{ nT}$) and all positive ($\Delta B_z > 1\text{ nT}$) daily IMF B_z deviations. The rise of negative B_z was followed by the cloudiness growth and by the appropriate warming at the ground layer (altitude 3.45 km above sea level at Vostok), whereas the rise of positive B_z was followed by the cloudiness decays and the appropriate cooling. The maximum effect is observed in the day of negative B_z deviation or on the next day: the temperature at the ground level (lower panel) increased according to the cloudiness growth. It means that the cloudiness above Vostok is related to the IMF sign and, therefore, to the solar wind electric field affecting the magnetosphere

$$E_{KL} = V_{SW} \cdot (B_V^2 + B_Z^2)^{1/2} \sin^2(\Theta/2) \quad [71],$$

where V_{SW} is the velocity of the solar wind, B_z and B_V are the IMF components, and Θ is the angle between the IMF transverse component and the geomagnetic dipole.

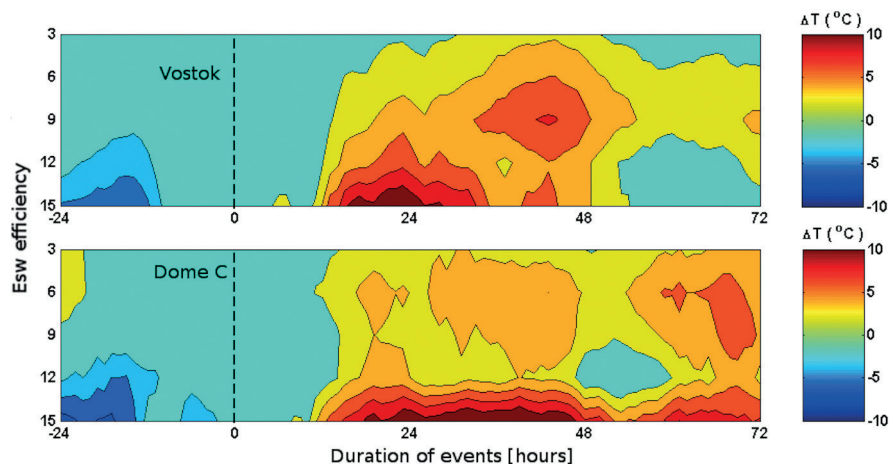


Fig. 11. Summary plot of the temperature changes ΔT at the stations Vostok and Dome C as a function of the E_{KL} efficiency (left scale) [72]

Рис. 11. Диаграмма, показывающая временной ход роста температуры ΔT (правая шкала) на станциях Восток и Купол С в зависимости от величины поля E_{KL} (левая шкала) [72]

Sudden warmings are another extraordinary phenomenon sometimes observed in the winter season in Central Antarctica, when the temperature on the ground level increases up to 10–15°C over some hours. As analysis [72] showed, these sudden warmings are also related to a strong increase in the solar wind electric field E_{KL} . Figure 11 shows a summary plot of the temperature changes ΔT (°C) at the stations Vostok (upper panel) and Dome C (lower panel) as a function of the E_{KL} value (left scale) over 72 hours after the E_{KL} maximum moment (T_0), which is marked by the dash vertical line. Red color density indicates the warming rate. The warming at the Vostok and Dome C stations starts when the interplanetary magnetic field (IMF) is southward for a long time (> 12 hours) and the solar wind electric field E_{KL} effect steadily grows. The longer the electric field exposure (and the higher electric field intensity), the greater is the temperature deviation and the shorter is time delay between the key moment and the temperature change. Thus, the long influence of the intense electric field ($E_{KL} > 10\text{mV/m}$) on the Earth's magnetosphere results in the cloud formation and the sudden warming at the stations Vostok and Dome C, located at the top of the Antarctic ice dome. As this takes place, the station South Pole, located outside of the ice dome top (see Figure 10a), does not display these changes.

Figure 12 demonstrates the response of the temperature (left) and atmospheric pressure (right) above the Vostok station ($h = 3.5\text{--}20\text{ km}$) to variations of the solar wind electric field (taken in the form $E_{sw} = V_{sw} \cdot (-B_z)$) [73, 74]. The analysis was based on the data of daily aerological measurements at Vostok in 1978–1992, the day with a maximum E_{sw} deviation (a) or a minimum E_{sw} deviation (b) was taken as a zero day, the temperature (or pressure) profile for the 1st day preceding the zero day being taken as the level of reference for all the succeeding days. In the case of the negative electric field leap ($\Delta E_{sw} < 0$), the atmosphere in the ground layer ($h = 3.45\text{--}3.5\text{ km}$) gets warm within 1–2 days, but the atmosphere at altitudes of more than 10 km becomes cool. In the case of the positive electric field leap ($\Delta E_{sw} > 0$), the atmosphere in the ground layer ($h = 3.45\text{--}3.5\text{ km}$) becomes cool, but the atmosphere at $h > 10\text{ km}$ gets warm. It implies

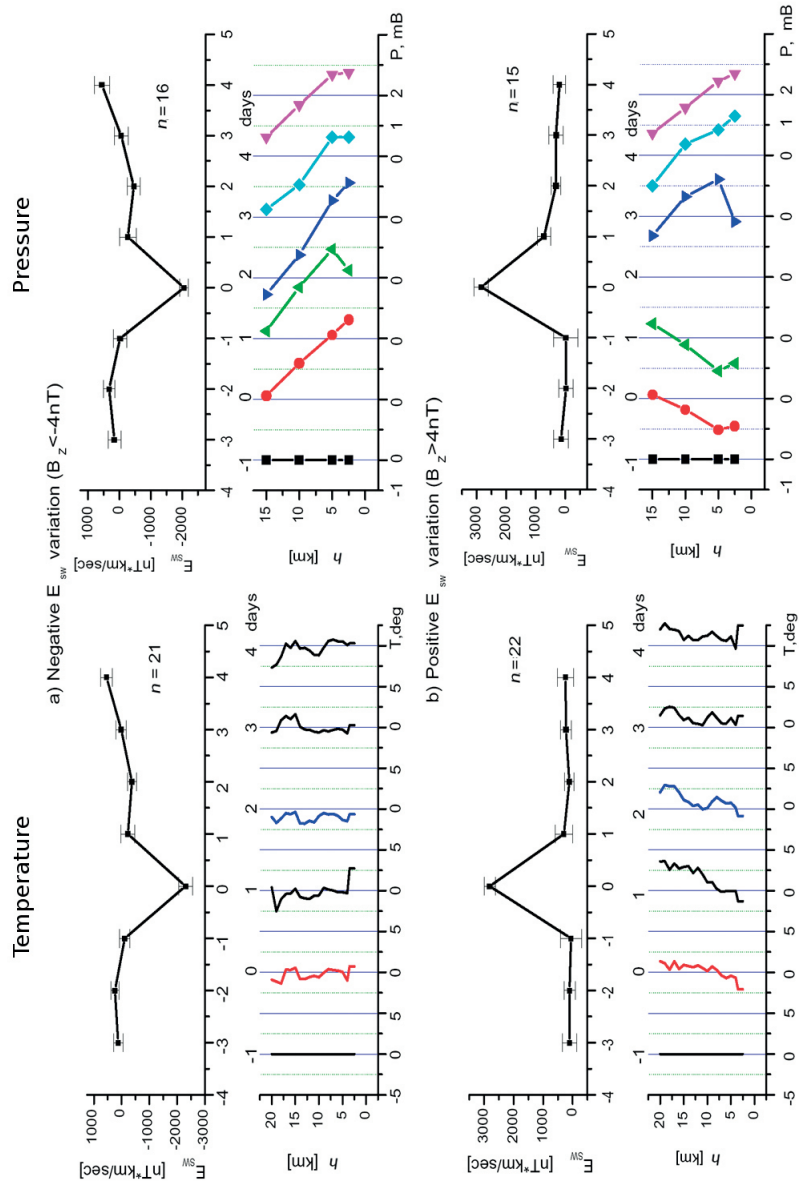


Fig. 12. Height profiles of the temperature (T) deviations and atmospheric pressure (P) deviations above the Vostok station under conditions of the negative (a) and positive (b) E_{sw} field [73, 74]

Рис. 12. Эффект воздействия отрицательного (a) и положительного (b) межпланетного электрического поля E_{sw} на распределение температуры T (левая колонка) и атмосферного давления P (правая колонка) на высотах от 3 до 20 км над станцией Восток [73, 74]

that the temperature at altitudes $h = 5\text{--}10$ km remains invariant under the influence of the varying electric field. The atmospheric pressure above Vostok ($h = 3.5\text{--}15$ km) also responds in the manner opposite to the negative and positive Esw deviations: the negative leap in E_{sw} is followed by an increase in the atmospheric pressure, the positive leap in E_{sw} is followed by a decrease in the atmosphere pressure in the 1st and 2nd days.

The conclusion made in [75, 76, 77] is that these phenomena are related to the vertical atmospheric circulation acting in the Antarctic in the winter season (see Figure 10). The air masses coming to the near-surface atmosphere from the troposphere, get warm adiabatically, whereas the air masses situated on the ice sheet are subjected to the constant radiation cooling due to the long wavelength radiation. These two processes maintain a thermal quasi-equilibrium in the winter atmosphere. A cloud layer is an efficient backscatter for the long-wavelength radiation going upward from the ice sheet, but it does not affect the air masses coming from above and their adiabatic warming. The reduction of the radiative cooling (because of the cloud layer) should result in a warming of the atmosphere below the cloud layer and a cooling of the atmosphere above the layer. The experimental data indicate an acceleration of the descending air masses at $h = 5\text{--}12$ km in response to the negative ΔE_{sw} leap [74]. As aerological measurements above the Vostok station demonstrate, this acceleration is followed by an atmospheric pressure increase at $h < 10$ km. The increase in the pressure above the ice dome top will strengthen the katabatic winds flowing along the ice sheet slope to the coastline.

If the descending air masses velocity exceeds the crucial level, the Coriolis force is unable to provide the westward deflection of katabatic winds. As a result, the circumpolar vortex decays and the “regular” easterlies, typical of the coast stations during the winter season, are replaced by “anomalous” southerlies. Figure 13 shows directions of the regular and “anomalous” winds above Antarctica. The regular winds at the Vostok station are winds with a low speed ($V < 6$ m/s); the anomalous winds are winds with a higher speed ($V > 6$ m/s). The regular katabatic winds at the coast stations are winds with azimuths in the range of $60\text{--}120^\circ$, whereas the winds with azimuths near 180° are regarded as

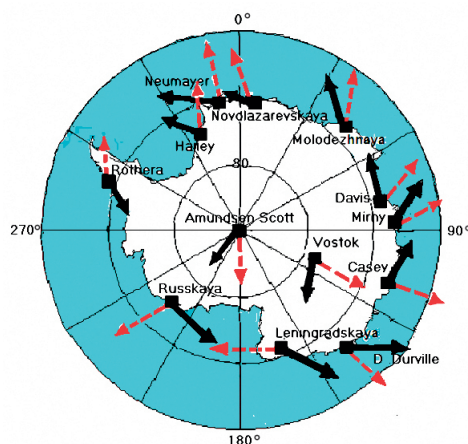


Fig. 13. Regular (black) and anomalous (red) winds in the winter Antarctica [70]

Рис. 13. Распределение регулярных (черные стрелки) и аномальных (красные стрелки) ветров в Антарктике [70]

anomalous winds. The regular winds (marked by black arrows) at the Antarctic coast form the circumpolar vortex, which is strongly related to the katabatic wind velocity [78]. The anomalous winds (red arrows) blow away from the Antarctic coast toward the equator. The relationship of the anomalous winds in the winter Antarctic to the IMF B_z component was examined in [70]. It was found that the anomalous winds are preceded for 1–2 days by a rise in the southward IMF B_z amplitude. Not all anomalous winds seen at Vostok are simultaneously observed at the coast stations: only when the strong southward IMF ($B_z \leq -3$ nT) lasts for more 3 days do the anomalous winds spread over the entire Antarctica, and the cold Antarctic air masses rush into the Southern Ocean.

4.3. Mechanisms of the solar wind impact on the atmospheric processes

The solar wind containing the southward B_z IMF component has a pronounced effect on the magnetosphere by means of the electric field E_{KL} and the corresponding magnetospheric field-aligned currents (R1 FAC system). These currents, flowing into the polar ionosphere at the dawn side and flowing out of the ionosphere at the dusk side, produce the dawn-dusk voltage across the polar cap. This linkage is principally ascertained and the quantitative relationship between the electric field E_{KL} and the polar cap voltage is well defined (see [71]). On the other hand, tropical thunderstorms provide a constant potential difference ~ 250 kV between the ionosphere and the Earth's surface. This potential difference ensures the downward vertical return currents, which are the most intense and variable in the polar areas ($1\text{--}4$ pA/m²) owing to the effects of the cosmic and magnetospheric energetic particles [79, 80]. This is the way the global electric circuit is realized. Actual changes of the atmospheric electric field observed at the Vostok station represent the combination of the daily course of the tropic thunderstorms (so-called Carnegie curve) and deviations affected by the solar wind electric field [81]. The influence of the solar wind on the global electric circuit is well documented [24], but the mechanisms of the influence of the global electric circuit on the cloud formation and acceleration processes are not understood yet.

Strong increase in the southward (B_{zs}) IMF component (and the corresponding increase in the geoeffective interplanetary electric field E_{KL}) brings into action two processes in the winter atmosphere of the Antarctic. The first is the formation of the cloud layer above the tops of the ice dome, where the air masses descend from the troposphere to the near-surface layer in the central Antarctic. As a result of the radiative cooling reduction, the atmosphere gets warm below the cloud layer and gets cool above the layer. The latter is an acceleration of the air masses coming into the central Antarctic from the troposphere. This process causes a sharp increase in the atmospheric pressure in the surface layer and gives rise to a reconstruction of the wind system above the Antarctic and a collapse of the circumpolar vortex at the periphery of the Antarctic continent. Propagation of the katabatic winds from Antarctica is a phenomenon that involves the entire southern hemisphere [69]. Thus, a significant rise of the solar wind electric field E_{KL} has a crucial influence on the atmospheric processes in the winter Antarctic and Southern Ocean, and affects the formation of El-Niño and other related phenomena.

4.4. Influence of the Antarctic anomalous winds on Southern oscillation (El Niño and La Nina)

ENSO is a cycle of climatic changes taking place in the tropical Pacific Ocean with a periodicity of three to seven years, with the mechanism of the changes remaining unsolved. Stable links between the Southern Oscillation and atmospheric processes in

Antarctica were found in many studies [69, 73, 74, 82, 83]. It was shown [75] that the anomalous winds (with azimuth $\sim 190^\circ$) appear at the Antarctic coast in the 1–2 months preceding the El-Niño onset under the conditions of high magnetic activity (associated with the southward IMF). Moreover, a seasonal regularity in the occurrence of the ENSO events was revealed: the El-Niño events, associated with long-lived negative SOI deviations (> 3 months) were formed during the winter Antarctic seasons. Basing on these experimental results, a hypothesis was put forward [75, 77] that the cold anomalous winds forming in the winter Antarctic and blowing away from the Antarctic coast toward the equator will strongly impact on the Antarctic Circumpolar Current pattern acting in the Southern Ocean under usual conditions. As a result, the warm stream originating in the Western Subtropical South Pacific (WSSP) area will be deflected from the usual south-east direction toward the equator resulting in the El Niño formation.

CONCLUSIONS

The analysis of relationships between space weather agents and atmosphere constituents brings us to the following conclusions:

- Changes in the lower stratosphere circulation affect the surface climate.
- Galactic cosmic rays are not the main factor controlling the planetary cloudiness.
- Intense solar proton events have a strong impact on the photo-chemical processes in the polar areas and, correspondingly, on the atmospheric processes in the high-latitude regions.
- Variations of the solar UV irradiance modulate the descent rate of the zonal wind regimes in the equatorial stratosphere in the course of the quasi-biennial oscillation (QBO), and, therefore, control the total duration (period) of the QBO cycle and, correspondingly, the seasonal ozone depletion in the Antarctic.
- As a result of a drastic warming of the winter atmosphere above the Antarctic ice dome, the geoeffective solar wind impacts on the atmospheric wind system in the entire Southern Polar region, and thereby influences the dynamics of the Southern Oscillation (ENSO) and other planetary atmospheric systems.

Thus, our experimental data show a strong influence of the space weather agents and, correspondingly, solar activity on the Earth's atmosphere and, consequently, on the Earth's weather. This raises a question: does solar activity determine the Earth's climate? The solar activity in the past can be estimated by the sun spots number (SSN), which is closely related to such solar activity phenomena as solar flares and coronal mass ejections, responsible for solar influence on the Earth's atmosphere. Figure 14 (upper panel) shows SSN variations according to the data of sunspot observations, which started in the late 16th century. One can see an obvious 11-year cycle and the less pronounced ~ 100 -year periodicity in the variations of the solar activity. The deep minimum of solar activity, known as the Maunder minimum, took place in 1640–1710. Then solar activity steadily increased up to the end of the 20th century, afterwards it started to decrease quickly. This regularity is very likely to be a manifestation of a 400-years periodicity in the solar activity. If this is the case, then in the near future we are in for a period similar to that of the Maunder minimum. What will be the atmospheric response to these solar activity variations?

The climate history of the Earth is often reconstructed from a variety of proxies, including ice cores, tree rings, and sediments. It should be noted that reconstructions based on tree rings [84] and those based on other sources (see for example [85–87]) provide

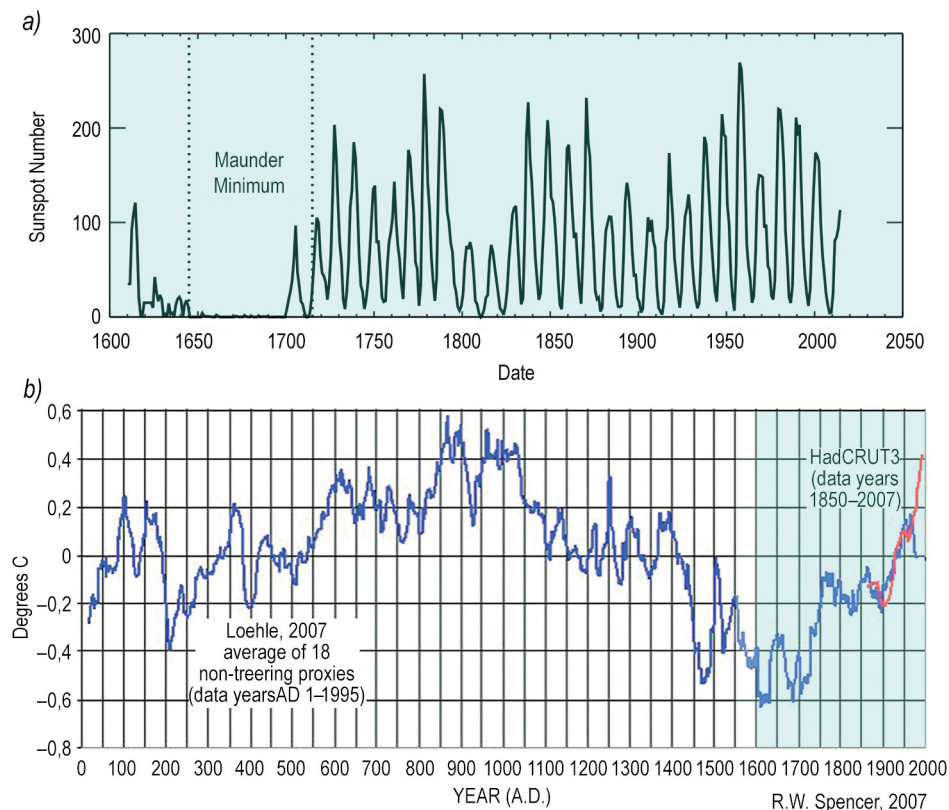


Fig. 14. Comparison of experimental data on the sun spots number (SSN) for 1600–2012 (a) and data on Global Temperature for 0–2000 years (b) [86], the blue color marks the age of the solar activity instrumental measurements

Рис. 14. Сопоставление экспериментальных данных о числе солнечных пятен (SSN) в 1600–2012 гг. (a) и данных о глобальной температуре Земли за последнее тысячелетие (0–2000 гг.) (b), голубым цветом отмечена эпоха инструментальных измерений солнечной активности

different results. Figure 14 (lower panel) shows alterations of the global temperature (the mean temperature over the Earth) for the period from 0 to 1995 [86]. One can see that the global temperature over the last 400 years strongly follows the solar activity variations: the global temperature was minimal in the 17th century, then two flat tops of temperature were observed after 1750 and around 1850, after that, during the 20th century, the Earth's temperature steadily rose. It should be noted that the highest temperatures were observed in the 9th and 10th centuries, when all technogenic emissions were non-existent and, therefore, that global warming was not associated with technogenic emissions. It means that variations of the global temperature could be due to non-anthropogenic warming, i.e. they are natural phenomena related to solar activity changes. Summing up, we have to admit that global climate changes in response to solar activity, and the latter has demonstrated the tendency to decrease in the last 15 years. If this trend proves to be steady (which will be clear in the next 5–10 years), then we will witness a global cooling (like a second Maunder minimum) instead of a global warming!

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Финансирование. Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований, грант N 20-15-50107.

Вклад авторов. Введение, заключение, разделы 1 и 4 подготовлены О.А.Трошичевым, раздел 2 написан А.А.Криволицким, раздел 3 написан И.П.Габис.

Благодарности. Авторы выражают благодарность рецензентам данной статьи за полезные замечания.

Competing interests. The authors declare the absence of competing interests.

Funding. The work was supported by grant N 20-15-50107 from the Russian Foundation for Basic Research.

Authors input. The introduction, conclusions and sections 1 and 4 of this review were prepared by O.A. Troshichev, section 2 was written by A.A. Krivolutsky, section 3 was written by I.P. Gabis.

Acknowledgements. The authors are grateful to reviewers for fruitful remarks.

REFERENCES

1. Thompson D.W.J., Wallace J.M. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.* 1998, 25 (9): 1297–1300.
2. Philander S.G.H., Rasmusson E.M. The Southern Oscillation and El Niño. *Advances in Geophysics.* 1985, 28A: 197–215.
3. Bazilevskaya G., Usoskin I., Flückiger E., Harrison R., Desorgher L., Bütikofer R., Krainev M., Makhmutov V., Stozhkov Y., Svirzhetskaya A., Svirzhetsky N., Kovaltsov G. Cosmic ray induced ion production in the atmosphere. *Space Sci. Rev.* 2008, 137: 149–173. doi:10.1007/s11214-008-9339-y.
4. Mironova I., Aplin K., Arnold F., Bazilevskaya G., Harrison R., Krivolutsy A., Nicoll K., Rozanov E., Turunen E., Usoskin I. Energetic particle influence on the Earth's atmosphere. *Space Sci. Rev.* 2015, 194: 1–96. doi:10.1007/s11214-015-0185-4.
5. Miroshnichenko L.I. Solar cosmic rays: 75 years of research. *Physics-Uspekhi.* 2018, 61(4): 323–352. doi: <https://doi.org/10.3367/UFNe.2017.03.038091>.
6. Mironova I., Bazilevskaya G., Kovaltsov G., Artamonov A., Rozanov E., Mishev A., Makhmutov V., Karagodin A., Golubenko K. Spectra of high energy electron precipitation and atmospheric ionization rates retrieval from balloon measurements. *Science of the Total Environment.* 2019, 693: 133242. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.07.048>.
7. Usoskin, I.G., Kovaltsov G.A., Mironova I.A. Cosmic ray induced ionization model CRAC:CRII: An extension to the upper atmosphere. *J. Geophys. Res.* 2010, 115: D10302. doi:10.1029/2009JD013142.
8. Usoskin, I.G., Kovaltsov G.A., Mironova I.A., Tylka A.J., Dietrich W.F. Ionization effect of solar particle GLE events in low and middle atmosphere. *Atmospheric Chemistry and Physics.* 2011, 11 (5): 1979–1988. doi:10.5194/acp-11-1979-2011.
9. Tinsley B.A., Brown G.M., Scherrer P.H. Solar variability influences on weather and climate: possible connection through cosmic ray fluxes and storm intensification. *J. Geophys. Res.* 1989, 94: 14783–14792.
10. Pudovkin M.I., Veretenenko S.V. Cloudiness decreases associated with Forbush-decreases of the galactic cosmic rays. *J. Atmos. Terr. Phys.* 1995, 57: 1349–1355.
11. Svensmark H., Friis-Christensen E. Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage — a missing link in solar climate relations. *J. Solar-Terr. Phys.* 1997, 59: 1225–1232.
12. Todd M., Kniveton D. Changes in cloud cover associated with Forbush decreases of galactic cosmic rays. *J. Geophys. Res.* 2001, 106: 32031–32041.

13. Marsh N., Svensmark H. Galactic cosmic ray and El Nino-Southern Oscillation trends in International Satellite Cloud Climatology Project D2 low-cloud properties. *J. Geophys. Res.* 2003, 108: 4195. doi: 10.1029/2001JD 001264.
14. Kerthaler S., Toumi R., Haigh J. Some doubts concerning a link between cosmic ray fluxes and global cloudiness. *Geophys. Res. Lett.* 1999, 26 (7): 863–865. <https://doi.org/10.1029/1999GL900121>.
15. Farrar P.D. Are cosmic rays influencing ocean cloud coverage — or is it only El Nino? *Climate Change*. 2000, 47: 7–15.
16. Palle E., Butler C.J. The proposed connection between clouds and cosmic rays: cloud behavior during the past 50–120 years. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2002, 64: 327–337.
17. Kristjansson J.E., Staple A., Kristiansen J., Kaas E. A new look at possible connection between solar activity, clouds and climate. *Geophys. Res. Lett.* 2002, 29: 2107 doi:10.1029/2002GL015646.
18. Harrison R.G., Carslaw K.S. Ion-aerosol-cloud processes in the lower atmosphere. *Rev. Geophys.* 2003, 41: 1012–1026. doi: 10.1029/2002RG000114.
19. Rycroft M.J., Nicoll K.A., Aplin K.L., Harrison R.G. Recent advances in global electric circuit coupling between the space environment and the troposphere. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 2012, 90–91 (1):198–211, doi:10.1016/j.jastp.2012.03.015.
20. Tinsley B.A., Rohrbaugh R.P., Hei M., Beard K.V. Effects of image charges on the scavenging of aerosol particles by cloud droplets and on droplet charging and possible ice nucleation processes. *J. Atmos. Sci.* 2000, 57: 2118–2134.
21. Harrison R.G. Cloud formation and the possible significance of charge for atmospheric condensation and ice nuclei. *Space Sci. Rev.* 2000, 94: 381–396.
22. Marsh N., Svensmark H. Cosmic rays, clouds, and climate. *Space Sci. Rev.* 2000, 94: 215–230.
23. Carslaw K.S., Harrison R.G., Kirkby J. Cosmic rays, clouds, and climate. *Science*. 2002, 298: 1732–1737. doi:10.1126/science.1076964.
24. Tinsley B.A. Influence of solar wind on the global electric circuit, and inferred effects on cloud microphysics, temperature, and dynamics in the troposphere. *Space Sci. Rev.* 2000, 94: 231–258.
25. Mironova I., Tinsley B., Zhou L. The links between atmospheric vorticity, radiation belt electrons, and the solar wind. *Advances in Space Research*. 2012, 50 (6): 783–790. doi:10.1016/j.asr.2011.03.043.
26. Kazil J., Lovejoy E.R., Barth M.C., O'Brien K. Aerosol nucleation over oceans and the role of galactic cosmic rays. *Atmos. Chem. Phys.* 2006, 6: 4905–4924.
27. Kazil J., Harrison R.G., Lovejoy E.R. Tropospheric new particle formation and the role of ions. *Space Sci. Rev.* 2008, 137: 241–255. doi:10.1007/s11214-008-9388-2.
28. Kirkby J., Curtius J. et al. Role of sulphuric acid, ammonia and galactic cosmic rays in atmospheric aerosol nucleation. *Nature*. 2011, 476 (7361): 429–433. doi:10.1038/nature10343.
29. Mironova I.A., Desorgher L., Usoskin I.G., Fluckige E.O., Butikofer R. Variations of aerosol optical properties during the extreme solar event in January 2005. *Geophys. Res. Lett.* 2008, 35: L18610. doi:10.1029/2008GL035120.
30. Mironova I.A., Usoskin I.G. Possible effect of extreme solar energetic particle events of September–October 1989 on polar stratospheric aerosols: a case study. *Atmos. Chem. Phys.* 2013, 13: 8543–8550. doi:10.5194/acp-13-8543-2013.
31. Mironova I.A., Usoskin I.G. Possible effect of strong solar energetic particle events on polar stratospheric aerosol: a summary of observational results. *Environ. Res. Lett.* 2014, 9: 015002. doi:10.1088/1748-9326/9/1/01502.
32. Rozanov E., Calisto M., Egorova T., Peter T., Schmutz W. Influence of the precipitating energetic particles on atmospheric chemistry and climate. *Surv. Geophys.* 2012, 33: 483–501.

33. Veretenenko, S., Thejll P. Effects of energetic solar proton events on the cyclone development in the North Atlantic. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2004, 66: 393–405.
34. Veretenenko S.V. Comparative analysis of short-term effects of solar and galactic cosmic rays on the evolution of baric systems at middle latitudes. *Bulletin of the Russian Academy of Sciences: Physics.* 2017, 81 (2): 260–263.
35. Artamonova I., Veretenenko S. Galactic cosmic ray variation influence on baric system dynamics at middle latitudes. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2011, 73 (2.3): 366–370.
36. Veretenenko S., Ogurtsov M. Stratospheric polar vortex as a possible reason for temporal variations of solar activity and galactic cosmic ray effects on the lower atmosphere circulation. *Adv. Space Res.* 2014, 54: 2467–2477.
37. Veretenenko S., Ogurtsov M. Cloud cover anomalies at middle latitudes: Links to troposphere dynamics and solar variability. *J Atmos Solar-Terr Phys.* 2016, 149: 207–218.
38. Veretenenko S.V., Ogurtsov M.G. Influence of solar-geophysical factors on the state of the stratospheric polar vortex. *Geomagn. Aeronomy.* 2020, 60: 974–981.
39. Funke B., Baumgaertner A., Calisto M., Egorova T., Jackman C.H., Kieser J., Krivolutsky A., Lopez Puertas M., Marsh D., Reddmann T., Rozanov E., Salmi S., Sinnhuber M., Stiller G., Verronen P., Versick S., Clarmann T., Vyushkova T., Wieters N., Wissing J. Composition changes after the “Halloween” solar proton event: the High Energy Particle Precipitation in the Atmosphere (HEPPA) model versus MIPAS data intercomparison study. *Atmos. Chem. Phys.* 2011, 11: 9089–9139. www.atmos-chem-phys.net/11/9089/2011/doi:10.5194/acp-11-9089-2011.
40. Krivolutsky A.A., Vyushkova T.Yu., Cherepanova L.A., Kukoleva A.A., Repnev A.I., Banin M.V. Three-dimensional global photochemical model CHARM. Accounting for the contribution of solar activity. *Geomagn. Aeronomy.* 2015, 55 (1): 64–93.
41. Krivolutsky A.A., Repnev A.I. The impact of space factors on the Earth’s ozonosphere. Moscow: GEOS, 2009: 384 p.
42. Repnev A.I., Krivolutsky A.A. Variations in the chemical composition of the atmosphere from satellite measurements and their relation to fluxes of energetic particles of cosmic origin. *Izvestiya RAS. Atmospheric and Oceans Physics.* 2010, 46 (5): 535–562.
43. Krivolutsky A.A., Cherepanova L.A., Vyushkova T.Yu., Repnev A.I., Klyuchnikova A.V. Global circulation of the Earth’s atmosphere at altitudes of 0–135 km, calculated using the ARM model. Accounting for the contribution of solar activity. *Geomagn. Aeronomy.* 2015, 55 (6): 808–828.
44. Krivolutsky A.A., Kuminov A.A., Kukoleva A.V., Repnev A.I., Pereyaslova N.K. Proton activity of the Sun in the 23rd cycle of activity and changes in the ozonosphere: numerical modeling and analysis of observational data. *Geomagn. Aeronomy.* 2008, 48 (4): 450–464.
45. Krivolutsky A.A., Klyuchnikova A.V., Zakharov G.R., Vyushkova T.Yu., Kuminov A.A. Dynamical response of the middle atmosphere to solar proton event of July 2000: three-dimensional model simulations. *Adv. Space Res.* 2006, 37: 1602–1613.
46. Ondrášková A., Krivolutsky A., Kukoleva A., Vyushkova T., Kuminov A., Zakharov G. Response of the lower ionosphere to solar proton event on July 14 2000. Model simulations over the both poles. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2008, 70: 539–545.
47. Baldwin M.P., Gray L.J., Dunkerton T.J., Hamilton K., Haynes P.H., Randel W.J., Holton J.R., Alexander M.J., Hirota I., Horinouchi T., Jones D.B.A., Kinnarsley J.S., Marquardt C., Sato K., Takahashi M. The Quasi-biennial Oscillation. *Reviews of Geophysics.* 2001, 39 (2): 179–229.
48. Salby M., Callaghan P. Connection between the Solar Cycle and the QBO: The missing link. *J. Climate.* 2000, 13 (14): 2652–2663. doi: 10.1175/1520-0442(1999)012<2652: CBTSCA>2.0.CO;2.
49. Fischer P., Tung K.K. A reexamination of the QBO period modulation by the solar cycle. *J. Geophys. Res.* 2008, 113: D07114. doi:10.1029/2007JD008983.

50. Gruzdev A.N., Bezverkhii V.A., Schmidt H., Brasseur G.P. Effects of solar activity variations on dynamical processes in the atmosphere: Analysis of empirical data and modeling. Turbulence, Atmosphere and Climate Dynamics. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2019, 231: 012021. doi:10.1088/1755-1315/231/1/012021.
51. Scaife A.A., Athanassiadou M., Andrews M., Arribas A., Baldwin M., Dunstone N., Knight J., MacLachlan C., Manzini E., Müller W., Pohlmann H., Smith D., Stockdale T. Predictability of the Quasi-Biennial Oscillation and its northern winter teleconnection on seasonal to decadal timescales. *Geophys. Res. Lett.* 2014, 41: 1752–1758. <https://doi.org/10.1002/2013GL059160>.
52. Richter J.H., Butchart N., Kawatani Y., Bushell A., Holt L., Serva F., Kawatani Y., Bushell A.C., Holt L., Anstey J., Simpson I., Osprey S., Hamilton K., Braesicke P., Cagnazzo C., Chen C., Garcia R., Gray L., Kerzenmacher T., Lott F., McLandress C., Naoe H., Scinocca J., Stockdale T., Versick S., Watanabe S., Yoshida K. Response of the Quasi-Biennial Oscillation to a warming climate in global climate models. *Quart. Jour. Royal Meteorol. Soc.* 2020. <https://doi.org/10.1002/qj.3749>.
53. Osprey S.M., Butchart N., Knight J.R., Scaife A.A., Hamilton K., Anstey J.A., Schenzinger V., Zhang C. An unexpected disruption of the atmospheric quasibiennial oscillation. *Science*. 2016, 353 (6306): 1424–1427. doi: 10.1126/science.aah4156.
54. The quasi-biennial-oscillation (QBO) data serie. Available at: <http://www.geo.fu-berlin.de/en/met/ag/strat/produkte/qbo/index.html>. (Accessed 15.01.2021).
55. Gabis I.P. Seasonal dependence of the quasi-biennial oscillation (QBO): New evidence from IGRA data. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2018, 179: 316–336.
56. Integrated Global Radiosonde Archive (IGRA). Available at: <https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/weather-balloon/integrated-global-radiosonde-archive>. (Accessed 15.01.2021)
57. Durre I., Vose R.S., Wuertz D.B. Overview of the integrated global radiosonde. *Archive. J. of Climate*. 2006, 19: 53–68.
58. Gabis I.P., Troshichev O.A. QBO cycle identified by changes in height profile of the zonal winds: new regularities. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2005, 67: 33–44.
59. Gabis I.P., Troshichev O.A. The quasi-biennial oscillation in the equatorial stratosphere: seasonal regularity in zonal wind changes, discrete QBO-cycle period and prediction of QBO-cycle duration. *Geomagn. Aeron.* 2011, 51: 501–512.
60. Gabis I.P. Forecast of development of quasi-biennial oscillation in the equatorial stratospheric wind until April 2014. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2012, 80: 79–91.
61. Gabis I.P. The validity of long-term prediction of quasi-biennial oscillation (QBO) as a proof of the exact seasonal synchronization of the equatorial stratospheric QBO cycle. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2015, 124: 44–58.
62. Composite Mg II Index. Available at: <http://www.iup.uni-bremen.de/UVSAT/Datasets/mgii>. (Accessed 15.01.2021).
63. Snow M., Weber M., Machol J., Viereck R., Richard E. Comparison of Magnesium II core-to-wing ratio observations during solar minimum 23/24. *J. Space Weather Space Clim.* 2014, 4: A04. doi:10.1051/swsc/2014001.
64. Gabis I.P. Quasi-biennial oscillation of the equatorial total ozone: A seasonal dependence and forecast for 2019–2021. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2020, 207 (C): 105353.
65. Parish T.R., Bromwich D.H. The surface windfield over the Antarctic ice sheets. *Nature*. 1987, 328: 51–54.
66. Schwerdtfeger W. *Weather and Climate of the Antarctic*. New York: Elsevier, 1984: 261 p.
67. Parish T.R., Bromwich D.H. Continental-scale simulation of the Antarctic katabatic wind regime. *J. Climate*. 1991, 4: 135–146.
68. Egger J. Slope winds and the axisymmetric circulation over Antarctica. *J. Atmos. Sci.* 1985, 42: 1859–1867.

69. Bromwich D.H., Carrasco J.F., Liu Z., Tzeng R.Y. Hemispheric atmospheric variations and oceanographic impacts associated with katabatic surges across the Ross Shelf, Antarctica. *J. Geophys. Res.* 1993, 98 (D7): 13045–13062.
70. Troshichev O., Vovk V., Egorova L. IMF associated cloudiness above near-pole station Vostok: impact on wind regime in winter Antarctica. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2008, 70: 1289–1300.
71. Troshichev O., Janzhura A. Space weather monitoring by ground-based means: PC index. Berlin, Heidelberg: Springer Verlag, 2012: 288 p. doi:10.1007/978-3-642-16803-1.
72. Troshichev O., Janzhura A. Temperature alterations on the Antarctic Ice sheet initiated by the disturbed solar wind. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2004, 66: 1159–1172.
73. Troshichev O.A., Egorova L.V., Vovk V.Y. Evidence for influence of the solar wind variations on atmospheric temperature in the southern polar region. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2003, 65: 947–956.
74. Troshichev O.A., Egorova L.V., Vovk V.Y. Influence of the solar wind variations on atmospheric parameters in the southern polar region. *Adv. Space Res.* 2004, 34: 1824–1829.
75. Troshichev O.A., Egorova L.V., Vovk V.Ya. Influence of the disturbed solar wind on atmospheric processes in Antarctica and El-Nino Southern Oscillation. *Mem. Soc. Astronomy of Italia.* 2005, 76: 890–898.
76. Troshichev O.A. Relationship between magnetic activity in the polar cap and atmospheric processes in the winter Antarctica. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2010, 72: 943–950.
77. Troshichev O.A., Vovk V.Ya., Egorova L.V. Solar wind influence on atmospheric processes in winter Antarctica. Antarctica: The most interactive ice-air-ocean environment. Ed. J. Singh, H.N. Dutta. Nova Sci. Publishers, 2011.
78. Parish T.R. On the role of Antarctic katabatic winds in forcing large-scale tropospheric motions. *J. Atmos. Sci.* 1992, 49: 1374–1385.
79. Tinsley B.A., Heelis R.A. Correlations of atmospheric dynamics with solar activity: evidence for a connection via the solar wind, atmospheric electricity, and cloud microphysics. *J. Geophys. Res.* 1993, 98: 10375–10384.
80. Tinsley B.A., Zhou L. Initial results of a global circuit model with variable stratospheric and tropospheric aerosols. *J. Geophys. Res.* 2006, 111, D16205: 1–23. doi: 10.1029/2005JD006988.
81. Frank-Kamenetsky A.V., Troshichev O.A., Burns G.B., Papitashvili V.O. Variations of the atmospheric electric field in the near-pole region related to the interplanetary magnetic field. *J. Geophys. Res.* 2001, 106: 179–190.
82. Van Loon H., Shea D.J. The Southern Oscillation, VI, Anomalies of sea level pressure on the southern hemisphere and of Pacific sea surface temperature during the development of a warm event. *Mon. Weather Rev.* 1987, 115: 370–379.
83. Smith S.R., Stearns C.R. Antarctic pressure and temperature anomalies surrounding the minimum in the Southern Oscillation Index. *J. Geophys. Res.* 1993, 98 (D7): 13071–13083.
84. Mann M.E., Jones P.D. Global surface temperatures over the past two millennia. *Geophys. Res. Lett.* 2003, 30 (15): 1820. doi:10.1029/2003GL017814.
85. Moberg A., Sonechkin D.M., Holmgren K., Datsenkoet N.D., Karlin W. Highly variable Northern hemisphere temperatures reconstructed from low- and high resolution proxy data. *Nature.* 2005, 433 (7026): 613–617.
86. Loehle C. A 2000-year Global temperature reconstruction based on not-treering proxies. *Energy and Environment.* 2007, 18 (7): 1049–1058.
87. Demezhko D.Y., Golovanova I.V. Climatic changes in the Urals over the past millennium? An analysis of geothermal and meteorological data. *Climate of the Past.* 2007, 3 (2): 237–242.

Влияние космической погоды на земную атмосферу (расширенный реферат)

Термином «космическая погода» называют комплекс явлений и процессов в гелиосфере, обусловленных «солнечной активностью» — непрерывным, но меняющимся во времени излучением солнечной плазмы и электромагнитных волн в космическое пространство. Основными компонентами космической погоды являются: волновое электромагнитное излучение, солнечный ветер — поток низкоэнергичной солнечной плазмы, излучаемой всей поверхностью Солнца, корональные выбросы плазмы и высокоскоростные потоки, связанные с солнечными активными областями («возмущенный солнечный ветер»), солнечные и галактические космические лучи (потоки высокоэнергичных протонов и электронов с энергией $E > 500$ МэВ).

Волновое (световое и тепловое) солнечное излучение определяет условия жизни на Земле, но его изменения в связи с солнечной активностью очень незначительны и приходится в основном на УФ-область спектра, что обуславливает вариации долготно-широтного распределения озона в земной атмосфере. Энергетический вклад корпускулярной радиации пренебрежимо мал по сравнению с волновой радиацией, но она критически меняет условия прохождения волновой радиации через атмосферу и сильно варьирует, с периодичностью от суток до сотен лет в зависимости от солнечной активности. Актуальность исследования таких вариаций и их влияния на атмосферные процессы становится особенно очевидной в свете происходящих в настоящее время глобальных климатических изменений.

Космические лучи солнечного и галактического происхождения и высокоэнергичные электроны магнитосферного происхождения Земли, проникающие в земную атмосферу, ионизуют нейтральные молекулы азота и водорода, создавая химически активные окислы азота и водорода, которые разрушают атмосферный озон. В зависимости от энергии частиц, которая определяет глубину их проникновения, ионизация происходит на высотах мезосферы или стратосферы. Именно этот механизм солнечно-атмосферных связей объясняет межгодовую изменчивость содержания озона в полярных областях. Исследования, выполненные в рамках международного проекта НЕРРА (High Energetic Particle Precipitation in the Atmosphere), в котором принимали участие представители 10 стран, включая Россию, позволили перейти к модельным расчетам воздействия частиц солнечного происхождения на атмосферу, основанным на экспериментальных спутниковых данных о содержании озона и других малых газовых составляющих атмосферы. В последние годы российскими учеными были созданы глобальные фотохимические модели, включающие химические реакции ионной химии, что позволяет изучить воздействие вспышек на Солнце на области D и E полярной ионосферы.

Ионы, генерируемые в атмосфере под воздействием заряженных частиц, увеличивают скорость образования ядер конденсации аэрозолей, что определяет такие климатические последствия, как формирование облачности, циклоническая активность, атмосферная циркуляция. Полученные экспериментальные данные свидетельствовали о влиянии меняющегося корпускулярного излучения на погоду и климат, на облачность в верхнем ярусе атмосферы, на температуру полярной тропосферы, на глобальную облачность и на облачность в нижнем ярусе атмосферы.

Уникальность атмосферных процессов в Антарктике, где наличие континентального ледяного купола обеспечивает стабильную систему вертикальной атмос-

ферной циркуляции, обеспечивает возможность анализа воздействия на атмосферу возмущенного солнечного ветра (длительное воздействие интенсивного межпланетного электрического поля). Показано, что воздействие реализуется через глобальную электрическую цепь и определяет режим аномальных атмосферных ветров в зимней Антарктике. С режимом аномальных атмосферных ветров связано формирование отрицательной фазы (Эль-Ниньо) в системе южной атмосферной циркуляции ENSO. Система ENSO является самой мощной планетарной системой на Земле, которая определяет не только климатический режим в Южном полушарии, но влияет и на погодные условия в Северном полушарии (системы АО и NAO).



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

«ЦАРЬ-ЛЕДОКОЛ» АКАДЕМИКА А.Н. КРЫЛОВА

К.Е. САЗОНОВ^{1,2}

¹ — *Крыловский государственный научный центр, Санкт-Петербург, Россия*

² — *Санкт-Петербургский государственный морской технический университет, Санкт-Петербург, Россия*

kirsaz@rambler.ru

Резюме

В работе на основании изучения архивных документов анализируется заседание экспертного совета ГУСМП по обсуждению проекта мощного ледокола в 18–24 тыс. л. с., состоявшееся 15 июня 1935 г. в Ленинграде. Материалы этого заседания позволяют оценить состояние ледоколостроения в середине 30-х годов прошлого века. Особый интерес представляет позиция по этому вопросу академика А.Н. Крылова, а также руководства ГУСМП.

Ключевые слова: ГУСМП, ледовые качества, ледокол, А.Н. Крылов, «Ермак», «Красин».

Для цитирования: Сазонов К.Е. «Царь-ледокол» академика А.Н. Крылова // Проблемы Арктики и Антарктики. 2021. Т. 67. № 2. С. 208–221. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-2-208-221>.

Поступила 15.05.2021

После переработки 09.06.2021

Принята 11.06.2021

“TSAR ICEBREAKER” OF ACADEMICIAN A.N. KRYLOV

KIRILL E. SAZONOV^{1,2}

¹ — *Krylov State Research Centre, St. Petersburg, Russia*

² — *St. Petersburg State Marine Technical University, St. Petersburg, Russia*

kirsaz@rambler.ru

Summary

The paper describes the GUSMP (North Sea Route Directorate) expert council session on the design of a powerful icebreaker of 18000–24000 HP held on June 15, 1935 in Leningrad, based on the archive documents. Analysis of the session materials sheds light on the state-of-the-art of icebreaker building in the mid-1930s. The standpoint of academician A.N. Krylov as well as GUSMP administration is particularly interesting.

Keywords: icebreaker, ice performance, GUSMP, A.N. Krylov, “Yermak”, “Krasin”.

For Citation: Sazonov K.E. "Tsar icebreaker" of academician A.N. Krylov. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2021, 67 (2): 208–221. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-2-208-221>.

Received 15.05.2021

Revised 09.06.2021

Accepted 11.06.2021

ВВЕДЕНИЕ

Имя выдающегося кораблестроителя, механика и математика академика Алексея Николаевича Крылова (1863–1945) широко известно в нашей стране. Описанию его жизненного пути и разбору полученных им научных результатов посвящено большое количество работ [1–3]. Недавно отмечавшееся 150-летие со дня рождения ученого вызвало появление новых работ, посвященных анализу его деятельности [4–9]. Часто имя А.Н. Крылова упоминается в различных научно-популярных изданиях. Не снижающийся с годами интерес к личности и делам академика обусловлен не только многогранностью его научных интересов, но и особенностями его независимого характера, литературным талантом, в чем каждый читатель может убедиться, познакомившись с книгой «Мои воспоминания» [10], выдержавшей большое количество изданий.

Известный литературовед академик А.С. Орлов в 1946 г. опубликовал работу «Академик А.Н. Крылов — знаток и любитель русской речи» [11], в которой в числе прочего отметил образность и афористичность речи Крылова. А.С. Орлов подчеркивает, что в практике научного общения Алексей Николаевич всегда придерживался правила, которое сам сформулировал в очерке о вице-адмирале С.О. Макарове, когда, характеризуя его работы, подчеркивал, что «легкость формы и изложения не вредили глубине мысли и верности суждений» [12, с. 381]. Одно из образных выражений А. Н. Крылова — «Царь-ледокол» — до сих пор встречается в различных научных и научно-популярных работах, посвященных истории и развитию ледоколостроения в нашей стране (см., например, [3, 13, 14] и др.).

Практически во всех работах говорится, что А.Н. Крылов на одном из совещаний использовал образное сравнение предполагаемого к проектированию и строительству ледокола с «Царь-пушкой» и «Царь-колоколом», назвав его «Царь-ледоколом». Дата проведения совещания и его подробности у всех авторов описываются по-разному, так что создается впечатление о каком-то сильно мифологизированном событии. Тем не менее в Центральном государственном архиве научно-технической документации Санкт-Петербурга (ЦГАНТД СПб) содержится документ, озаглавленный «Стенографический отчет заседания экспертного совета ГУСМП (Главное управление Северного морского пути) по обсуждению проекта мощного ледокола в 18–24 тыс. л. с.» и содержащий 56 листов [15] (далее в тексте при цитировании этого архивного дела в круглых скобках указывается лист дела). Совещание состоялось 15 июня 1935 г. в Ленинграде.

РАЗВИТИЕ ЛЕДОКОЛОСТРОЕНИЯ В СССР ДО НАЧАЛА 1930-Х ГОДОВ

Прежде чем анализировать стенограмму совещания, необходимо дать некоторые пояснения о состоянии развития ледоколостроения в СССР в рассматриваемый период.

Оставляя в стороне вопрос о приоритете в создании первых ледоколов в Европе, отметим, что к началу Первой мировой войны Россия имела достаточно развитый

ледокольный флот [16]. В его состав входил первый в мире ледокол «Ермак», предназначенный для эксплуатации в Арктике. В годы войны в Англии был построен и введен в строй самый мощный в то время ледокол «Святогор», в будущем знаменитый «Красин». В конце XIX — начале XX в. были выполнены первые экспериментальные и теоретические исследования ледокольной способности судов. Большой вклад в эти исследования внесли российские ученые и инженеры: Р.И. Рунеберг, В.И. Афанасьев, С.О. Макаров, А.Н. Крылов и др. [17, 18].

После революции до начала 1930-х годов ледокольный флот СССР не развивался. Тем не менее он продолжал активно использоваться в хозяйственной деятельности на замерзающих акваториях. История использования ледокольного флота в эти годы в арктических морях подробно описана М.И. Беловым в [19]. Так же активно ледокольный флот использовался на Балтийском море, обеспечивая зимнюю навигацию в Ленинградский торговый порт. Необходимо отметить, что благодаря энтузиазму гидролога порта В.И. Арнольд-Алябьева на Балтике в 20-х годах продолжались исследования особенностей эксплуатации ледоколов и их ледовых качеств [20, 21]. Можно констатировать, что к середине 30-х годов прошлого столетия практически отсутствовали теоретические исследования и обобщение опыта эксплуатации ледоколов. В распоряжении проектантов новых судов были лишь формулы для расчета ледового сопротивления, полученные В.И. Афанасьевым и Р.И. Рунебергом [22]. Эти формулы не подходили для проектирования современных судов и ледоколов. Формула В.И. Афанасьева по своей сути является эмпирическим обобщением опыта эксплуатации ледоколов, построенных во второй половине XIX в., мощность, водоизмещение и размеры которых были существенно меньше, чем значения этих же характеристик для предполагаемых к проектированию и строительству ледоколов. Метод расчета ледового сопротивления Р.И. Рунеберга, являясь первым в мире теоретическим методом, очень приближенно описывал характер движения ледокола во льдах.

17 декабря 1932 г. было создано Главное управление Северного морского пути во главе с О.Ю. Шмидтом [23]. Одним из первых начинаний ГУСМП стала организация сквозного плавания по Северному морскому пути (СМП) парохода «Челюскин». Еще до окончания челюскинской эпопеи появилось постановление Главного управления о строительстве ледокола мощностью 18 тыс. л. с. (технические характеристики проектируемого ледокола приведены в работе [24]). Об этом пишет известный полярный исследователь Н.И. Евгенов [25], а также отмечает в своем выступлении на рассматриваемом совещании 1935 г. руководитель группы управления морского и речного транспорта ГУСМП И.К. Сморгонский (л. 3).

Анализ результатов челюскинской эпопеи показал, что для транспортного освоения СМП необходимо создание новых ледоколов и судов ледового плавания. В июле 1934 г. вышло постановление СНК СССР и ЦК ВКП(б) «О мероприятиях по развитию Северного морского пути и северного хозяйства» [26], на основании которого руководством ГУСМП была поставлена задача создания советских ледоколов мощностью 12 и 18–24 тыс. л. с. Перед выходом постановления в Москве в СНК СССР состоялось специальное совещание судостроителей и полярников-челюскинцев, на котором обсуждались перспективы создания ледокольного флота. Многие авторы, которые упоминают «Царь-ледокол», относят появление этого выражения именно к этому совещанию.

После принятия программных документов были начаты проектные проработки перспективных судов для плавания во льдах и ледоколов. Для наблюдения за этой деятельностью при Главсевморпути была создана экспертная комиссия, которую иногда называли бюро экспертов по проектированию и постройке судов ледового плавания и ледоколов. Членами этой комиссии стали академик А.Н. Крылов, члены-корреспонденты АН СССР Ю.А. Шиманский и П.Ф. Папкович и многие другие видные судостроители.

Проектированием ледоколов занималась организация «Судопроект». Это была довольно мощная проектная организация, образованная в 1925 г. под названием Центральное конструкторское бюро морского судостроения. В октябре 1928 г. бюро было реорганизовано в Государственную контору по проектированию судов — «Судопроект». С 1929 г. в организацию вошли специалисты заводских конструкторских бюро, численность персонала возросла до 600 человек. «Судопроект» занимался проектированием практически всех судов в СССР, включая корабли для военно-морского флота. В 30-е гг. в организации работали ведущие специалисты-проектировщики страны. Пройдя ряд переименований бюро под названием «Балтсудопроект» сохранилось до наших дней. Сейчас оно входит в состав Крыловского государственного научного центра и занимается, в том числе, и проектированием ледоколов.

ЗАСЕДАНИЕ ЭКСПЕРТНОГО СОВЕТА ГУСМП 15 ИЮНЯ 1935 ГОДА

Заседание экспертного совета ГУСМП состоялось в Ленинграде и было посвящено рассмотрению результатов проектирования ледокола мощностью 18–24 тыс. л. с. К моменту проведения совещания «Судопроектом» была выполнена эскизная проработка проекта мощного ледокола, материалы этой проработки были разосланы основным участникам совещания. По своей сути совещание носило ярко выраженный технический характер и предваряло другое совещание, которое должно было пройти в Москве на более высоком уровне. Важность заседания экспертного совета подчеркивало участие в его работе двух руководителей ГУСМП С.А. Бергавинова и Э.Ф. Крастина.

Из двух руководителей ГУСМП наиболее влиятельной фигурой был, несомненно, Сергей Адамович Бергавинов, который с 1934 г. занимал должность начальника Политического управления и заместителя О.Ю. Шмидта. В любой организации того времени партийные органы обладали достаточно большой автономией от руководителя, представляя вторую ветвь власти. Биография С.А. Бергавинова типична для того времени. В 1917 г. восемнадцатилетним юношей он вступил в партию и принимал участие в Гражданской войне, являясь военным комиссаром. Затем служба в органах ВЧК-ГПУ, далее партийная работа, которая в основном протекала в северных и дальневосточных регионах. Последним местом его работы было Политическое управление ГУСМП. В октябре 1937 г. он был арестован и покончил жизнь самоубийством в тюрьме. В 1956 г. был посмертно реабилитирован.

Второй руководитель — начальник управления морского и речного транспорта ГУСМП Эдуард Францевич Крастин родился в 1895 г. (по другим сведениям — в 1898 г.) в Лифляндской губернии. Член ВКП(б), участник Гражданской войны. После войны получил высшее образование. В ГУСМП возглавлял управление, все работы по созданию новых ледоколов и судов ледового плавания осуществлялись под его руководством. В феврале 1937 г. награжден орденом Ленина и назначен



С.А. Бергавинов (в центре)
S.A. Bergavinov (in the center)



Э.Ф. Крастин
E.F. Krastin

заместителем руководителя ГУСМП. В ноябре 1937 г. был арестован и расстрелян в феврале 1938 г. Посмертно реабилитирован в 1956 г.

Вопрос о возможности создания сверхмощного по тем временам ледокола представлялся очень важным для управления морского и речного транспорта ГУСМП. Высшее же руководство до конца еще не выработало свою позицию по этому вопросу. Во время заседания Э.Ф. Крастин и С.А. Бегавинов обменялись следующими репликами:

«Крастин. — Этим кораблем надо блеснуть.

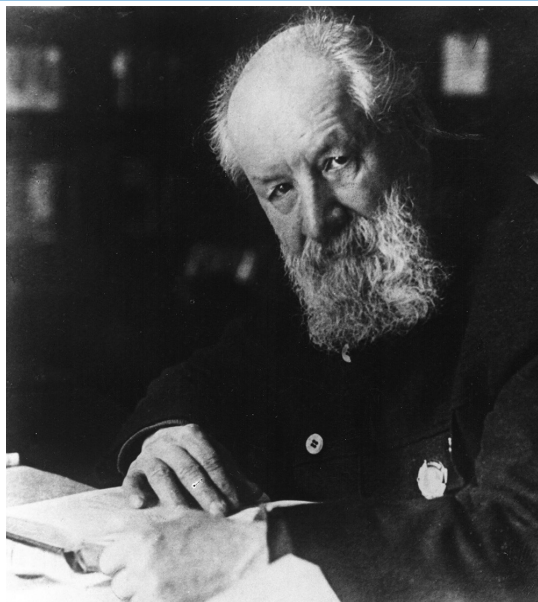
Бергавинов. — Сама наша жизнь и техника блещут, не в этом дело» (л. 28).

Из членов экспертного совета в совещании принимали участие академик А.Н. Крылов, профессор, в будущем академик Ю.А. Шиманский и заслуженный деятель науки и техники профессор В.Н. Цвибель. В совещании участвовали также известные специалисты Л.М. Ногид от «Судопроекта», Э.Э. Папмель — эксперт Научно-исследовательского института военного кораблестроения, Н. К. Кен из Научно-исследовательского института судостроения и другие. Всего в совещании приняли участие 29 человек (л. 1).

Совещание открылось докладом И.К. Сморгонского — сотрудника управления морского и речного транспорта ГУСМП, который в своем докладе изложил основные задачи и требования, предъявляемые к ледоколу. Об основных результатах и трудностях, возникших при проектировании, доложил сотрудник «Судопроекта» Л.М. Ногид. От комиссии по наблюдению за проектированием, постройкой, ремонтом и приемкой кораблей выступил ее руководитель Д.Е. Таиров. Затем было заслушано мнение членов экспертного совета ГУСМП и приглашенных специалистов. С этого момента совещание переросло в дискуссию по различным техническим вопросам



Академик Ю.А. Шиманский
Academician Yu.A. Shimansky



Академик А.Н. Крылов в 1931 г.
Academician A.N. Krylov in 1931

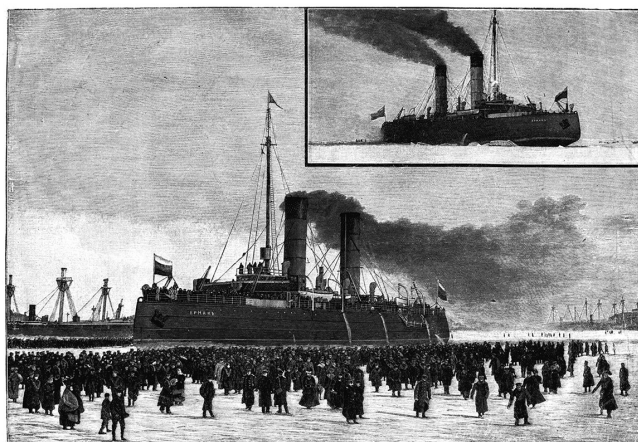
рассматриваемого проекта. Активно обсуждались главные размерения ледокола, возможность применения цистерн Фрама для снижения амплитуды его качки, проектирование гребных винтов и распределение мощности по валам, толщина обшивки корпуса, энергетическая установка и прочее. Одним из важнейших вопросов, поднятых на заседании, стал вопрос о ледовых качествах проектируемого ледокола, что нашло отражение в заключениях, принятых по итогам заседания экспертного совета (л. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ ЛЕДОВЫХ КАЧЕСТВ

Первым вопрос о ледовых качествах проектируемого ледокола поднял в своем выступлении Д.Е. Таиров. Он указал, что проектная организация «Судопроект» «совершенно определенно заявляет, что ни о каких ледовых качествах судна он [«Судопроект»] говорить не может. Критерия в оценке этих качеств он не дает» (л. 10, 11). На вопрос С.А. Бергавинова о том, кто может оценить эти качества, Таиров ответил: «Очевидно, представляется решить Севморпути в соответствии с тем, что тут имеются ледовые капитаны» (л. 11).

На совещании первым среди экспертов ГУСМП выступал академик А.Н. Крылов. Отвечая на замечание Д.Е. Таирова о ледовых качествах ледокола, он подтвердил, что «нельзя дать никаких расчетов о ледокольном качестве. Какие будут — такие и окажутся» (л. 17). На вопрос С.А. Бергавинова о приблизительной оценке ледового качества он еще раз подтвердил невозможность выполнения расчетов. Выступавший вслед за А.Н. Крыловым профессор Ю.А. Шиманский полностью поддержал это мнение.

С.А. Бергавинов остался очень недоволен тем обстоятельством, что академик А.Н. Крылов и профессор Ю.А. Шиманский подтвердили невозможность определе-



«Ермак» на пути в Кронштадт. Ледокол «Ермак» на кронштадтском рейде (с фотографии гравюра М.Н.Рашевского). (Ледокол «Ермак» // *Нива* 1899, № 12. С. 237–239)

“Ermak” on the way to Kronstadt. The “Ermak” icebreaker in the Kronstadt anchorage (engraving from a photo, by M.N.Rashevskiy). (The “Ermak” icebreaker // *Niva*. 1899, № 12. P. 237–239)

ния ледокольных качеств. Он продолжал настаивать на получении каких-либо оценок. Свою настойчивость он объяснил тем, что нельзя «прийти с общими ответами в правительство, нужна какая-то прикидка, основанная на научных и практических данных» (л. 30).

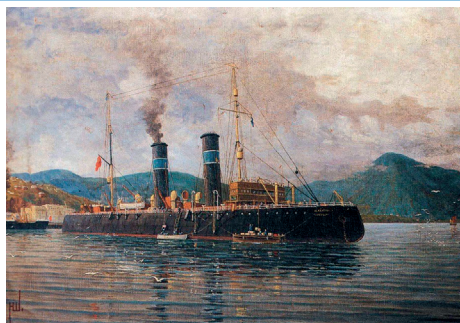
На это замечание А.Н. Крылов ответил, что основная причина сложившегося положения заключается в том, что за все время существования ледоколов изучению их ледокольной способности не уделялось должного внимания. По его мнению, единственное научное исследование было выполнено им более 30 лет тому назад [17] и «с тех пор за это время ни единственной йоты к этому не прибавлено» (л. 30). Далее А.Н. Крылов указывает: «Вот, все ваши экспедиции, вы берете туда зоологов, ботаников, корреспондентов, кинооператоров, но только первый раз намечаете взять туда инженеров, и вы хотите, чтобы после этого вам дали научный ответ на поставленный вами вопрос. Нет, вы такого ответа не получите до тех пор, пока не обставите научным образом исследования хода ледоколов во льдах» (л. 30).

Далее выступал Е.С. Толоцкий, который обосновывал позицию своей организации по проектированию мощного ледокола. В его выступлении есть интересный момент. Е.С. Толоцкий рассказал присутствующим, что специалисты «Судопроекта» прекрасно понимали необходимость оценки ледовых качеств проектируемого ледокола. Для них было ясно, что этот вопрос обязательно возникнет при приемке результатов их работы. В своем выступлении он подчеркнул, что имевшаяся в их распоряжении теоретическая база не позволяла выполнить необходимые расчеты. «Мы хотели попробовать в бассейне создать искусственный лед и попробовать его ломать с помощью модели и посмотреть, как влияет изменение элементов модели» (л. 34). «Судопроект» «имел разговоры» по этому поводу с Научно-исследовательским институтом судостроения (НИСС). Результат был следующий: «НИСС сказал, что попробовать он сможет, но взять на себя выполнение полностью этой модели он не может, а сможет взять только вопрос исследования реальности этого задания» (л. 34).



Ледокол «Красин» на стоянке
в Санкт-Петербурге.
Фото И.А. Алехиной

Icebreaker "Krasin" at a stop in St. Petersburg.
Photo by I.A. Alekhina



«Красин» на картине
капитана дальнего плавания
и художника мариниста Н. Штуккенберга.
<https://e-strannik.livejournal.com/390781.html>

"Krasin" in the painting of sea captain
and marine painter N. Stukkenberg.
<https://e-strannik.livejournal.com/390781.html>

Этот фрагмент совещания интересен тем, что здесь, по-видимому, впервые была озвучена идея создания специальных лабораторий для изучения воздействия льда на различные морские объекты. Через двадцать лет это направление в развитии ледоколостроения станет доминирующим и постепенно перерастет в создание новой технической науки — морской ледотехники [27].

Возобновление дискуссии о ледовых качествах произошло после того, как председательствующий объявил, что академик А.Н. Крылов послал ему записку, в которой изложил свое мнение. В этой записке Алексей Николаевич изложил результаты своих прикидочных расчетов. По этим расчетам получалось, что увеличение мощности ледокола приведет к 20–25-процентному увеличению толщины льда, которую сможет ломать ледокол (л. 35). Академик прокомментировал полученный результат следующим образом: «Это следует из закона механического подобия. Если вы выразите все линейные размеры, то получите то же самое. Если вы подсчитаете, то увидите, что громадное увеличение мощности и размеров ледокола дает ничтожный эффект в смысле его ледовых качеств» (л. 35).

На оценку ледовых качеств и ее объяснение А.Н. Крыловым эмоционально отреагировал С.А. Бергавинов: «Я горячий сторонник того, чтобы ак. Крылов был бы прав в своих трудах, но в этом случае я хотел бы, чтобы он ошибся. Я хотел бы, чтобы этот ледокол нарушил закон механического подобия, о котором говорит ак. Крылов, и я убежден, что и будет нарушено, иначе зачем же строить такую громаду, если она не дает серьезных результатов» (л. 35).

В ответ на это выступление и прозвучали знаменитые слова Алексея Николаевича: «Приблизительно затем же, зачем строили царь-пушку и царь-колокол» (л. 35).

При обсуждении окончательного решения совещания С.А. Бергавинов вновь вернулся к ответу А.Н. Крылова. «Откровенно скажу — реплика академика Крылова меня поразила, я ее даже записал.

Если мы строим этот корабль по типу “царя-пушки” и “царя-колокола”, с той только разницей, что эти оба царя находятся в Москве и их могут обозреть хотя бы интуристы, то этого третьего царя обозреть будет трудно, так как он будет торчать

в Мурманске, и тогда, если положение действительно таково, как говорил академик Крылов, я буду против такого ледокола и постараюсь провалить его, потому что затрачивать 50–60 миллионов рублей на корабль, который даст эффект 25 % больше 12 тыс. сильного “Красина”, на кой ляд он нам нужен!!

Мы еще не так богаты, чтобы бросаться и силами, и средствами, и техникой, не лучше ли тогда жарить 10–12 тыс. сильные и каюк?» (л. 42).

Несмотря на заявленную позицию, С.А. Бергавинов считал необходимым продолжить проектные работы по мощному ледоколу. На вопрос И.К. Сморгонского, не следует ли сэкономить 400 тыс. руб на проектировании этого ледокола, он ответил: «...проектировать надо. Это пойдет в пользу для прогресса мысли, и это пускай делают! Эти 400 тысяч не будут брошены псу под хвот, польза будет, а 60 миллионов могут быть брошены псу под хвост, если он будет давать эффект всего в 1 фут» (л. 42).

После выступления С.А. Бергавинова состоялся интересный обмен фразами.

«Сморгонский. — Нам, ученикам Алексея Николаевича, как будто бы нельзя было бы возразить ему, но все-таки мне хотелось бы сказать, что если бы мы были уверены, что этот корабль даст такую незначительную разницу, то мы бы не прикладывали руки к такому заданию, и я уверен, что этот ледокол даст эффект значительно больший, чем говорил Алексей Николаевич, иначе я в проектировании его не принял бы участия.

Бергавинов. — Он удвоит?

Сморгонский. — Об удвоении не может быть и речи.

Крылов. — Закон механического подобия придуман Ньютоном, и никуда от него не уйдешь» (л. 43).

В окончательной фазе совещания С.А. Бергавинов довольно четко сформулировал состояние знаний в области ледовых качеств судов: «Одно бесспорно из сегодняшнего совещания — это то, что ясного ответа о ледовых качествах ледокола мы не получим, видимо, тут какой-то коллосальный зевок дан за десятки лет со стороны нашей техники и науки, и организации не использовали ледовых походов для этой цели. Всем видно, что, с тех пор как ходил “Ермак”, мы никаких практических исследований не вели. Это срам и позор, и в первую очередь нам» (л. 44).

ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЕ КОММЕНТАРИИ

Рассмотренный в данной работе архивный документ является довольно интересным свидетельством своей эпохи. Обсуждение эскизного проекта перспективного ледокола позволяет воочию представить уровень развития судостроительной науки в целом и ледоколостроения в частности. Детальному анализу этих вопросов, по-видимому, должно быть посвящено отдельное исследование. Здесь же можно отметить, что работы по проектированию новых ледоколов, включая описанное совещание, стимулировали развитие исследований в области ледовых качеств судов. Так, в 1938 г. Ю.А. Шиманский публикует в Трудах Арктического института работу «Условные измерители ледовых качеств судна» [28], которая стала наиболее выдающимся вкладом в развитие морской ледотехники в СССР в довоенный период. Многие положения этой работы используются до сих пор. Академик А.Н. Крылов разрабатывает общие подходы к проектированию мощных ледоколов [29, 30].

Рассмотренный документ позволяет увидеть процесс обсуждения технического проекта и подготовку принятия решения о его судьбе. Несомненно, что на атмос-

феру совещания повлияло участие в нем двух высокопоставленных руководителей ГУСМП, фактически после выполнения предписанного процедурой порядка обязательных выступлений руководство совещанием взял на себя С.А. Бергавинов. Его мнение и его оценки были доминирующими. В своих репликах он допускал простонародные выражения, что, с одной стороны, говорит об уровне его образованности, а с другой, показывает, что он ощущал себя главной фигурой и имел право на такое поведение. Фактически все участники в той или иной степени были вынуждены под него подстраиваться. В наибольшей степени это относится к сотрудникам ГУСМП. Так, Э.Ф. Крастин после того, как его одернул С.А. Бергавинов, за все оставшееся время совещания не промолвил ни слова, хотя именно его управление выступало заказчиком работ по проектированию мощного ледокола. Другой сотрудник этого же управления И.К. Сморгонский, будучи квалифицированным корабелом, в одном из своих выступлений допустил возможность ошибки в рассуждениях А.Н. Крылова. В 1936 г. И.К. Сморгонский опубликовал в издательстве АН СССР книгу [31], редактором и автором предисловия которой был академик А.Н. Крылов.

Наиболее независимыми участниками совещания выглядят члены экспертного совета ГУСМП и представитель наблюдения Д.Е. Таиров. Но при этом единственным участником совещания, который мог позволить себе до конца отстаивать свое мнение, был академик А.Н. Крылов.

Для обоснования правильности своей оценки он объясняет, что она получена с использованием закона механического подобия И. Ньютона. Для А.Н. Крылова И. Ньютон представлялся одним из величайших деятелей науки всех времен и народов. Это подтверждается его титаническим трудом по переводу «Начал» на русский язык, а также следует из историко-научного очерка, написанного к 300-летию со дня рождения И. Ньютона [32]. Все выводы И. Ньютона, включая закон механического подобия, который А.Н. Крылов выделил при описании второго тома «Начал» в работе [32], для обычных условий для него были абсолютной истиной. Поэтому указание на то, что результат получен с помощью закона подобия, по-видимому, ему казалось достаточным и не требующим дополнительных пояснений. Тем не менее, как это можно видеть из приведенных выше цитат, авторитет И. Ньютона оказался недостаточным. Именно в этой, довольно-таки тупиковой ситуации Алексей Николаевич использовал образное сравнение. Этот прием удался, это сравнение очень задело С.А. Бергавинова и, можно допустить, повлияло на окончательное решение ГУСПМ отказаться от строительства мощного ледокола.

Несомненно, что в сравнении А.Н. Крылова содержалась довольно большая доля гротеска. Он прекрасно понимал, что проектируемый ледокол будет по своим ледовым качествам превосходить рассматриваемые прототипы: ледоколы «Ермак» и «Красин». Также он понимал, что результат может быть намного меньшим, чем возлагаемые на этот проект надежды. Если бы этот ледокол был построен, он стал бы заметной вехой в развитии советского и мирового ледоколостроения. Все его достоинства и недостатки были бы досконально изучены кораблями и использованы при проектировании других ледоколов. Эта ситуация в какой-то мере напоминает историю создания и эксплуатации первого в мире атомного ледокола «Ленин».

По имеющимся архивным документам нельзя однозначно определить, был или нет Алексей Николаевич противником создания мощного ледокола. Скорее всего, его позиция была близка той, которую он высказал на совещании в Москве в 1934 г.

Тогда во время обсуждения возможности использования на новых ледоколах электродвижения А.Н. Крылов резко высказался против этой идеи [23, 33]. При этом он не отрицал достоинств электродвижения и предполагал его развитие в будущем. Но, исходя из уровня развития научных исследований и промышленности в СССР, он считал применение электродвижения преждевременным. Нам кажется, что в отношении создания мощного ледокола А.Н. Крылов придерживался той же позиции.

Конфликт интересов. Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

Competing interests. The author declares the absence of competing interests.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Смирнов В.И., Шиманский Ю.А., Идельсон Н.И. Очерк жизни и деятельности А.Н. Крылова // Собрание трудов академика А.Н. Крылова. Т. 1. Ч. 1. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 7–39.
2. Шиманский Ю.А. Алексей Николаевич Крылов: Краткий очерк жизни и деятельности // Крылов А.Н. Избранные труды. Л.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 734–743.
3. Ханович И.Г. Академик Алексей Николаевич Крылов. Л.: Наука, 1967. 250 с.
4. Академик А.Н. Крылов: К 150-летию со дня рождения: Сборник статей. СПб.: Крыловский государственный научный центр, 2013. 320 с.
5. Пашин В.М. Крылов современен в его оценках проблем кораблестроения // Судостроение. 2013. № 4. С. 13–18.
6. Пешехонов В.Г. От магнитного компаса к гироскопическому // Судостроение. 2013. № 4. С. 19–21.
7. Сазонов К.Е. Теория корабля в трудах А.Н. Крылова // Судостроение. 2013. № 4. С. 21–26.
8. Половинкин В.Н. Педагогическая деятельность академика А.Н. Крылова // Судостроение. 2013. № 4. С. 27–32.
9. Сазонов К.Е. Гидрофизика в работах академика А.Н. Крылова: (К 150-летию со дня рождения) // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2013. Т. 6. № 4. С. 68–74.
10. Крылов А.Н. Мои воспоминания // Собрание сочинений академика А.Н. Крылова. Т. 1. Ч. 1. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 43–210.
11. Орлов А.С. Академик А.Н. Крылов — знаток и любитель русской речи // Вестник Академии Наук СССР. 1946. № 1. С. 78–83.
12. Крылов А.Н. Памяти Степана Осиповича Макарова // Крылов А.Н. Мои воспоминания. Л.: Судостроение, 1979. С. 380–381.
13. Белкин С.И. Сокрушающие лед. М.: Знание, 1983. 192 с.
14. Логачев С.И. Решение принципиальных технических проблем проектирования на основе научного подхода // Академик А.Н. Крылов: К 150-летию со дня рождения: Сборник статей. СПб.: Крыловский государственный научный центр, 2013. С. 273–288.
15. ЦГАНТД СПб. Ф. Р-369. Оп. 11. Д. 123. 56 л.
16. Андриенко В.Г. Ледокольный флот России, 1860-е — 1918 гг. М.: Европейские издания, 2009. 536 с.
17. Сазонов К.Е. Изучение А.Н. Крыловым ледовых качеств ледокола «Ермак» // Проблемы практического прогнозирования сопротивления воды движению судна: Сб. статей к 100-летию со дня рождения И.В. Гирса. СПб.: ЦНИИ им. акад. А.Н. Крылова, 2002. С. 86–98.
18. Сазонов К.Е. Развитие ледоколостроения в России // Академик А.Н. Крылов: К 150-летию со дня рождения: Сборник статей. СПб.: Крыловский государственный научный центр, 2013. С. 205–218.

19. Белов М.И. История открытия и освоения Северного морского пути. Т. 3. Советское арктическое мореплавание 1917–1932 гг. Л.: Морской транспорт, 1959. 510 с.
20. Арнольд-Алябьев В.И. Ледоколы, их работа и особенности // Морской сборник. 1926. № 2. С. 49–78.
21. Арнольд-Алябьев В.И. Ледовые аварии в Балтийском море и борьба с ними // Морской сборник. 1928. № 4. С. 162–181.
22. Сазонов К.Е. История развития методов расчета ледового сопротивления судна // Морской вестник. 2009. № 3. С. 83–89.
23. Белов М.И. История открытия и освоения Северного морского пути. Т. 4. Научное и хозяйственное освоение Советского Севера. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 616 с.
24. Виноградов И.В. Суда ледового плавания. М.: Оборонгиз, 1946. 239 с.
25. Евгенов Н.И. Соображения о предельной осадке мощных ледоколов на Северном морском пути // Северный морской путь: Сб. статей по гидрографии и мореплаванию. Л.: Изд-во Главсевморпути, 1934. Вып. 1. С. 52–56.
26. Решения партии и правительства по хозяйственным вопросам, 1917–1967. Т. 2. 1933–1940. М., 1967. 751 с.
27. Сазонов К.Е. Лаборатории, где рождаются ледоколы // Природа. 2020. № 4. С. 29–42.
28. Шиманский Ю.А. Условные измерители ледовых качеств судна // Труды АНИИ. 1938. Т. 130. 60 с.
29. Крылов А.Н. Некоторые соображения о проектировании мощного ледокола в 40000 ИНР // Собрание сочинений академика А.Н. Крылова. Т. 12. Ч. 1. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 187–192.
30. Сазонов К.Е. А.Н. Крылов о проектировании ледоколов // Судостроение. 2014. № 1. С. 15–17.
31. Сморгонский И.К. Кораблестроительные и некоторые морские термины нерусского происхождения. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936. 180 с.
32. Крылов А.Н. Ньютон и его значение в мировой науке // Собрание сочинений академика А.Н. Крылова. Т. 1. Ч. 2. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 227–261.
33. Шиманский Ю.А. Воспоминания // Памяти Алексея Николаевича Крылова. Сб. ст. / Под ред. акад. Ю.А. Шиманского. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 233–242.

REFERENCES

1. Smirnov V.I., Shimansky Yu.A., Idelson N.I. *Sketch of the life and work of A.N. Krylov. Sbornik trudov akademika A.N. Krylova*. Collected Works of Academician A.N. Krylov. V. I. P. 1. Moscow; Leningrad: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1951: 7–39. [In Russian].
2. Shimansky Yu.A. *Alexey Nikolaevich Krylov. A brief outline of life and work. Krylov A.N. Izbrannye trudy*. Krylov A.N. Selected Works. Leningrad: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1958: 734–743. [In Russian].
3. Khanovich I.G. *Akademik Alexei Nikolaevich Krylov*. Academician Alexei Nikolaevich Krylov. Leningrad: Nauka, 1967: 250 p. [In Russian].
4. *Akademik A.N. Krylov. K 150-letiyu so dnya rozhdeniya. Sbornik statey*. Academician A.N. Krylov: To the 150th anniversary of his birth: Collection of articles. St. Petersburg: Krylov State Scientific Center, 2013: 320 p. [In Russian].
5. Pashin V.M. Krylov is up-to-date in his assessments of shipbuilding problems. *Sudostroenie*. Shipbuilding. 2013, 4: 13–18. [In Russian].
6. Peshekhonov V.G. From a magnetic compass to a gyroscopic one. *Sudostroenie*. Shipbuilding. 2013, 4: 19–21. [In Russian].

7. Sazonov K.E. The theory of the ship in the works of A.N. Krylov. *Sudostroenie*. Shipbuilding. 2013, 4: 21–26. [In Russian].
8. Polovinkin V.N. Academician A.N. Krylov. *Sudostroenie*. Shipbuilding. 2013, 4: 27–32. [In Russian].
9. Sazonov K.E. Hydrophysics in the works of academician A.N. Krylov: (To the 150th anniversary of his birth). *Fundamentalnaya i prikladnaya gidrofizika*. Fundamental and Applied Hydrophysics. 2013, 6 (4): 68–74. [In Russian]
10. Krylov A.N. My memories. *Sobranie trudov akademika A.N. Krylova*. Collected Works of Academician A.N. Krylov. V. 1. P. 1. Moscow; Leningrad: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1951: 43–210. [In Russian].
11. Orlov A.S. Academician A.N. Krylov is an expert and lover of Russian speech. *Vestnik Akademii Nauk SSSR*. Bulletin of the Academy of Sciences of the USSR. 1946, 1: 78–83. [In Russian].
12. Krylov A.N. In memory of Stepan Osipovich Makarov. *Moi vospominaniya*. My memories. Leningrad: *Sudostroenie*, 1979: 380–381. [In Russian].
13. Belkin S.I. *Sokrushayuzshie led*. Crushing ice. Moscow: Knowledge, 1983: 192 p. [In Russian].
14. Logachev S.I. Solution of fundamental technical design problems based on a scientific approach. *Akademik A.N. Krylov. K 150-letiyu so dnya rozhdeniya: Sbornik statey*. Academician A.N. Krylov: To the 150th anniversary of his birth: Collection of articles. St. Petersburg: Krylov State Scientific Center, 2013: 273–288. [In Russian].
15. TsGANTD SPb. Fund P-369. Op. 11. D. 123. 56 p. [In Russian].
16. Andrienko V.G. *Ledokol'nyy flot Rossii*. Icebreaker fleet of Russia, 1860s–1918. Moscow: European editions, 2009: 536 p. [In Russian].
17. Sazonov K.E. The study of A.N. Krylovym ice qualities of the icebreaker “Ermak”. Problems of practical forecasting of water resistance to the movement of the vessel. Sat. articles dedicated to the 100th anniversary of the birth of I.V. Girsu. St. Petersburg., 2002: 86–98. [In Russian].
18. Sazonov K.E. Development of icebreaker construction in Russia. *Akademik A.N. Krylov. K 150-letiyu so dnya rozhdeniya. Sbornik statey*. Academician A.N. Krylov: To the 150th anniversary of his birth: Collection of articles. St. Petersburg: Krylov State Scientific Center, 2013: 205–218. [In Russian].
19. Belov M.I. *Istoriya otkrytiya i osvoenoya Severnogo morskogo puti*. The history of the discovery and development of the Northern Sea Route. V. 3. Soviet Arctic navigation, 1917–1932. Leningrad: Sea transport, 1959: 510 p. [In Russian].
20. Arnold-Alyabyev V.I. Icebreakers, their work and features. *Morskoy vestnik*. Marine collection. 1926, 2: 49–78. [In Russian].
21. Arnold-Alyabyev V.I. Ice accidents in the Baltic Sea and the fight against them. *Morskoy vestnik*. Marine collection. 1928, 4: 162–181. [In Russian].
22. Sazonov K.E. The history of the development of methods for calculating the ice resistance of the vessel. *Morskoy vestnik*. Marine collection. 2009, 3: 83–89. [In Russian].
23. Belov M.I. *Istoriya otkrytiya i osvoeniya Severnogo morskogo puti*. The history of the discovery and development of the Northern Sea Route. V. 4. Scientific and economic development of the Soviet North. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1969: 616 p. [In Russian].
24. Vinogradov I.V. *Suda ledovogo plavaniya*. Ice navigation vessels. Moscow: Oborongiz, 1946: 239 p. [In Russian].
25. Evgenov N.I. Considerations about the ultimate draft of powerful icebreakers on the Northern Sea Route. Northern Sea Route: a collection of articles on hydrography and navigation. Iss. 1. Leningrad: Glavsevmorput Publishing House, 1934: 52–56. [In Russian].
26. *Resheniya partii i pravitelstva po khozaystvennym voprosam*. Decisions of the party and government on economic issues, 1917–1967. V. 2. 1933–1940. M., 1967. [In Russian].

27. Sazonov K.E. *Laboratorii, gde rozhdayutsa ledokoly*. Laboratories where icebreakers are born. *Priroda*. Nature. 2020, 4: 29–42.
28. Shimansky Yu.A. Conditional meters of the ship's ice qualities. *Trudy AANII*. Proceedings of the ANII. 1938, 130: 60 p. [In Russian].
29. Krylov A.N. Some considerations for designing a powerful 40,000 IHP icebreaker. *Sobranie trudov akademika A.N. Krylova*. Collected Works of Academician A.N. Krylov. V. 12. P. 1. Moscow; Leningrad: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1955: 187–192. [In Russian].
30. Sazonov K.E. A.N. Krylov on the design of icebreakers. *Sudostroenie*. Shipbuilding. 2014, 1: 15–17. [In Russian].
31. Smorgonsky I.K. *Korablestroitelnye i nekotorye morskije terminy nerusskogo proiskhozhdeniya*. Shipbuilding and some nautical terms of non-Russian origin. Moscow; Leningrad: Publishing house of the Academy of Sciences of the USSR, 1936: 180 p. [In Russian].
32. Krylov A.N. Newton and his importance in world science. *Sobranie trudov akademika A.N. Krylova*. Collected Works of Academician A.N. Krylov. V. 1. P. 2. Moscow; Leningrad: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1951: 227–261. [In Russian].
33. Shimansky Yu.A. Memories. In memory of Alexei Nikolaevich Krylov. Collection ed. acad. Yu.A. Shimansky. Moscow; Leningrad: Publishing house of the Academy of Sciences of the USSR, 1958: 233–242. [In Russian].

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ЖУРНАЛА «ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ»

В журнале публикуются статьи по тематике исследований полярных областей, а также научные сообщения теоретического, методического, экспериментального и прикладного характера, тематические обзоры (по заказу редакции), критические статьи и рецензии, библиографические сводки, хроника научной жизни. Тексты статей должны быть на русском или английском языке. Принимаются статьи, ранее не опубликованные и не находящиеся на рассмотрении в других изданиях.

Все материалы направляются в редакцию в электронном виде он-лайн через личный электронный кабинет автора на сайте журнала <https://www.aaresearch.science>. Авторы должны представить текст статьи со вставленными рисунками, а также отдельно оригинальные файлы рисунков (см. требования к рисункам), Акт экспертизы о возможности публикации статьи в открытой печати и файл с полными сведениями об авторах: фамилия, имя и отчество (полностью), место работы (полный адрес), ученая степень, должность, адрес электронной почты и телефон одного из авторов для связи. Рекомендуемый объем статей — от 8 до 20 страниц текста (через 1,5 интервала), включая таблицы и список литературы; рисунков не более 6, таблиц не более 6. Текст набирается в формате Microsoft Word. Параметры набора: шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал 1,5. Страницы в статье нумеруются.

Все поступающие материалы проходят проверку на отсутствие заимствований в соответствии с этическими правилами публикаций.

Все статьи проходят двойное рецензирование.

Публикация в нашем журнале полностью бесплатна.

Структура статьи

Статьи оформляются следующим образом. Сначала дается УДК; затем на русском языке — название статьи, инициалы и фамилии всех авторов (при указании авторов статьи сначала идут инициалы, затем фамилия. Инициалы и фамилия разделяются пробелом), полное название организации(ций), где выполнена работа и ее (их) адрес; электронный адрес автора, ответственного за связь с редакцией. Затем те же сведения приводятся на английском языке: заглавие, авторы, учреждения, второй раз e-mail главного автора. При этом имена авторов даются полностью, отчество сокращенно. После этого на английском языке пишутся ключевые слова в соответствии с английским алфавитом (не более 10 слов и не более двух слов в сочетаниях) и авторское Summary статьи на 20–25 строк (здесь же для контроля обязательно прилагается перевод Summary на русский язык).

Ключевые слова должны отражать основное содержание статьи, повторять термины из текста статьи и по возможности не повторять термины заглавия; следует помнить, что эти слова должны облегчить поиск статьи средствами информационно-поисковой системы.

Summary должно быть понятно без обращения к самой публикации как независимый от статьи источник информации. Оно должно отвечать следующим критериям: информативности (не содержать общих слов); содержательности (отражать основное содержание статьи: задачи работы, методы, главные результаты исследований); последовательности изложения. Перевод Summary на английский язык должен быть выполнен качественно, с использованием англоязычной специальной терминологии, не быть дословным переводом русскоязычной версии (при необходимости следует также включать пояснения для иностранного читателя, связанные со спецификой исследований).

Аннотация на русском языке и Summary должны быть структурированными, т.е. отражать кратко проблему исследования и ее состояние, цель работы, методы, результаты и заключение.

Далее продолжается информация на русском языке: ключевые слова в соответствии с русским алфавитом (не более 10), краткая аннотация (7–10 строк) (без перевода на английский) и начинается текст статьи.

Для статьи, представляемой на английском языке, требуются: УДК; перевод на русский язык всей информации, которая дается перед началом статьи в журнале. Кроме того, в конце статьи необходимо привести расширенный русский реферат (1–1,5 стр.), а в подписях к рисункам дать их перевод на русский язык.

Основной текст разбивается на разделы. Обычно это введение, постановка проблемы, методика исследований, результаты исследований, обсуждение результатов, заключение (выводы). В конце статьи нужно поместить следующую информацию на двух языках: Конфликт интересов/Competing interests; Финансирование/Funding; Благодарности/Acknowledgments. Желательно также указать вклад авторов в работы — Вклад авторов/Authors contribution. В разделе Финансирование необходимо указать источник финансовой поддержки, способствовавший выполнению этой работы (гранты фондов, программы и т.д.), в Благодарностях можно поместить благодарность лицам, оказавшим помощь в подготовке статьи.

Подписи под рисунками даются к каждому рисунку в соответствии с его расположением в тексте: сначала на русском (Рис. 1. Далее подпись), а потом на английском языке (Fig. 1. Figure caption). В подписях необходимо отделять собственно название рисунка от объяснений к нему (экспликация), которые надо давать с новой строки.

Рисунки и фотографии помещают в отдельных файлах: для растровых изображений в растровых форматах JPEG/TIFF/PNG/PSD, в векторных — CDR, AI, EPS и в формате XLS (не допускаются рисунки в формате Word). Разрешение растровых изображений в оттенках серого и RGB-цвет должно быть 300 dpi. Все словесные надписи на рисунках даются только на русском языке. Все условные знаки обозначаются цифрами (курсивом) с обязательной расшифровкой в подрисунковых подписях, где они также обозначаются курсивом. Цифры можно ставить и на линиях графиков. На графиках все шкалы обязательно подписываются и указывается размерность величин.

Таблицы. Для больших таблиц следует использовать альбомную разметку страницы. Номер и наименование таблицы (два отдельных абзаца) приводятся на русском и английском языках. Заголовок таблицы не должен превышать ДВУХ строк.

Таблицы и графы должны иметь заголовки, сокращения слов в таблицах не допускаются. Таблицы набираются, как и текст, в формате Word шрифтом 9 пт. Если у таблицы есть примечание, оно тоже приводится на двух языках. Примечания внутри таблицы не даются. Используются сноски ко всей таблице или отдельным ее показателям.

В тексте следует давать ссылки на все рисунки и таблицы. При первой ссылке — рис. 1, табл. 1; при повторных — см. рис.1, см. табл. 1. Если в тексте дается одна таблица или один рисунок, то ссылки в тексте приводятся следующим образом: при первой ссылке — (таблица), (рисунок); при повторной ссылке — (см. таблицу), (см. рисунок).

Математические обозначения, символы и простые формулы рекомендуется набирать основным шрифтом статьи, сложные формулы — в программе MathType (или в версиях Word до 2007 года включительно). Нумеруются только те формулы, на которые есть ссылки в тексте. Русские и греческие буквы в формулах и тексте, а также химические элементы набираются прямым шрифтом, латинские буквы — курсивом. Аббревиатуры в тексте, кроме общепринятых, не допускаются.

В *списке литературы* (под заголовком «Литература») ссылки на литературу нумеруются последовательно, в соответствии с порядком их первого упоминания в тексте. Приводятся только опубликованные работы. Ссылки по тексту даются в квадратных скобках на номера списка, через запятую с пробелом: [1, 7, 23–27]. Статья должна содержать ссылки на все работы, приведенные в списке литературы. Количество источников должно быть не менее 10. Обращаем внимание на недопустимость включения в список литературы изданий, выпущенных без ISSN- или ISBN-кодов (этим часто грешат сборники материалов конференций (тезисы или доклады), а также авторефератов диссертаций и диссертаций, архивных и фондовых материалов, научно-технических отчетов, учебников и учебных пособий, ГОСТов, распоряжений и пр. Количество ссылок на научно-популярные издания должно быть минимальным.

Количество самоцитирований должно быть не более 10–12 % от общего количества ссылок на оригинальные источники.

Далее прилагается второй список литературы (References). В списке на латинице строго сохраняются те же последовательность и нумерация источников, что и в «традиционном» списке. Ссылки на иностранные источники приводятся в обоих списках литературы.

Статьи, не соответствующие указанным требованиям, рассматриваться не будут. При работе над рукописью редакция по согласованию с автором вправе ее сократить. Автор, подписывая статью и направляя ее в редакцию, тем самым передает авторские права на издание этой статьи журналу «Проблемы Арктики и Антарктики/ Arctic and Antarctic Research».

Редакционная коллегия не вступает в дискуссии с авторами по поводу принимаемых ею решений.

Более полные сведения по оформлению статьи приведены в документе «Требования к оформлению статей, присылаемых в журнал Проблемы Арктики и Антарктики», который обязателен для ознакомления при подготовке материалов статьи.

Об Аннотациях. Редакция рекомендует всем авторам ознакомиться с Рекомендациями по оформлению аннотаций на английском языке, которые являются для иностранных ученых и специалистов основным и, как правило, единственным источником информации о содержании статьи и изложенных в ней результатах исследований.

Подписано в печать 30.06.2021
Формат 70×100 1/16
Тираж 80

Печать цифровая
Печ. л. 6
Заказ №

Отпечатано ИП Келлер Т.Ю.,
194044, Россия, Санкт-Петербург, ул. Менделеевская, 9.

Signed to print 30.06.2021
Format 70×100 1/16
Edition 80

Digital Printing
P.s. 6
Order No

Printed IE Keller T.Yu.,
194044, Russia, St. Petersburg, Mendelevskaia str., 9.