

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

Научный журнал

2017

№ 3

Зарегистрирован в Федеральной службе по надзору в сфере
массовых коммуникаций, связи и охраны культурного наследия
(свидетельство о регистрации ПИ № ФС77-66443 от 14 июля 2016 г.)

Томский государственный университет
2017

Учредитель – Томский государственный университет

Адрес редакции и издателя: 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, Национальный исследовательский Томский государственный университет, геолого-географический факультет. Сайт: <http://journals.tsu.ru/geo/>

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор: Эрнст Р.Э., профессор Карлетонского университета, Оттава, Канада.

E-mail: Richard.Ernst@Carleton.ca

Заместитель главного редактора: Врублевский В.В., д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия.

E-mail: vasvr@yandex.ru

Ответственный секретарь: Асочакова Е.М., канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: ev.asochakova@gmail.com

Гордиенко И.В., д-р геол.-минерал. наук, чл.-кор. РАН, Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Гутак Я.М., д-р геол.-минерал. наук, профессор Сибирского государственного индустриального университета, Новокузнецк, Россия

Евсеева Н.С., д-р геогр. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия

Земцов В.А., д-р геогр. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия

Изох А.Э., д-р геол.-минерал. наук, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

Конторович А.Э., д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

Коротеев В.А., д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Кузьмин М.И., д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия

Парначев В.П., д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия

Поздняков А.В., д-р геогр. наук, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

Поляков Г.В., д-р геол.-минерал. наук, чл.-кор. РАН, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

Реведагто В.В., д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

Рихванов Л.П., д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского политехнического университета, Томск, Россия

Савичев О.Г., д-р геогр. наук, профессор Томского политехнического университета, Томск, Россия

Сазонов А.М., д-р геол.-минерал. наук, профессор Сибирского федерального университета, Красноярск, Россия

Склярёв Е.В., д-р геол.-минерал. наук, чл.-кор. РАН, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Соломина О.Н., д-р геогр. наук, чл.-кор. РАН, директор Института географии РАН, Москва, Россия

Худолей А.К., д-р геол.-минерал. наук, профессор Санкт-Петербургского государственного университета, Санкт-Петербург, Россия

Цыганков А.А., д-р геол.-минерал. наук, Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Чернышов А.И., д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия

Шварцев С.Л., д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского политехнического университета, Томск, Россия

Ярмолюк В.В., д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

Бэнкс Давид, CGeol, компания Holymoog Consultancy, Честерфилд, Университет Глазго, Великобритания

Гутierrez-Алонсо Г., профессор Университета Саламанки, Саламанка, Испания

Покровский О.С., ведущий научный сотрудник обсерватории Миди-Пиренейз Национального центра научных исследований, Тулуза, Франция

Чамберлейн К.Р., профессор, Университет Вайоминг, Ларам, США

Чан Чонг Хоа, Геологический институт Вьетнамской Академии наук и технологий, Ханой, Вьетнам

Эрнст А.А., профессор, Гамбургский университет, Гамбург, Германия

РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ

Гертнер И.Ф., канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Горбатенко В.П.**, д-р геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Гринев О.М.**, канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Катунин Д.А.**, канд. филол. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Краснова Т.С.**, канд. геол.-минерал. наук, начальник научного управления, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Лещинский С.В.**, д-р геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Лычагин Д.В.**, д-р физ.-мат. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Подобина В.М.**, д-р геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Ромашова Т.В.**, канд. геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Севастьянов В.В.**, д-р геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Татьянин Г.М.**, канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Тишин П.А.**, канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Хромых О.В.**, канд. геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия

Founder –Tomsk State University

“Geosphere Research”

International standard serial edition number: 2542-1379

Languages: Russian, English

Publication are non-commercial basis (FREE)

Open access

Contacts: 36 Lenin Avenue, Tomsk, Russia, 634050. Tomsk State University. Faculty of Geology and Geography;
<http://journals.tsu.ru/geo>

EDITORIAL BOARD

Editor-in-Chief: **Richard E. Ernst**, Professor of the Carleton University, Ottawa, Canada

E-mail: Richard.Ernst@Carleton.ca

Deputy Editor-in-Chief: **Vassily V. Vrublevskii**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia

E-mail: vasvr@yandex.ru

Executive Editor: **Evgeniya M. Asochakova**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Assistant Professor, Tomsk State University, Tomsk, Russia

E-mail: ev.asochakova@gmail.com

Gordienko I.V., Corresponding Member of RAS, Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia

Gutak Ya.M., Professor of the Siberian State Industrial University, Novokuznetsk, Russia

Evseeva N.S., Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia

Zemtsov V.A., Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia

Izokh A.E., Professor, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Kuzmin M.I., Member of RAS, A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia

Parnachov V.P., Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia

Pozdnyakov A.V., Professor, Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

Polyakov G.V., Corresponding Member of RAS, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Reverdatto V.V., Member of RAS, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Rikhvanov L.P., Professor of the Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

Savichev O.G., Professor of the Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

Sazonov A.M., Professor of the Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia

Sklyarov E.V., Corresponding Member of RAS, Institute of the Earth Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

Solomina O.N., Corresponding Member of RAS, Director of the Geography Institute RAS, Moscow, Russia

Khudoley A.K., Professor of the St. Petersburg University, St. Petersburg, Russia

Tsygankov A.A., Director of the Geological Institute of SB RAS, Ulan-Ude, Russia

Chernyshov A.I., Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia

Shvartsev S.L., Professor of the Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

Yarmolyuk V.V., Member of RAS, Institute of the Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia

David Banks, CGeol, Holymoor Consultancy, Chesterfield, UK

Gabriel Gutierrez-Alonso, Professor of the Salamanca University, Salamanca, Spain

Pokrovsky O.S., Leading Scientist, the Observatory Midi-Pyrénées of CNRS, Toulouse, France

Tran Trong Hoa, Chief Scientist, Geological Institute of the Vietnam Academy of Sciences and Technologies, Hanoi, Vietnam

Chamberlain K.R., Research Professor, Department of Geology & Geophysics, University of Wyoming, Laramie, USA

Ernst A.A., Professor of the Hamburg University, Hamburg, Germany

EDITORIAL COUNCIL

Gertner I.F., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Gorbatenko V.P.**, Dr. Sci. (Geogr.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Grinev O.M.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Katunin D.A.**, Cand. Sci. (Philol.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Krasnova T.S.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Leshchinskiy S.V.**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Lychagin D.V.**, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Podobina V.M.**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Romashova T.V.**, Cand. Sci. (Geogr.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Sevast'yanov V.V.**, Dr. Sci. (Geogr.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Tat'yanin G.M.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Tishin P.A.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Khromykh O.V.**, Cand. Sci. (Geogr.), Tomsk State University, Tomsk, Russia

СОДЕРЖАНИЕ

Редакторская колонка	6
----------------------------	---

ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ, ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Кузнецова В.П. Фенологические процессы в условиях изменения климата северных регионов	7
Ромашова Т.В., Филандышева Л.Б., Юркова К.Д. Анализ динамики временных характеристик сезонов года в подтайге Западно-Сибирской равнины за период с 1936 по 2015 г.	16
Осинцева Н.В. Гривный рельеф юга Западно-Сибирской равнины: морфология и возраст (на примере Черноозерской гривы, Саргатское Прииртышье)	26

ГЛЯЦИОЛОГИЯ

Адаменко М.М., Гутак Я.М. Новый подход к дифференциации малых ледников и многолетних снежников на основе длительности непрерывного существования гляциально-нивального объекта (на примере гор Кузнецкого Алатау)	33
---	----

ПЕТРОЛОГИЯ

Монгуш А.А., Кужугет Р.В. Надсубдукционные преддуговые габбро Дуушкуннугского массива (Тува): необычный геохимический состав и проблема геодинамической интерпретации	41
Сугоракова А.М., Хертек А.К. Новые данные к вопросу о возрасте Каахемского магматического ареала (Восточная Тува)	50

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ

Подобина В.М. Фораминиферы и биостратиграфия апта северного палеобиогеографического района Западной Сибири	61
Шпанский А.В. Вопросы палеозоогеографии носорога Мерка (<i>Stephanorhinus kirchbergensis</i> Jäger 1839) (Rhinocerotidae, Mammalia)	73

CONTENTS

Editor's note	6
----------------------------	---

PHYSICAL GEOGRAPHY, GEOMORPHOLOGY

Kuznetsova V.P. Phenological processes in the changing climate of the northern regions	7
Romashova T.V., Filandysheva L.B., Yurkova X.D. Analysis of the dynamics of time characteristics of the seasons of the year in the sub-boreal forest (sub-taiga) of the West Siberian plain in the period from 1936 to 2015	16
Osintseva N.V. Morphology and aggression of the grided relief of the southern part of the West Siberian plain (Sargat Priirtyshie)	26

GLACIOLOGY

Adamenko M.M., Gutak Ya.M. A new approach to separation small glaciers from perennial snowfields which is based on the data about duration of the continuous existence of glacial and firn objects (on the example of the Kuznetsky Alatau mountains)	33
--	----

PETROLOGY

Mongush A.A., Kuzhuget R.V. Suprasubduction forearc gabbro of the Duushkunnug massif (Tuva): unusual geochemical composition and the problem of geodynamic interpretation	41
Sugorakova A.M., Khertek A.K. The new data to the question of the age of associations Kaakhem magmatic area (Eastern Tuva)	50

PALEONTOLOGY, STRATIGRAPHY

Podobina V.M. Aptian foraminifera and biostratigraphy of the Northern palaebiogeographical district of Western Siberia	61
Shpansky A.V. Questions paleozoogeography of <i>Stephanorhinus kirchbergensis</i> (Jäger 1839) (Rhinocerotidae, Mammalia)	73

РЕДАКТОРСКАЯ КОЛОНКА

Перед читателем третий выпуск журнала «Геосферные исследования» за 2017 г. Его выход в свет совпал с важной исторической датой – 100-летием естественнонаучного образования в Томском государственном университете. Этому событию была посвящена IV Всероссийская конференция с международным участием «Современные проблемы географии и геологии», которая прошла в октябре 2017 г. под патронажем Российского географического общества, одного из старейших в мире. В ее работе приняли участие около 200 специалистов из разных стран. В докладах были обсуждены проблемы современного естествознания в таких ведущих научных направлениях, как физическая география и ландшафтоведение, геоморфология, эволюционная география, климатология и гляциология, гидрология, гидрохимия и водные ресурсы Сибири, природопользование и охрана окружающей среды, историческая и региональная геология.

Редакционная коллегия журнала, принимая во внимание актуальность исследований, наряду с регулярными научными статьями решила посвятить часть этого номера избранным для опубликования материалам конференции.

*Главный редактор
профессор Р.Е. Эрнст*

ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ, ГЕОМОРФОЛОГИЯ

УДК 911.2

ФЕНОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА СЕВЕРНЫХ РЕГИОНОВ

В.П. Кузнецова

ФГБОУ ВО «Нижневартковский государственный университет», Нижневартковск, Россия

Представлены некоторые результаты исследования фенологических процессов в условиях изменения климата и наблюдаемых погодных условий аномального характера на территории таежной зоны Ханты-Мансийского автономного округа–Югры. Приведены многолетние показатели средней температуры воздуха осенне-зимнего сезона, длительности периода с устойчивым снежным покровом на территории ХМАО–Югры. Показаны тенденции смещения сроков наступления фенологических сезонов.

Ключевые слова: фенология, климат, фенологические тренды, северные территории, осенне-зимний сезон, аномальные погодные условия.

Введение

Реакция природной среды на наблюдаемую разбалансировку климата отчетливо проявляется в северных регионах. На территории Ханты-Мансийского автономного округа–Югры отмечаются резкие изменения погоды, аномально высокие и аномально низкие температуры воздуха, неблагоприятные гидрометеорологические явления.

Фенологические данные являются ценными научными сведениями и особенно актуальны при выявлении закономерностей и связей наблюдаемых природных процессов с климатическими показателями в свете глобального изменения климата. Во многих странах мира осуществляется фенологический мониторинг, создаются базы данных сроков наступления сезонных явлений природы, в рамках международных научных семинаров разрабатываются фенологические проекты [Кузнецова, 2016; Министерство природных ресурсов...]. Исследования фенологических и климатических процессов необходимы для планирования и прогнозирования развития территории в условиях изменения климата, при функционировании ведущих отраслей природопользования в регионе.

В пределах Западно-Сибирской равнины наблюдается современное потепление климата, которое в дальнейшем может привести к заметному смещению границ природных зон [Евсеева, Филандышева, 2016]. Исследования ученых подтверждают заметный рост многолетнего уровня среднегодовой температуры воздуха на севере Западной Сибири (ст. Салехард) в 2001–2012 гг., что приводит к интенсивному таянию многолетней мерзлоты и имеет большое значение для природы Субарктики. Установлено влияние происходящего изменения и коле-

бания климата на фенологические явления, структуру сезонных ритмов и условия функционирования ландшафтов на территории Западной Сибири [Евсеева, Филандышева и др., 2015].

В настоящее время фенологические реакции на климатические изменения и адаптация природной среды наиболее отчетливо проявляются в северных регионах. Цель исследования состоит в выявлении особенностей фенологических процессов на фоне наблюдаемого изменения климата таежной зоны Ханты-Мансийского автономного округа–Югры.

Методика исследований

Исследование фенологических процессов в условиях изменения климата таежной зоны Ханты-Мансийского автономного округа–Югры базируется на осуществленных нами сборе, обработке и сопряженном анализе многолетних рядов метеорологической и фенологической информации. Источниками фенологических сведений послужили летописи природы особо охраняемых природных территорий Ханты-Мансийского автономного округа–Югры – заказников «Березовский», «Вогулка», «Унторский», заповедника «Юганский», данные фенологического архива Русского географического общества, а также собственные наблюдения, на основе которых нами составлен календарь природы города Нижневартковска и его окрестностей за 2007–2014 гг.

В качестве основных методов в исследовании применялись: сравнительно-географический, исторический, картографический, математический, статистический, социологический методы, информационный анализ и синтез, фенологический мониторинг, геоинформационное картографирование.

Полученные результаты и их обсуждение

Территория Ханты-Мансийского автономного округа–Югры расположена в экстремальных природно-климатических условиях таежной зоны Западно-Сибирской равнины (рис. 1), где природная среда в значительной степени чувствительна к наблюдаемым климатическим изменениям [Гребенюк, Кузнецова, 2014].

В результате анализа многолетних рядов метеорологических параметров по данным метеорологических станций Березово, Октябрьское, Ханты-Мансийск, Угут и Нижневартовск (рис. 1) нами определены тренды, свидетельствующие о тенденции повышения средней температуры воздуха в таежной зоне Ханты-Мансийского автономного округа–Югры.

Анализ сроков наступления фенологических явлений по исследуемым пунктам позволил получить выводы о временных границах и тенденциях изменения сроков наступления фенологических субсезо-

нов и сезонов на территории таежной зоны ХМАО–Югры.

Установлено, что зимний фенологический сезон в регионе является наиболее продолжительным (около 160 дней), весенний сезон длится около 79 дней, осенний – 72 дня, самым коротким фенологическим сезоном является летний (56 дней) (рис. 2).

Различия в продолжительности сезонов года между исследуемыми пунктами на территории Ханты-Мансийского автономного округа–Югры обусловлены локальными физико-географическими условиями определенной местности в зоне тайги. В частности, для г. Нижневартовска и его окрестностей, расположенных в восточной части округа, весенний сезон отличается наибольшей продолжительностью в сравнении с северо-восточными территориями ХМАО–Югры, а средняя продолжительность зимы, учитывая самые первые признаки разрушения снежного покрова, здесь составляет всего 122 дня (рис. 2).

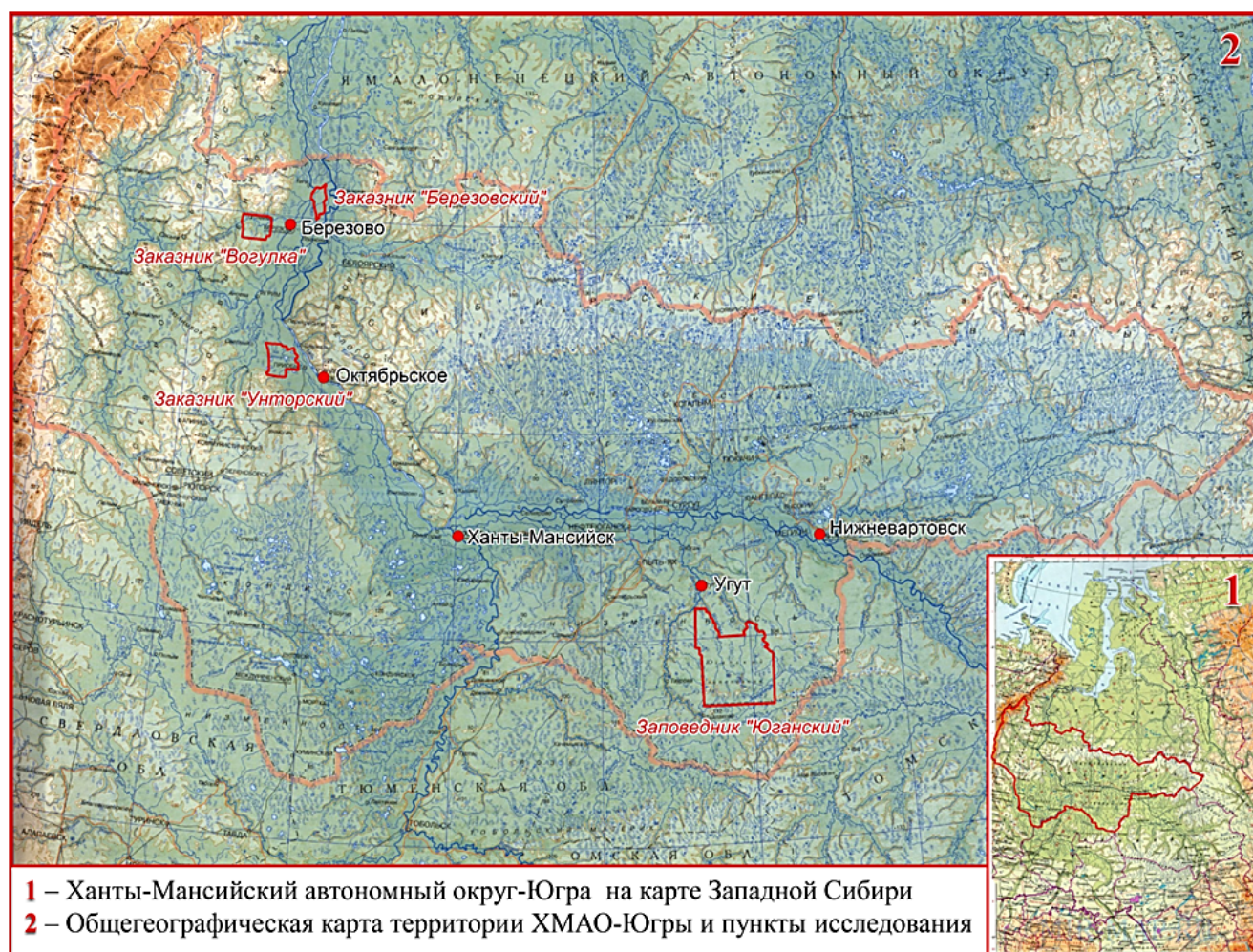


Рис. 1. Территория Ханты-Мансийского автономного округа–Югры, пункты фенологических и метеорологических наблюдений [Кузнецова, 2016]

Fig. 1. Territory of the Khanty-Mansi independent district Yugra, points of phenological and meteorological observations [Kuznetsova, 2016]

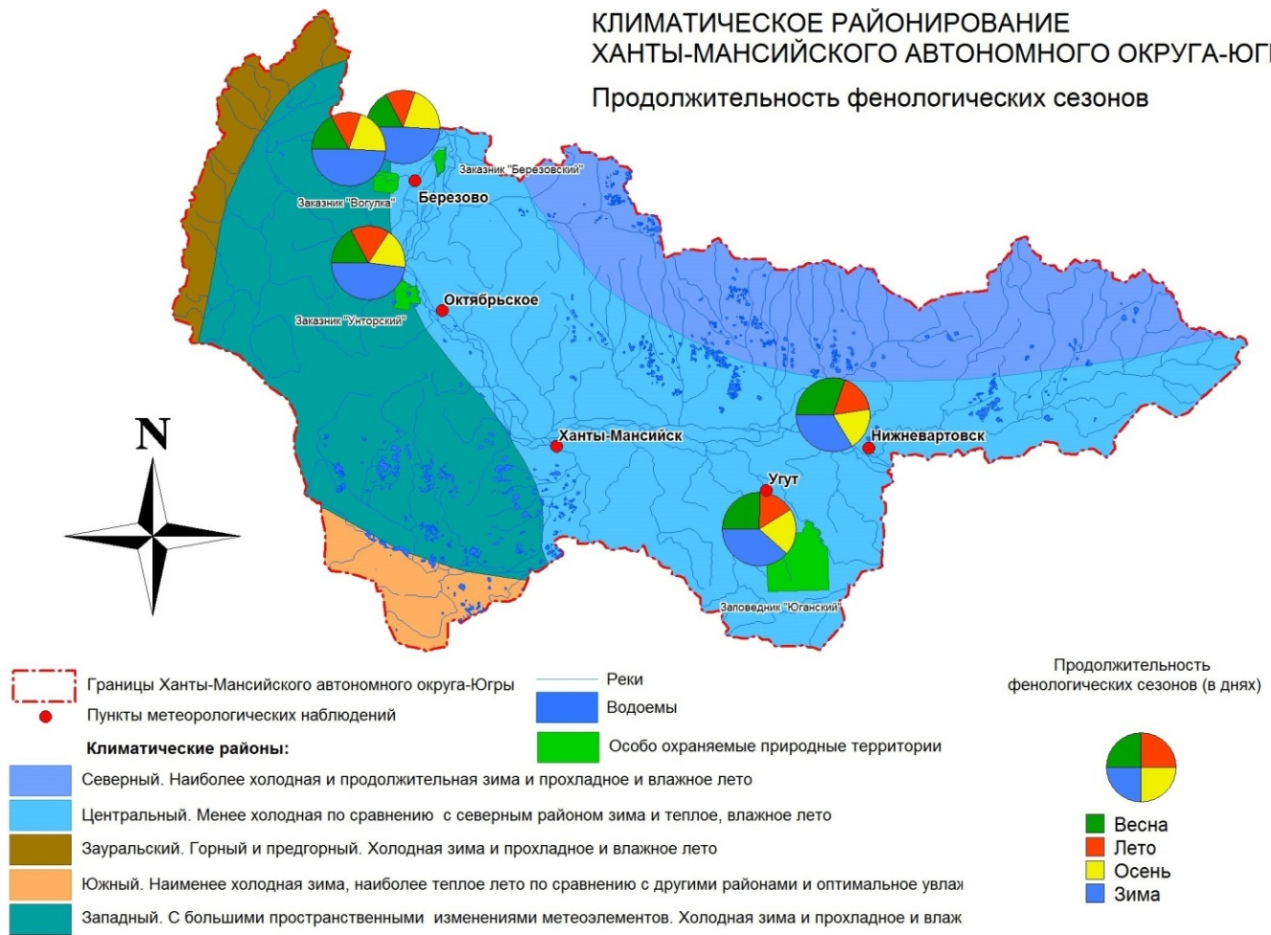


Рис. 2. Карта-схема климатического районирования и продолжительности фенологических сезонов ХМАО–Югры [Кузнецова, 2016]

Fig. 2. Schematic map of climatic division into districts, duration of phenological seasons of KhMAO–Yugra [Kuznetsova, 2016]

На территории региона изменение климатических условий наиболее интенсивно проявляется в переходные сезоны года – весной и осенью. Анализ многолетних фенологических процессов по некоторым особо охраняемым природным территориям округа и по г. Нижневартовску позволил установить отчетливое смещение фенологических рубежей.

Результаты проведенного исследования подтверждают, что в условиях таежной зоны северных регионов температура воздуха является важнейшим элементом климата, хорошо отражающим воздействие всех факторов климатообразования и, как следствие этого, характеризуется ярко выраженной сезонной изменчивостью. В едином ходе температур постепенное количественное изменение их значений приводит к качественным изменениям, скачкам в сезонном развитии природы, которые определяют границы фенологических этапов. Учет температурного фактора при выделении естественных сезонов и их этапов в условиях таежной зоны правомерно [Терентьева, 2008].

Большое влияние на фенологические ритмы оказывают колебания температуры воздуха и в пределах таежной зоны Ханты-Мансийского автономного округа–Югры [Кузнецова, 2016]. Нами проанализированы сезонные погодные условия за многолетний период и выявлены некоторые особенности метеорологической обстановки аномального характера, повлекшие за собой нарушение фенологических ритмов на территории ХМАО–Югры (табл. 1).

Так, в окрестностях г. Нижневартовска весной 2008 г. температурный режим достиг аномальных показателей – температура воздуха в апреле резко понизилась до критически отрицательных значений и составила -30°C , и апрель 2008 г. стал самым холодным за последнее время (средняя температура за месяц $-5,4^{\circ}\text{C}$). Однако ранее уже отмечались несвойственные для этого месяца понижения температуры воздуха – в 2004 и 2006 гг. (средняя температура воздуха опускалась до $-8,2^{\circ}\text{C}$). Аномальные погодные условия в апреле 2008 г. повлекли за собой позднее наступление сроков феноявлений в фа-

зах «снеготай», в «пестрой» и «голой» весне, характерных для переходного сезона года. Фенологические биоритмы восстановились благодаря господству теплой погоды в мае, заключительной фазе весны, данный период отличителен высокими температурными показателями [Гребенюк, Кузнецова, 2014].

На территории исследуемого региона аномально жарким стало начало летнего сезона 2012 г., когда наблюдалась максимальная из средних многолет-

них за июнь температура воздуха с начала XXI столетия (+21,7°C), чего не отмечалось в пределах таежной зоны ХМАО–Югры даже в июле и августе с 2000 г. Этот аномально жаркий летний сезон ознаменовался дефицитом атмосферных осадков и крайне неблагоприятной пожароопасной обстановкой, когда было зарегистрировано наибольшее количество лесных пожаров в регионе с 2007 г. [Гребенюк, Кузнецова, 2014].

Таблица 1

Некоторые выявленные особенности сезонных метеорологических условий

Table 1

Some features of the seasonal weather conditions

Весна	Лето	Осень	Зима
<i>Березово</i>			
Похолодание в марте 1999 г. (–18°C) и в марте 2013 г. (–18,8°C). Значительное повышение температуры воздуха в марте 2000 и 2011 г. (–6,4 и –6,9°C соответственно). Понижение средней температуры воздуха в мае 1999 г. (–0,7°C)	В 2011 г. июнь (+15,4°C) теплее июля (+14,3°C). В 2003 г. отмечалось потепление в августе (+16,7°C). Большое количество атмосферных осадков в июле 2006 г. (161,8 мм), в июне 2012 г. (156,3 мм), а также в августе 2008 и 2010 гг. (102,1 и 124,2 мм соответственно)	Похолодание в сентябре: 1998 г. (+3,6°C), 2002 (+4,3°C) и 2010 гг. (+4,7°C). В 1997, 2001, 2005, 2009 и 2011 гг. отмечалась самая теплая погодная обстановка в сентябре. Потепление в октябре: 1997 г. (+0,5°C), 1999 г. (+1,2°C), 2003 г. (+0,6°C), 2005 г. (+2,4°C), 2007 г. (+2,3°C), 2008 г. (+0,7°C), 2010 г. (+1,8°C), 2011 г. (+0,6°C), 2012 г. (+0,3°C). Потепление в ноябре 2005 и 2013 гг. (–5 и –6°C)	Значительное повышение температуры воздуха в зимний сезон в декабре 2003 г. (–11,3°C). Потепление в декабре: 1999 г. (–13,6°C), 2008 г. (–12,6°C) и в 2011 г. (–12,1°C)
<i>Октябрьское</i>			
В апреле 1998, 2004, 2006 гг. происходило значительное похолодание (–6,8, –7,7 и –5,4°C соответственно)	Максимальное количество осадков в августе 2000 г. (209,7 мм), в 2003 г. (161,2 мм); в июле 2006 г. (156,5 мм); в 1998 г. (122,3 мм), в 2002 г. (111,3 мм)	Многолетний термический режим ноября по данным метеостанции Октябрьское имеет отчетливую тенденцию к потеплению	Зимний сезон 2009–2010 гг. характеризуется аномальными холодами. В 2003 г. – значительное потепление в зимний сезон (до –11,1°C средняя температура воздуха декабря). Потепление погоды в январе 2005 г. (–16,5°C), а также в 2007 г. (с максимумом –10,8°C)
<i>Угут</i>			
Значительное похолодание в марте: –16,1°C в 1991 г., –16,7°C в 1999 г., –14,4°C в 2013 г. Май: большое количество осадков (109,4 мм – в 1990 г., 168,8 мм – в 2007 г.). Наименьшее количество осадков: 1996 г. (1,4 мм в марте), 2002 г. (1,8 мм в апреле)	В августе 2002 г. сумма атмосферных осадков 172,7 мм, а в 2007 г., в этом же месяце – 176,2 мм. В июне 2012 г. – наименьшее количество осадков (2,8 мм)	Повышение среднемесячной температуры воздуха в сентябре – в 1991 (до +11,2°C), а также в 2009 г. (+10,5°C), 2011 г. (+11,5°C) и 2012 г. (+10,1°C). Потепление в ноябре: 1995 г. (–7,7°C), 1996 г. (–8,1°C), 2001 г. (–8,5°C), 2004 г. (–5,3°C), 2005 г. (–5°C), 2008 г. (–5,1°C), 2013 г. (–2,7°C – максимум за 1988–2013 гг.)	Потепление в декабре: 1998, 1999, 2003 и 2006 гг. Самыми теплыми в декабре за 1988–2013 гг. были погодные условия в 1999 г. (–11,4°C), 2003 г. (–11,3°C), 2006 г. (–11,7°C), а также в 2013 (–11,1°C – максимальное значение за исследуемый период). Значительное понижение температуры воздуха в декабре 1997 г. (–25°C) и 2009 г. (–26,1°C)

Окончание табл. 1

Весна	Лето	Осень	Зима
<i>Нижневартовск</i>			
Март: похолодание в 2004 и 2013 гг. (–14,6 и –15,1°C соответственно), потепление в 2014 г. (–4,9°C). Апрель 2008 г.: температура воздуха резко понизилась до критических отрицательных значений и составила –30°C. Май 2000, 2001, 2004, 2005 и 2012 гг. – теплые погодные условия	Июнь 2008 г.: похолодание (+12,7°C). Июнь 2012 г.: аномальная жара (+21,7°C). Июль 2012: аномально жаркий летний сезон (+21,2°C). Максимальное количество атмосферных осадков: в августе 2001 г. – 172,4 мм, в августе 2010 г. – 144,1 мм и в 2014 г. – 115 мм	Потепление в сентябре: 2011 г., когда среднее значение температуры воздуха достигло +10,7°C. В ноябре 2008 г. на территории ХМАО–Югры был зафиксирован температурный рекорд: в г. Нижневартовске максимальная температура воздуха (+2,6°C) отмечалась 25 ноября. Ноябрь 2013 г.: потепление (–4,1°C)	Аномально низкая средняя температура декабря отмечена в 2009 г. (–27,2°C). Аномально теплым стал декабрь 2013 г. со средней температурой месяца – 11°C. В 2014 г. погодные условия в декабре оказались также сравнительно теплыми – средняя за месяц температура воздуха опустилась до –12,9°C. 27 февраля 2017 г. максимальная температура воздуха достигла отметки +3,5°C. В ночь с 27 на 28 февраля 2017 г. наблюдалась снежная гроза, порывы ветра достигали 10–16 м/с

Примечание. Даны показатели среднемесячной температуры воздуха (°C) и суммы атмосферных осадков за месяц.

Note. The indicators of mean monthly air temperature (°C) and amount of precipitation for the month.

В весенне-летний сезон 2015 г. в округе наблюдались неблагоприятные гидрометеорологические условия, в результате которых в г. Нижневартовске был введен режим чрезвычайной ситуации муниципального характера на отдельных территориях города в связи с высоким уровнем паводковых вод и затоплением значительной части садово-огороднических объединений. Во второй декаде июня 2015 г. уровень воды в реке Обь (г. Нижневартовск) достиг отметки 1061 см. Такая ситуация могла быть вызвана аномально большим запасом снега зимой 2014–2015 гг., а также осложнилась интенсивными ливневыми осадками летом 2015 г. (сумма осадков в некоторые дни достигала 24–32 мм в сутки) [Расписание погоды...].

В многолетней динамике фенологических процессов на территории таежной зоны Ханты-Мансийского автономного округа–Югры определены особенности сроков наступления фенологических сезонов в условиях изменения климата (табл. 2).

Так, в весенний сезон на территории заказников «Березовский», «Вогулка» г. Нижневартовска наблюдается тенденция более раннего наступления фенологических событий.

Летний сезон на территории заказников «Березовский», «Вогулка» и Юганского заповедника характеризуется незначительной тенденцией раннего наступления.

Отчетливо выражена в определенные годы тенденция похолодания в весенне-летние периоды и заметного потепления в осенне-зимние сезоны года на территории г. Нижневартовска.

На протяжении исследуемого периода на территории таежной зоны Ханты-Мансийского автономного округа–Югры наиболее четко прослеживается сдвиг сроков наступления фенологических явлений в осенний период в сторону опоздания (табл. 2).

Смещение сроков наступления фенологических событий является следствием аномальных метеорологических условий. Как известно, изменение климата приводит к росту числа неблагоприятных и опасных гидрометеорологических явлений, которые объявлены наиболее вероятными и масштабными среди главных глобальных рисков [Доклад об особенностях климата... 2016]. Экстремальные погодные условия, оказывающие влияние на развитие фенологических процессов, выявляются и в пределах таежной зоны ХМАО–Югры.

Согласно докладу об особенностях климата период с января по сентябрь 2016 г. был рекордно теплым, но холодная вторая половина осени и близкий к норме декабрь уменьшили результирующую годовую аномалию [Доклад об особенностях климата... 2016] (см. табл. 1).

Средняя температура воздуха в декабре 2016 г. была ниже, чем в январе и феврале 2017 г. (рис. 2), но минимальные значения средней температуры воздуха за декабрь на территории округа отмечались в 2009 г.

В экстремально теплый сентябрь 2016 г. средняя температура воздуха на территории округа достигла своих максимальных значений за многолетний период с 1997 по 2016 г. (рис. 2), что согласуется с докладом об особенностях климата [Доклад об особенностях климата... 2016].

Зимний сезон 2016–2017 гг. на территории исследуемого региона отличился продолжительными морозными погодными условиями с абсолютными температурами воздуха ниже –40...–50°C (табл. 3). Минимальные показатели температуры воздуха в этот период в г. Нижневартовске сопоставимы с зимними сезонами 1998–1999 гг. (–50,3°C) и 2005–2006 гг. (–50,9°C) [Гребенюк, Кузнецова, 2014].

Таблица 2

Особенности фенологических процессов таежной зоны ХМАО–Югры

Table 2

Features of phenological processes of a taiga zone of the Khanty-Mansi independent district Yugra

Сезон	Фенологический индикатор	Тенденции изменения сроков наступления фенологических сезонов				
		Березовский заказник (1997–2013 гг.)	Заказник «Вогулка» (1997–2012 гг.)	Унторский заказник (2002–2013 гг.)	Юганский заповедник (1988–2013 гг.)	Нижневартовск (2007–2014 гг.)
Весна	Появление проталин на южных склонах					
	Сход снега в темнохвойном лесу					
	Начало сокодвижения у берез					
	Полное разворачивание листьев у березы					
	Полный цвет черемухи					
Лето	Малина – начало цветения					
	Зацветание шиповника					
Осень	Появление желтых прядей на березах					
	Полное пожелтение берез					
	Полное обнажение берез					
	Первый снег пролетает в воздухе					
Зима	Установление постоянного снежного покрова					

Примечание. – раннее наступление; – нет определенной тенденции (ровный ход); – позднее наступление.

Note:

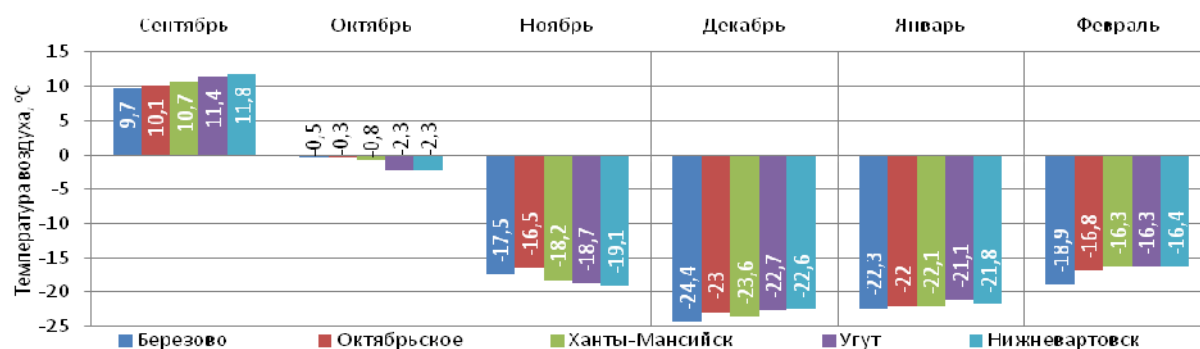


Рис. 2. График средней температуры воздуха в осенне-зимний сезон 2016–2017 г. на территории Ханты-Мансийского автономного округа–Югры

Fig. 2. A graph of the average air temperature in the autumn and winter season 2016–2017, on the territory of Khanty-Mansiysk Autonomous Okrug–Yugra

Таблица 3

Показатели минимальной и максимальной температуры воздуха на территории Ханты-Мансийского автономного округа–Югры за осенне-зимний период 2016–2017 гг., °C

Table 3

Indexes of the minimum and maximal air temperature in the territory of the Khanty-Mansi independent district Yugra for the autumn and winter period of 2016–2017, °C

Метеостанция	T, °C	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль
Березово	Min	–6,0 (30.09)	–12,5 (30.10)	–34,4 (18.11)	–46,3 (21.12)	–44,6 (06.01)	–38,9 (09.02)
	Max	+20,5 (05.09)	+8,3 (06.10)	–1,7 (11, 22.11)	–4,0 (26.12)	–4,7 (31.01)	–2,6 (27.02)
Октябрьское	Min	–1,9 (30.09)	–8,0 (28.10)	–32,7 (18.11)	–45,6 (22.12)	–43,5 (06.01)	–33,5 (11.02)
	Max	+23,1 (04.09)	+8,1 (24.10)	–2,3 (11.11)	–5,6 (26.12)	–7,0 (01.01)	–1,1 (26.02)
Ханты-Мансийск	Min	–1,9 (30.09)	–8,0 (31.10)	–36,5 (18, 19.11)	–48,0 (21, 22.12)	–42,2 (06.01)	–36,1 (11.02)
	Max	+23,0 (04.09)	+8,3 (03.10)	–2,7 (11.11)	–5,8 (29.12)	–5,2 (01.01)	+2,0 (23.02)
Угут	Min	–4,1 (30.09)	–13,7 (22.10)	–39,2 (18.11)	–50,1 (21.12)	–42,6 (06.01)	–41,0 (09.02)
	Max	+23,8 (04.09)	+7,7 (02.10)	–1,5 (30.11)	–6,0 (26.12)	–0,8 (31.01)	+4,2 (27.02)
Нижневартовск	Min	–3,7 (30.09)	–11,3 (21, 23.10)	–36,4 (18.11)	–48,9 (21.12)	–43,5 (06.01)	–40,1 (09.02)
	Max	+23,6 (04.09)	+6,7 (02.10)	–2,0 (30.11)	–5,9 (26, 27.12)	–6,8 (01.01)	+3,5 (27.02)

В осенне-зимний сезон 2016–2017 гг. в г. Нижневартовске и его окрестностях отмечалось несвойственное явление – очень позднее полное обнажение берез. Кроме этого, многие деревья не сбрасывали зеленую листву до середины декабря, чего не наблюдалось с 2007 г. (рис. 3). Позднее наступление основного этапа послевегетационного субсезона вызвано аномально теплым началом осени и резкой сменой погодных условий в течение сезона.

Одним из главных индикаторов изменения климатических условий территорий северных широт являются сроки образования и схода снежного покрова, характеризующие продолжительность морозного периода. Для окрестностей г. Нижневартовска свойственно заметное уменьшение продолжительности периода с устойчивым снежным покровом, что определяет фенологические границы зимнего сезона (рис. 4).



04 ноября 2016 г.



10 декабря 2016 г.

Рис. 3. Зеленая листва на березах в зимний период 2016–2017 гг., Нижневартовский район Ханты-Мансийского автономного округа–Югры. Фото из архива автора

Fig. 3. Green foliage on birches during the winter period of 2016–2017, the Nizhnevartovsk district of the Khanty-Mansi independent district Yugra. Photos from author's archive

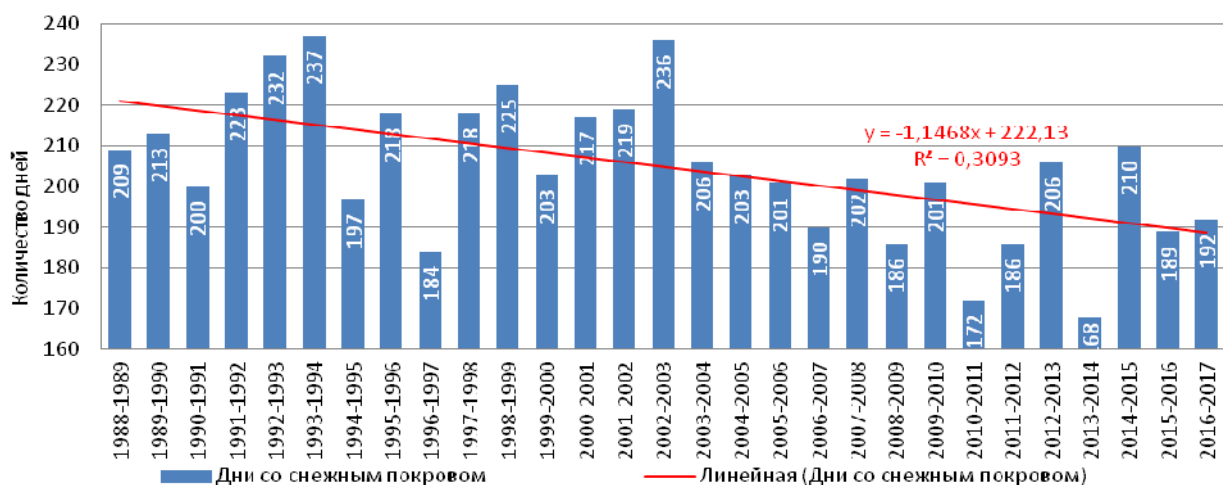


Рис. 4. График продолжительности периода с устойчивым снежным покровом в Нижневартовске за 1988–2017 гг.

Fig. 4. The schedule of duration of the period (in days) with steady snow cover in Nizhnevartovsk for 1988–2017

На протяжении многолетнего периода на большей части таежной зоны округа прослеживается устойчивый тренд роста средней высоты снежного покрова.

Также наблюдается тенденция увеличения суммы атмосферных осадков на протяжении осенне-зимних сезонов в условиях таежной зоны ХМАО–Югры [Кузнецова, 2015].

Заключение

Современное глобальное потепление происходит на фоне естественной межгодовой изменчивости климата, которое наиболее ощутимо и на территории северного региона ХМАО–Югры, расположенного в экстремальных природно-климатических условиях.

В результате перестройки климатической системы увеличивается повторяемость экстремальных и катастрофических природных явлений, среди которых наблюдаются засухи, ураганы, интенсивные дожди, поздние весенние заморозки, наводнения и др. Многие важнейшие характеристики климата, такие как продолжительность безморозного периода, даты установления снежного покрова, сроки первых и последних заморозков и распределение осадков, становятся более изменчивыми.

При выявлении динамики климата повышается интерес к фенологическим исследованиям как одного из основных методов изучения реакции природной среды на изменение климатических условий.

В результате исследования многолетних рядов метеорологических показателей выявлены климати-

ческие изменения на территории таежной зоны Ханты-Мансийского автономного округа–Югры, которые характеризуются тенденцией повышения среднегодовой температуры воздуха.

Наблюдаемые процессы изменения климата проявляются на локальном уровне, что выражается в возникновении сезонных погодных аномалий, увеличении атмосферных осадков, изменении сроков установления фенологических сезонов.

На территории ХМАО–Югры изменение климатических условий наиболее интенсивно проявляется в переходные сезоны года – весной и осенью. Температура воздуха оказывает значительное влияние на фенологические процессы, подвергая зависимости сроки установления границ фенологических сезонов и субсезонов. В условиях таежной зоны округа установлено отчетливое смещение фенологических рубежей осеннего сезона в сторону более поздних сроков и практически повсеместно отмечается тенденция сокращения продолжительности зимы.

Изменение климатических условий способно привести к изменениям в природной среде и отразиться на продуктивности бореальных лесов, уровне рек, повлиять на пожароопасную обстановку, аномальные погодные условия, сезонную ритмику, экологические катастрофы, таяние многолетнемерзлых пород. Наиболее выражено эти изменения могут повлиять на социально-экономическую сферу северных регионов. Тренды изменения фенологических процессов и климата необходимо учитывать при составлении перспективных планов развития климатозависимых отраслей хозяйственной деятельности.

ЛИТЕРАТУРА

Гребенюк Г.Н., Кузнецова В.П. Фенологические аспекты в исследовании климатических особенностей Тюменской области. М. : МАКС Пресс, 2014. 148 с.

Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2016 год. М. : Росгидромет, 2017. 70 с.

Евсеева Н.С., Филандышева Л.Б. О современных тенденциях изменения климата на территории Западно-Сибирской равнины // Пути эволюционной географии: материалы Всерос. науч. конф., посвящ. памяти проф. А.А. Величко. Москва, 23–25 ноября 2016 г. М., 2016. С. 463–467.

Евсеева Н.С., Филандышева Л.Б., Жилина Т.Н., Квасникова З.Н., Сапьян Е.С. Циклические изменения климата Западно-Сибирской равнины и их влияние на функционирование геосистем // Науки о Земле. 2015. № 2. С. 84–99.

Кузнецова В.П. Особенности погоды зимнего сезона в условиях изменения климата северных широт (на примере Нижневартковского региона) // Научные труды молодых ученых и специалистов / отв. ред. Ю.В. Корнейчук. Нижневартовск : Изд-во Нижневарт. гос. ун-та, 2015. С. 66–72.

Кузнецова В.П. Фенологические процессы в условиях изменения климата северных территорий (на примере таежной зоны Ханты-Мансийского автономного округа–Югры) : автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Томск, 2016. 22 с. URL: <http://vital.lib.tsu.ru/vital/access/manager/Repository/vtls:000536575>

Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации ФГБУ «Заповедное Прибайкалье». URL: <http://baikal-1.ru/news/161018-news/> (дата обращения: 14.11.2017).

Расписание погоды. URL: https://rp5.ru/Погода_в_мире (дата обращения: 14.11.2017).

Терентьева Е.Ю. Учебно-методический комплекс дисциплины «Методы феномониторинга». Екатеринбург, 2008. URL: http://elar.urfu.ru/bitstream/10995/2414/5/1332024_methodinst.pdf (дата обращения: 14.11.2017).

Автор:

Кузнецова Вера Петровна, кандидат географических наук, преподаватель, кафедра географии, Нижневартовский государственный университет, Нижневартовск, Россия. E-mail: Ver597@yandex.ru

V.P. Kuznetsova

Nizhnevartovsk State University, Nizhnevartovsk, Russia

PHENOLOGICAL PROCESSES IN THE CHANGING CLIMATE OF THE NORTHERN REGIONS

The article presents some results of the study of phenological processes in the context of climate change and the observed weather conditions of abnormal nature in the territory of the taiga zone of Khanty-Mansiysk Autonomous Okrug–Ugra. Given the perennial average air temperature in autumn-winter season, the duration of the period with stable snow cover on the territory of KHAMAO–Yugra. Shows the trends in the shift timing of the onset of phenological seasons.

Modern global warming is happening against the background of natural interannual climate variability, which is most significant in the Northern region, KHAMAO–Yugra, located in extreme climatic conditions.

As a result of restructuring of the climate system, increasing the frequency of occurrence of extreme and catastrophic natural phenomena, among which there are droughts, hurricanes, intense rains, late spring frosts, flooding, etc. Many of the most important characteristics of the climate such as frost-free period, dates of snow cover, timing of first and last frost and rainfall distribution becomes more variable.

In identifying the dynamics of the climate is increasing interest in phenological research as one of the main methods of studying the response of the natural environment to climate change.

The study of the multi-year series of meteorological indicators of climate change identified in the territory of the taiga zone of Khanty-Mansiysk Autonomous Okrug–Ugra, which are characterized by a trend of increasing mean annual air temperature.

The ongoing processes of climate change manifest at the local level, resulting in the emergence of seasonal weather anomalies, increasing precipitation, changes in terms of the establishment of phenological seasons.

On the territory of KHAMAO–Yugra climate change is most severe in the transitional seasons – spring and fall. Temperature has a significant impact on phenological processes, exposing according to the terms of the boundaries of the phenological seasons and subseasonal. In conditions of taiga zone district established a distinct displacement of the phenological milestones fall season towards later time and almost everywhere there is a tendency to reduce the duration of winter.

Climate change can lead to changes in the environment and affect the productivity of boreal forests, the level of the rivers affect fire danger, abnormal weather conditions, seasonal rhythms, environmental disasters, the melting of permafrost. The most pronounced of these changes can affect the socio-economic sphere of the Northern regions. Trends in phenological processes and climate must be considered when drawing up future development plans climate-dependent economic sectors.

Keywords: phenology, climate, phenological trends, the Northern territory, the autumn-winter season, abnormal weather conditions.

REFERENCES

- Grebenyuk G.N., Kuznetsova V.P. *Fenologicheskie aspekty v issledovanii klimaticheskikh osobennostey Tyumenskoy oblasti* [Phenological aspects in a research of climatic features of the Tyumen region] // Monografiya. Moscow: MAKSPress, 2014. 148 p. In Russian
- Doklad ob osobennostyakh klimata na territorii Rossiyskoy Federatsii za 2016 god* [The report on features of climate in the territory of the Russian Federation for 2016]. Moscow: Rosgidromet, 2017. 70 p. In Russian
- Evseeva N.S., Filandysheva L.B. *O sovremennykh tendentsiyakh izmeneniya klimata na territorii Zapadno-Sibirskoy ravniny* [About the current trends of climate change in the territory of the West Siberian Plain] // Puti evolyutsionnoy geografii: materialy Vserossiyskoy nauchnoy konferentsii posvyashchennoy pamyati professora A.A. Velichko. Moskva, 23-25 noyabrya 2016 g. pp. 463–467. In Russian
- Evseeva N.S., Filandysheva L.B., Zhilina T.N., Kvasnikova Z.N., Sap'yan E.S. *Tsiklicheskie izmeneniya klimata Zapadno-Sibirskoy ravniny i ikh vliyaniye na funktsionirovaniye geosistem* [Cyclic changes of climate of the West Siberian Plain and their influence on functioning of geosystems] // Nauki o Zemle. 2015. № 2. pp. 84–99. In Russian
- Kuznetsova V.P. *Osobennosti pogody zimnego sezona v usloviyakh izmeneniya klimata severnykh shirot (na primere Nizhnevartovskogo regiona)* [Features of weather of a winter season in the conditions of climate change of northern latitudes (on the example of the Nizhnevartovsk region)] // Nauchnye trudy molodykh uchenykh i spetsialistov / Otv. red. Yu.V. Korneychuk. Nizhnevartovsk: Izd-vo Nizhnevart. gos. un-ta, 2015. pp. 66–72. In Russian
- Kuznetsova V.P. *Fenologicheskie protsessy v usloviyakh izmeneniya klimata severnykh territoriy (na primere taezhnoy zony Khanty-Mansiyskogo avtonomnogo okruga-Yugry)* [Phenological processes in the conditions of climate change of northern territories (on the example of a taiga zone of the Khanty-Mansi independent district Yugra)]: avtoreferat diss. ... kand. geograf. nauk. Tomsk. 2016. 22 p. URL: <http://vital.lib.tsu.ru/vital/access/manager/Repository/vtls:000536575>. In Russian
- Ministerstvo prirodnnykh resursov i ekologii Rossiyskoy Federatsii FGBU «Zapovednoe Pribaykal'e» [Reserved Baikal region][Elektronnyy resurs]. URL: <http://baik-1.ru/news/161018-news/>. (14.11.2017). In Russian
- Raspisanie pogody [Elektronnyy resurs]. URL: https://rp5.ru/Pogoda_v_mire. (14.11.2017). In Russian
- Terent'eva E.Yu. *Uchebno-metodicheskiy kompleks distsipliny «Metody fenomenirovaniya»* [Educational and methodical complex of discipline «Phenomonirovaniya methods»]. [Elektronnyy resurs] / E.Yu. Terent'eva; Feder. agentstvo po obrazovaniyu, Ural. gos. un-t im. A.M. Gor'kogo, IONTs «Ekologiya i prirodopol'zovanie» [i dr.]. Ekaterinburg, 2008. http://elar.urfu.ru/bitstream/10995/2414/5/1332024_methodinst.pdf (14.11.2017). In Russian

Author:

Kuznetsova Vera P., Cand. Sci. (Geogr.), Lecturer, Department of Geography, Nizhnevartovsk State University, Nizhnevartovsk, Russia. E-mail: Ver597@yandex.ru

АНАЛИЗ ДИНАМИКИ ВРЕМЕННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК СЕЗОНОВ ГОДА В ПОДТАЙГЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ ЗА ПЕРИОД С 1936 ПО 2015 г.

Т.В. Ромашова, Л.Б. Филандышева, К.Д. Юркова

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

Проблема глобального изменения климата и зависящей от него природной среды является в настоящее время чрезвычайно актуальной. Дается оценка изменений временных характеристик (дат начала, конца, продолжительности) сезонов года за период с 1936 по 2015 г. в подтайге Западно-Сибирской равнины, полученных на основе графиков средних многолетних суточных значений температуры воздуха. Установлено смещение дат начала осени и зимы на более поздние, а весны и лета – на более ранние сроки, что отразилось в изменении продолжительности естественных климатических сезонов года, особенно зимнего.

Ключевые слова: изменение климата, сезоны года, временные характеристики, подтайга (гемибореальные леса), Западная Сибирь.

Введение

Проблема глобального изменения климата и зависящей от него природной среды является в настоящее время чрезвычайно актуальной. По данным ВОЗ изменение климата воздействует на социальные и связанные с окружающей средой факторы здоровья – чистый воздух, безопасную питьевую воду, достаток продовольствия и надежный кров [Информационный бюллетень ВОЗ, 2016].

«Изменение климата» – общий термин, включающий все виды непостоянства климата независимо от их природы – статистической (связанной с внутренней структурой ряда) или обусловленной физическими причинами [Рубинштейн, Полозова, 1996]. За последние 130 лет температура в мире возросла примерно на 0,85°C, а за последнюю четверть века темпы глобального потепления ускорились, превысив 0,18°C за десятилетие [Израэль, Груза и др. 2001; Груза, Ранькова, 2004; Шерстюков, 2007; Изменение климата... 2014; IPCC. Summary for Policy makers... 2014; 21-я климатическая конференция ООН, 2016]. Особенно высокие темпы роста температур фиксируются в Северном полушарии, а на его территории – в регионах, к востоку от Урала [Доклад об особенностях... 2016].

Характерной чертой природы Западной Сибири является ярко выраженная широтная зональность, обусловленная зонально-климатическими закономерностями. Общие черты и местные особенности рельефа, преломляя зонообразующие действия важнейших элементов климата – тепла и влаги, создают сложные сочетания экологических условий геосистем, определяя внутреннюю неоднородность природных зон. Эта неоднородность характерна для подтайги – природной зоны, располагающейся на переходе от южной тайги к широколиственным лесам в Европе и на Дальнем Востоке, или лесостепи в Сиби-

ри. Следует подчеркнуть, что зона подтаёжных или гемибореальных (широколиственно-хвойных) лесов имеет циркумбореальное распространение, а в Евразии – трансконтинентальный характер, однако в разных частях Евразии она сильно различается по структуре и характеру сообществ [Hämet-Ahti, 1981]. В физико-географическом отношении западно-сибирская подтайга представляет собой самый южный широтный пояс в подзоне южной тайги Западно-Сибирской равнины (ЗСР), который включает смешанные светлохвойно-мелколиственные травяные леса [Ермаков, 2003], расположенные между 54 и 56° с. ш. (рис. 1). Ландшафты подтайги отличаются от южнотаетных большей сложностью рельефа, уменьшением увлажнения, вследствие чего и меньшей заболоченностью (до 32%), более пестрым почвенно-растительным покровом, и, в соответствии с этим, значительным разнообразием местных климатов и микроклиматов.

Согласно ландшафтному районированию [Ландшафты... 2008] подтайга рассматриваемого региона относится к группе равнинных бореальных ландшафтов, к биому смешанных лесов, происходящих от древних плиоценовых хвойно-широколиственных лесов [Ponomarenko, 2017; Ermakov et al., 2003]. Площадь этой подтаёжной подзоны составляет 223,6 тыс км². Она протянулась в широтном направлении между городами Екатеринбург и Красноярск относительно нешироким поясом – от 50 до 200 км. Выбор района исследования объясняется тем, что биоразнообразие экосистем подтайги – самое высокое из экосистем Западной Сибири. При этом подтайга Западно-Сибирской равнины как наиболее освоенная зона этого региона испытывает сложный комплекс воздействия внешних факторов и чутко реагирует на экологические факторы, в том числе климатические [Дробушевская, Назимова, 2006].

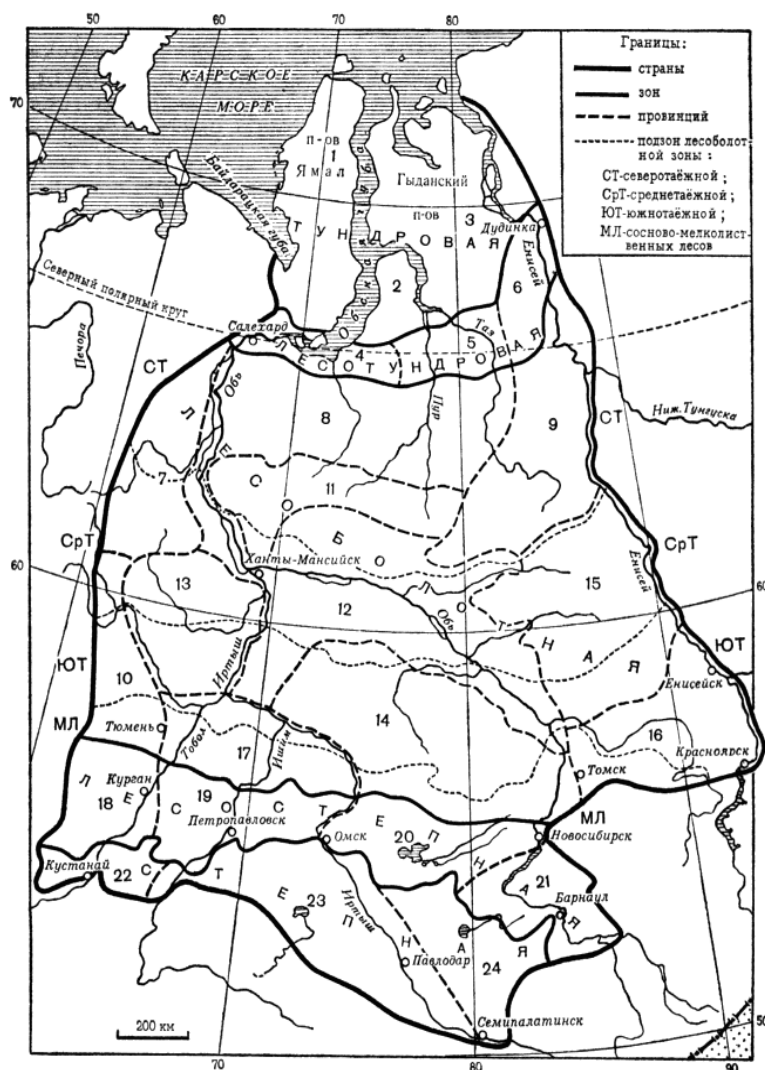


Рис. 1. Ландшафтные зоны и провинции Западно-Сибирской равнины [Гвоздецкий, Михайлов, 1978]

Fig. 1. Landscapes and provinces of the West Siberian Plain [Gvozdetsky, Mikhailov, 1978]

В экономико-географическом отношении подтайга Западной Сибири занимает часть Томской и Тюменской областей, относящихся к инвестиционно-привлекательным субъектам Российской Федерации и занимающих соответственно 6-е и 18-е места в рейтинге по этому показателю [Рейтинг инвестиционной привлекательности... 2017]. В связи с этим для выработки стратегии социально-экономического развития территорий и обоснования материальных и финансовых затрат предприятий промышленности, транспорта, сельского и лесного хозяйства, учреждений социальной сферы необходим климатический мониторинг, включающий изучение временных характеристик климатических сезонов года на региональном уровне.

Методика исследования

При характеристике сезонов года часто их границы отождествляют с календарными сроками, кото-

рые, как и астрономические сезоны, являются формальными [Визе, 1940; Галахов, 1959; Рутковская, 1979; Филандышева, 1982; Окишева, 1984; Romashova, 2013]. В данном исследовании будут учитываться сезоны в их естественных границах, так как именно с ними согласуется развитие живой и неживой природы. Для выделения сезонов года и разработки модели сезонной ритмики нами использован комплексно-генетический метод Н.Н. Галахова [Галахов, 1959], дополненный Н.В. Рутковской [Рутковская, 1979]. Суть метода состоит в том, что при установлении сезонной структуры года для каждого конкретного района земного шара с относительно однообразными условиями климата необходим одновременный учет хронологического хода всех факторов климатообразования (солнечной радиации, циркуляции атмосферы, характера подстилающей поверхности) и явлений природы, с ними связанных [Шульц, 1981; Филандышева, 2009]. Фенологические

признаки сезонов неизменны (появление первых всходов и листопад, ледостав и ледоход, первые цветы, последние стаи птиц и т.д.), как и временная их последовательность [Соловьев, 2005]. А вот сроки наступления и окончания этих сезонных явлений связаны с периодическим изменением радиационного режима, а следовательно, и зависящего от него термического режима. Поэтому объективным показателем, отражающим динамику всех компонентов климатообразования, а также сезонную ритмику ландшафта, является среднесуточная температура воздуха [Рутковская, 1979; Филандышева, 1982, Окишева, 1984, Ромашова, 2004; Филандышева, 2009; Курьина и др., 2013]. Исследование динамики естественной сезонной ритмики климата дает возможность установить связь между глобальными и региональными изменениями климата, а также их влиянием на функционирование ландшафтов и жизнедеятельность человека [Минин, 2000; Кузнецова, Гребенюк, 2016; Окишева, Филандышева, 2013]. При таком подходе сроки наступления сезонов года и их феноиндикаторов будут варьировать по годам в зависимости от складывающихся климатообуславливающих факторов [Фриш и др., 1976; Шульц, 1981].

Надежный анализ изменчивости и изменения климата невозможен без достаточно длинных временных рядов изучаемых показателей [Бюллетень ВМО, 2016]. Материалом для установления и анализа изменения временных характеристик сезонов года на территории подтайги ЗСР послужили значения температуры (среднесуточной, минимальной и максимальной) приземного слоя воздуха суточного разрешения из базы данных ВНИИГМИ – МЦД за период с 1936 по 2015 г. по метеостанциям Тюмень и Томск, расположенным на западе и востоке подзоны соответственно (см. рис. 1). На основе этих данных для каждой станции были построены графики многолетнего хода температур за три периода: первый – с 1936 по 1970 г., второй – с 1971 по 2006 г., третий – с 2001 по 2015 г. Их продолжительность вполне достаточная (35 лет), так как для вычисления средних многолетних дат с неискаженными влиянием вековых колебаний климата значениями рекомендуется использовать ряды длительностью не свыше 30–40 лет [Соловьев, 2005]. За границу между первым и вторым периодами взят 1971 г., так как именно с этого года изменения климата стали наиболее выраженными [Груза, 2004; Шерстюков, 2007; Филандышева, 2012; Изменение климата..., 2014].

Некоторые исследователи [Ипполитов и др., 2008] считают, что в Сибири с начала 2000-х гг. отмечаются изменения в температурных тенденциях, поэтому нами был выделен третий период (2001–2015 гг.). Достаточно точное представление о норме и отклонениях фенологических сроков дает обработка рядов наблюдений за 15 лет и более,

гарантирующих высокую вероятность того, что в течение такого периода учитываются почти все возможные варианты хода сезонного развития местной природы [Соловьев, 2005]. Поэтому продолжительность выделенного нами третьего периода (с 2001 по 2015 г.) также можно считать репрезентативной. Закономерности изменений климатического режима изучались методами математической статистики, включая тренд-анализ, а также методом сравнения.

Полученные результаты

Особенности изменения термического режима в подтайге ЗСР нами были рассмотрены на основе анализа хода ежегодных значений среднегодовых температур приземного слоя воздуха и их линейных трендов (рис. 2), рассчитанных за период с 1936 по 2015 г. по ст. Тюмень (запад подзоны) и ст. Томск (восток подзоны) (см. рис. 1). Сопоставление графиков (рис. 2) показало наличие положительной тенденции в изменении годовых величин температуры воздуха на обеих станциях с практически равными значениями коэффициентов линейных трендов: $+0,25^{\circ}\text{C} / 10$ лет (Тюмень) и $+0,26^{\circ}\text{C} / 10$ лет (Томск). Следует отметить, что абсолютные значения данного термического показателя на этих станциях заметно отличаются. Так, на ст. Тюмень средний уровень среднегодовой температуры воздуха за 75 лет составил $+1,4^{\circ}\text{C}$, на ст. Томск почти в четыре раза ниже – $+0,3^{\circ}\text{C}$, но при этом от начала тренда к его концу на восточной станции температуры воздуха выросли больше (с $-0,7$ до $+1,3^{\circ}\text{C}$), чем на западной (с $+0,7$ до $+2,2^{\circ}\text{C}$). Вышесказанное свидетельствует о том, что, несмотря на долготные различия в термическом режиме, климат во всей подтайге ЗСР периода с 1936 по 2015 г. изменился в сторону потепления.

Для анализа динамики временных характеристик климатических сезонов года за период с 1936 по 2015 г. нами на основе средних многолетних среднесуточных температур воздуха за указанные выше три периода с использованием критериев, обоснованных ранее [Рутковская, 1979; Филандышева, 1982, Филандышева, 2009], были определены средние многолетние даты начала, конца и продолжительности сезонов (таблица).

Анализ динамических изменений данных показателей начнем с осеннего сезона. Осень – переходный климатический сезон от лета к зиме. Это время быстрого изменения всех метеорологических элементов, появления нового компонента геокомплекса – временного снежного покрова, прекращения вегетации растений и перехода их в конце сезона в состояние покоя. В течение осеннего сезона происходит разрушение летней структуры ландшафта и становление зимней [Рутковская, 1979].

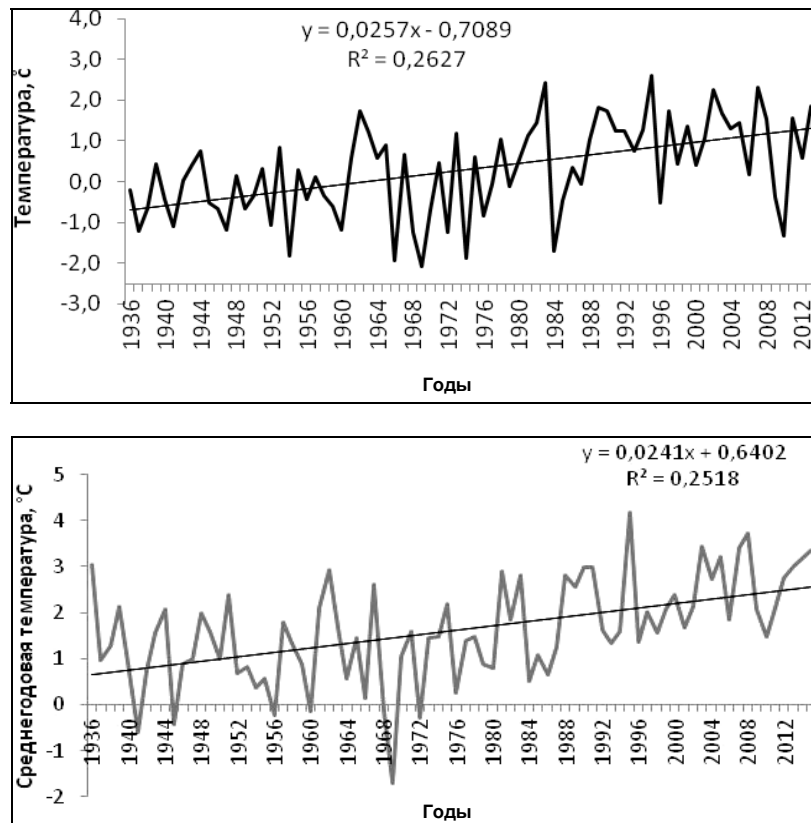


Рис. 2. Изменение среднегодовых температур за период с 1936 по 2015 г. на ст. Тюмень (вверху) и ст. Томск (внизу)

Fig. 2. Change an average annual temperatures for the period from 1936 to 2015 at weather stations Tyumen (top) and Tomsk (below)

Временные характеристики сезонов года в подтайге Западно-Сибирской равнины

Time characteristics of the seasons in the subtaiga of the West Siberian Plain

Период (годы)	Осенний сезон			Зимний сезон		Весенний сезон		Летний сезон	
	Дата начала	Дата конца	Δt в днях	Дата конца	Δt в днях	Дата конца	Δt в днях	Дата конца	Δt в днях
Метеостанция Томск									
Первый (1936–1970)	8.09	31.10	54	24.03	144	16.05	53	7.09	114
Второй (1971–2006)	11.09	1.11	55	20.03	136	13.05	54	10.09	120
Третий (2001–2015)	12.09	6.11	56	16.03	131	08.05	52	11.09	126
Метеостанция Тюмень									
Первый (1936–1970)	15.09	05.11	52	22.03	137	12.05	51	14.09	125
Второй (1971–2006)	18.09	09.11	53	12.03	123	11.05	60	17.09	129
Третий (2001–2015)	23.09	27.11	66	01.03	94	06.05	66	22.09	139

Примечание. Δt – продолжительность сезона в днях.

Note. Δt – duration of the season in days.

Его началу соответствует устойчивый переход средней суточной температуры воздуха ниже $+10^\circ\text{C}$, а концу (началу зимы) – даты образования устойчивого снежного покрова и начала устойчивых моро-

зов. В Тюмени динамические изменения временных характеристик осеннего сезона сравниваемых временных отрезков следующие: во втором и третьем периодах даты начала и конца сезона сместились на

более поздние сроки по сравнению с первым – на 3 и 7 дней и 4 и 22 дня соответственно. На ст. Томск указанные временные показатели также стали наступать позднее: так, начало сезона отступило во втором периоде, по сравнению с первым, на 3 дня, в третьем – на 5 дней, а конец – на 1 и 6 дней соответственно. Это привело к увеличению продолжительности осени, причем более заметному на западе подзоны, чем на ее востоке (в Тюмени – на 14 дней, тогда как в Томске – на 2 дня) (см. таблицу).

Зима в умеренных широтах является одним из двух основных сезонов годового цикла. Ее погодные условия определяют как особенности функционирования природных геосистем, так и организацию различных сфер хозяйственной деятельности человека в течение длительного времени. За границы зимнего сезона в его начале принимаются даты образования устойчивого снежного покрова и начала устойчивых морозов, а в конце – даты прекращения устойчивых морозов и достижения максимальных запасов воды в снежном покрове. Следует сказать, что продолжительность зимнего сезона с 1970-х гг. в подтаежной зоне заметно сократилась, особенно на ст. Тюмень – на 40 дней (со 137 до 94 дней), на ст. Томске – на 13 дней (с 144 до 131 дня) (таблица). Сжатие во времени зимнего сезона связано со смещением даты его начала на более поздние (это было показано при анализе окончания осени), а даты его конца – на более ранние сроки (с 22 марта на 01 марта – ст. Тюмень, с 24 марта на 16 марта – ст. Томск).

Весна характеризуется быстрым нарастанием солнечного тепла, поступающего на земную поверхность, таянием и ликвидацией снежного и ледового покрова, размерзанием, а затем и прогреванием почвогрунтов. Началу весеннего сезона соответствуют критерии, указанные выше для определения окончания зимнего сезона, а концу – устойчивый переход среднесуточных температур воздуха выше $+10^{\circ}\text{C}$. Ранее были описаны изменения дат конца зимы, которые знаменуют начало следующего сезона – весны, поэтому их анализ мы повторять не будем и рассмотрим только динамику сроков ее окончания. Весенний сезон в третьем периоде, по сравнению с первым, стал заканчиваться раньше на 6 дней на западе и на 8 дней на востоке (см. таблицу). В соответствии с особенностями динамики дат начала и конца сезона изменилась и его продолжительность. На ст. Тюмень она увеличилась почти на две недели (с 51 дня первого периода до 66 дней третьего), на ст. Томск длина сезона изменялась незначительно в пределах 52–54 дней. Весна и осень – это переходные сезоны года, в течение которых происходит перестройка барического поля Земли от одного главного сезона к другому, поэтому их погодные условия характеризуются как самые неустойчивые.

Летний сезон в условиях умеренного климата, где четко обозначены все четыре климатических сезона, является главным временем года, в течение которого активно протекают энергетические процессы, обеспечивающие бесперебойную жизнедеятельность биocenozов, в том числе культурных. Благоприятные температурные условия, продолжительный световой день, большое количество часов солнечного сияния – всё это делает летний сезон наиболее комфортным для осуществления разных видов хозяйственной деятельности. Началу и концу лета соответствует устойчивый переход среднесуточной температуры воздуха через $+10^{\circ}\text{C}$ (на ветви подъема и спада температур соответственно). Особенности динамических изменений дат начала данного сезона показаны при характеристике окончания весеннего сезона, а конца – начала осеннего. Общей тенденцией для рассматриваемых станций является смещение дат начала лета от первого периода к третьему на более ранние сроки, а конца – на поздние, но пространственно эти процессы протекали с разной интенсивностью (см. описание выше). Продолжительность летнего сезона в подтайге ЗСР с 1900-х гг. в среднем увеличилась на 12–14 дней (на ст. Тюмень со 125 до 139 дней, на ст. Томск – со 114 до 126 дней). Следует подчеркнуть, что на ст. Тюмень в третьем периоде его длина стала существенно превосходить продолжительность зимнего сезона – на 45 дней, и доля лета в годовом цикле возросла до 38% (вместо 34,2% в первый период), а зимнего – уменьшилась до 25,8% (вместо 37,5% первого). В результате летний сезон стал главным в структуре годового цикла. На ст. Томск по продолжительности зима и лето практически сравнялись – их длина в третьем периоде составила 131 и 126 дней соответственно, тогда как в первом периоде это соотношение было 144 и 114 дней.

Более заметное сокращение продолжительности холодного сезона в западной части подтайги свидетельствует о более заметном смягчении климата в Приуральской части подтаежной зоны за счет глобального потепления, чем на востоке.

Обсуждение результатов

В Северном полушарии последние три десятилетия (с 1983 по 2015 г.) были самым теплым периодом за 1400 лет, а период 2011–2015 гг. был самым жарким за всю историю наблюдений [Смирнова, 2013; Бюллетень ВМО, 2016]. При этом 2015 г. с весьма значительным отрывом от предыдущих лет явился самым теплым за всю историю наблюдений, превысив на $0,74^{\circ}\text{C}$ среднее значение за 1961–1990 гг. Проведенный анализ свидетельствует о том, что в подтайге Западно-Сибирской равнины потепление климата стало наблюдаться ещё в 1970-е гг. [Ромашова,

2004; Филандышева, 2012, Филандышева, Сорока, 2013; Окишева, Филандышева, 2015]. Это нашло отражение и во временных характеристиках естественных сезонных ритмов во всей зоне подтайги, где от первого периода к двум последующим произошли следующие изменения в сроках сезонов года. Так, даты начала весеннего и летнего сезонов стали наступать раньше, как и даты окончания зимнего и весеннего, а даты начала осеннего и зимнего – позднее. В соответствии с этим изменились их продолжительность и соотношение между ними в годовом цикле.

Заметно увеличилась доля летнего сезона во всей подзоне: в Томске – с 31% в первом периоде до 34,5% в третьем, а в Тюмени – с 34,3 до 38,1%. При этом в западной части подтайги лето стало главным сезоном ещё в 1970-х гг. В связи с этим в последние 35–40 лет отмечается увеличение продолжительности периода вегетации (период с температурами воздуха выше +5°C) на территориях Западной Сибири (за исключением северных районов: п-ва Ямал, Таймыр и прилегающих к ним территорий). Среднее увеличение продолжительности периода вегетации составляет сейчас от 5 до 10 дней [Россия и сопредельные страны, 2008]. Выраженная тенденция смещения начала лета на более ранние сроки, а конца – на более поздние, свидетельствует об устойчивом повышении температуры воздуха первой декады мая в первом случае и первой–второй декад сентября – во втором. Исследуемому периоду (с 1936 по 2015 г.), согласно графику хронологического хода, свойственна тенденция к отступлению даты конца летнего сезона на более поздние сроки примерно на 0,5 дня за 10 лет.

Самое заметное изменение временных характеристик отмечается в зимнем сезоне года. В последний исследуемый нами период зима стала намного короче, чем в первый: в Томске его доля в годовом цикле уменьшилась с 39,5 до 35,9%, а в Тюмени ещё значительнее – с 37,5 до 25,7%. Выявленная тенденция смещения начала зимы во втором периоде (начала устойчивых морозов и устойчивого формирования снежного покрова) на более поздние сроки свидетельствует об устойчивом повышении температуры воздуха ноября, особенно его первых двух декад. В целом за весь период с 1936 по 2015 г. дата конца зимы имеет тенденцию к смещению на более поздние сроки с коэффициентом линейного тренда +2,3 дня за 10 лет. Большее уменьшение продолжительности холодного сезона на западе подтайги (зима сократилась на 31% в третьем периоде в сравнении с первым) говорит о том, что под влиянием глобального потепления климата смягчение его протекает быстрее в Приуральской части подтаежной зоны ЗСР, чем в Приенисейской, где указанная разница составила только 10%.

Анализ временных характеристик переходных сезонов показал, что их изменения более заметны в

западной части, чем в восточной, особенно осенью (см. таблицу).

В результате проведённого исследования были установлены следующие общие и индивидуальные пространственно-временные тенденции естественных сезонов года в подтаёжной подзоне Западно-Сибирской равнины:

1) смещение временных характеристик от первого периода к двум последующим: дат начала весеннего и летнего сезонов – на более ранние сроки, дат начала осеннего и зимнего сезонов – на более поздние, дат конца зимнего и весеннего сезонов – на более ранние сроки;

2) изменение продолжительности сезонов года и соотношения между ними в годовом цикле;

3) разные сезоны года становятся главными: в Тюмени – лето, в Томске – зима;

4) более существенные изменения временных характеристик в западной части подтайги Западной Сибири;

5) разница в продолжительности трёх сезонов (весны, лета, осени) в третьем периоде между метеостанциями Тюмень и Томск, удалёнными друг от друга на 1 178 км, составляет более двух недель, а зимы – более месяца.

Общие тенденции изменений в рассматриваемом регионе связаны с тем, что Западно-Сибирская равнина – единая физико-географическая страна с равнинным рельефом, ярко выраженной широтной зональностью и долготными изменениями внутри природных зон.

Заключение

Изменение климата является одним из основных современных вызовов. Так, например, непредсказуемость погодных условий, которая ставит под угрозу производство продовольствия, повышение уровня моря, которое увеличивает риск природных катастроф, являются последствиями изменения климата и имеют глобальный характер и беспрецедентные масштабы. Первое десятилетие нынешнего века стало самым теплым в истории наблюдений за климатом, а в 2016–2035 гг., по прогнозам экспертов, средняя температура может вырасти ещё на 0,3–0,7°C. Это найдёт отражение в изменении пространственно-временных характеристик естественных климатических сезонов года. В настоящее время особый научный и практический интерес представляет подтайга, испытывающая антропогенное и природное воздействия. Анализ многолетних изменений климатических характеристик сезонных ритмов зоны подтайги Западно-Сибирской равнины путем сопоставления показателей, рассчитанных за три периода (1936–1970, 1971–2006, 2001–2015 гг.), выявил основные тенденции в динамике временных характери-

стик. В соответствии с изменениями дат начала и конца фаз изменилась и их продолжительность.

Установленные при обосновании границ сезонов года взаимосвязи между климатическими критериями начала (конца) структурных единиц и особенностями развития биотической составляющей ландшафта

позволяют считать, что анализ динамики временных изменений естественных сезонных ритмов дает возможность оценить меняющиеся условия функционирования ландшафтов, рассмотреть направления их дальнейшего развития и организации хозяйственной деятельности человека.

ЛИТЕРАТУРА

21-я климатическая конференция ООН в Париже // Росгидромет. URL: <http://www.meteorf.ru/activity/international/rkik/> (дата обращения: 06.06.2016).

Бюллетень ВМО. Женева : Всемирная метеорологическая организация, 2016. Т. 65 (1). 64 с.

Визе В.Ю. Климат морей Северной Арктики. Л. : Изд-во Гидросевморпуть, 1970. 124 с.

Галахов Н.Н. Изучение структуры климатических сезонов года. М. : Изд-во АН СССР, 1959. 183 с.

Гвоздецкий Н.А., Михайлов Н.И. Физическая география СССР. Азиатская часть. М. : Мысль, 1978. 492 с. URL: <http://tapemark.narod.ru/geograf/index.html> (дата обращения: 06.06.2016).

Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Обнаружение изменений климата: состояния, изменчивости и экстремальности климата // Труды Всемирной конференции по изменению климата (г. Москва, 29 сентября – 3 октября 2003 г.). М. : Паблик принт, 2004. С. 101–110.

Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2016 год. М. : Росгидромет, 2017. 70 с.

Дробушевская О.В., Назимова Д.И. Климатические варианты светлоснежной низкорослой подтайги Западной Сибири // География и природные ресурсы. 2006. № 2. С. 21–27.

Ермаков Н.Б. Разнообразие бореальной растительности Северной Азии. Гемибореальные леса. Классификация и ординация. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2003. 232 с.

Изменение климата: обзор Пятого оценочного доклада МГЭИК, 2013 г. Физическая научная основа. М. : Всемирный фонд дикой природы (WWF), 2014. 80 с.

Израэль Ю.А., Груза Г.В., Катцов В.М., Мелешко В.П. Изменения глобального климата. Роль антропогенных воздействий // Метеорология и гидрология. 2001. № 5. С. 5–21.

Информационный бюллетень ВОЗ. №266. 29 июня 2016 г. URL: <http://www.who.int/mediacentre/factsheets/fs266/ru/>

Ипполитов Н.Н., Кабанов М.В., Логинов С.В., Харюткина Е.В. Структура и динамика метеорологических полей на азиатской территории России в период интенсивного глобального потепления 1975–2005 гг. // Журнал Сибирского федерального университета. Биология (спец. вып. «Изменение климата и экосистемы»). 2008. № 1 (4). С. 323–344.

Кузнецова В.П., Гребенюк Г.Н. Сезонная динамика метеоусловий северных территорий (на примере Нижневартовского района). URL: <http://www.sworld.com.ua/konfer21/196.htm> (дата обращения: 06.06.2016).

Курыгина И.В., Филандышева Л.Б., Бокова У.А. Исследование климатических сезонов года и их влияния на живые компоненты болотного биогеоценоза (на примере олиготрофного болота подтаежной подзоны Западно-Сибирской равнины) // Вестник Томского государственного университета. 2013. № 376. С. 182–191.

Ландшафты // Национальный атлас России / гл. ред. Национального атласа России А.В. Бородко ; гл. ред. тома В.М. Котляков. 2008. Т. 2. 495 с. URL: <http://xn--80aaaa1bhnclcccl1cl5c4ep.xn--p1ai/cd2/398-399/398-399.html> (дата обращения: 06.06.2016).

Минин А.А. Фенологические особенности состояния экосистем Русской равнины за последние десятилетия // Известия АН СССР. Сер. географич. 2000. № 3. С. 75–80.

Окишева Л.Н. Пространственно-временной анализ климатических условий сезонной ритмики геосистем Обь-Енисейского Севера : автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Новосибирск, 1984. 17 с.

Окишева Л.Н., Филандышева Л.Б. Временная динамика и функционирование ландшафтов Западной Сибири. Томск, 2015. 316 с.

Рейтинг инвестиционной привлекательности субъектов РФ на 01.02.2017. URL: <http://www.ra-national.ru/ru/taxonomy/term/90?type=rating> (дата обращения: 06.06.2016).

Ромашова Т.В. Сезонные ритмы климата и их влияние на развитие эрозии почв (на примере юга Томской области) : дис. ... канд. геогр. наук. Томск, 2004. 239 с.

Россия и сопредельные страны: природоохранные, экономические и социальные последствия изменения климата. WWF России, OXFAM. М., 2008. 56 с.

Рубинштейн Е.С., Полозова Л.Г. Современное изменение климата. Л. : Гидрометеорологическое издательство Комитета по печати при Совете министров СССР, 1996. 268 с.

Рутковская Н.В. Климатическая характеристика сезонов года Томской области. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1979. 116 с.

Смирнова Ю. Изменения в погоде происходят год от года // Наука и жизнь. 30.09.2013. URL: <https://www.nkj.ru/news/23187/> (дата обращения: 06.06.2016).

Соловьев Л.Н. Биота и климат в XX столетии. Региональная фенология. М. : Пасьева, 2005. 288 с.

Филандышева Л.Б. Климатические особенности вегетационной части годового цикла и его фаз на юго-западе Западной Сибири : автореф. дис. ... канд. геогр. наук. 1982.

Филандышева Л.Б. Обоснование зональных структурных моделей сезонных ритмов годового цикла на юго-западе Западно-Сибирской равнины // Вопросы географии Сибири : сб. ст. Томск : Том. гос. ун-т, 2009. Вып. 27. С. 148–156.

Филандышева Л.Б. Анализ динамических вариантов структуры зимнего сезона года и их климатических характеристик на юго-западе Западно-Сибирской равнины // Вестник Томского государственного университета. 2012. № 364. С. 196–203.

Филандышева Л.Б., Сорока А.С. Изучение ритмов зимнего сезона на юго-западе Западно-Сибирской равнины в свете глобальных изменений климата // Вестник Тамбовского университета. Серия: Естественные и технические науки. 2013. Т. 18, вып. 2. С. 710–714.

Фриш В.А., Фриш Э.В. Сезонная динамика ландшафтов и многолетняя тенденция их развития (на примере Верхнего Поволжья) // Известия Всесоюзного географического общества СССР. 1976. Вып. 2. С. 140–147.

Шерстюков Б.Г. Пространственные и сезонные особенности изменений климата в период интенсивного глобального потепления : автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. Обнинск, 2007. 327 с.

Шульц Г.Э. Общая фенология. Л. : Наука, 1981. 186 с.

Ermakov N., Drng J., Rodwell J. Classification of continental hemiboreal forest of North Asia. Camerino. Braun-Blanquetia, 2000. V. 28. 131 p.

Hämet-Ahti L. The boreal zone and its biotic subdivision // Fennia. 1981. V. 159, № 1. P. 69–75.

IPCC. Summary for Policymakers // O. Edenhofer, R. Pichs-Madruga, Y. Sokona, E. Farahani, S. Kadner, K. Seyboth, A. Adler, I. Baum, S. Brunner, P. Eickemeier, J.S. Kriemann, S. Schlömer, C. von Stechow, T. Zwickel, J.C. Minx editors. Climate Change 2014, Mitigation of Climate Change Contribution of Working Group III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom ; New York, NY, USA : Cambridge University Press, 2014.

Ponomarenko S. Western Siberian hemiboreal forests. 2017. URL: <https://www.worldwildlife.org/ecoregions/pa0444> (дата обращения: 06.06.2016).

Romashova T.V. The role of climatic risks in erosion advancing in the south of Tomsk Region // BioClimLand. 2013. № 2. P. 30–33.

Авторы:

Филандышева Лариса Борисовна, кандидат географических наук, доцент, кафедра краеведения и туризма, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: filandysh@sibmail.ru

Ромашова Татьяна Владимировна, кандидат географических наук, доцент, кафедра краеведения и туризма, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: romtvtom@rambler.ru

Юркова Ксения Дмитриевна, магистрант 1-года обучения, кафедра краеведения и туризма, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

Geosphere Research, 2017, 3, 16–25. DOI: 10.17223/25421379/4/3

T.V. Romashova, L.B. Filandysheva, X.D. Yurkova

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

ANALYSIS OF THE DYNAMICS OF TIME CHARACTERISTICS OF THE SEASONS OF THE YEAR IN THE SUB-BOREAL FOREST (SUB-TAIGA) OF THE WEST SIBERIAN PLAIN IN THE PERIOD FROM 1936 TO 2015

Climate change is one of the main today's challenges. Over the past 130 years the world's temperature has increased approximately by 0,85°C. Sub-boreal forest (sub-taiga) is a natural zone located on the transition from the Southern taiga to broad-leaved forests in Europe and the Far East or to the forest-steppe in Siberia. In physiographic terms the West Siberian sub-boreal forest (sub-taiga) is the southernmost latitude climate belt in the subzone of the Southern taiga of the West Siberian plain. The climate belt includes mixed light coniferous, parvifoliate, and grass layer's forests located between 54 and 56° N (Fig. 1). The choice of the study area is explained by the fact that the biodiversity of the sub-boreal forest (sub-taiga) ecosystems is the highest among the ecosystems of Western Siberia. At the same time the sub-boreal forest (sub-taiga) of the West Siberian Plain is the most developed zone of the region, experiencing and being sensitive to diverse external factors, including climatic ones. In economic and geographic terms sub-boreal forest (sub-taiga) of Western Siberia is occupied by part of the Tomsk and Tyumen regions, which are investment-attractive subjects of Russia. In this regard, in order to develop a strategy for social and economic development of the territories and to substantiate the material and financial costs of enterprises, climate monitoring including studies of the temporal characteristics of the climatic seasons of the year at the regional level is needed.

This article examines changes in temporal characteristics (start dates, end, duration) of seasons in the period from 1936 to 2015, in sub-boreal forest (sub-taiga) of the West Siberian plain, derived from the schedule of average years of average daily air temperature. The foundation of our research was comprehensive genetic method of climate study of N.N. Galakhov and N.V. Rutkovskaya.

For the entire study period (from 1936 to 2015), a positive tendency of the air temperature change in sub-boreal forest (sub-taiga) with almost synchronous coefficient of the linear trend: +0.25°C / 10 years in Tyumen and +0.26°C / 10 years in Tomsk is observed (Fig. 2). On the basis of the obtained daily average air temperatures from 1936 to 2015, we have found the average long-term boundaries of the seasons and their duration for the three above periods (Table).

The analysis shows that in the sub-boreal forest (sub-taiga) of the southeast of the West Siberian Plain the climate warming has been observed since the 1970s. Spatio-temporal trends in the dynamics of the dates of the beginning and the end of the seasons of the year in sub-boreal forest (sub-taiga) were revealed:

1) there is a shift in time characteristics from the first period to two subsequent ones: the dates of the beginning of the spring and summer seasons shifted back and start earlier, the dates of the beginning of the autumn and winter seasons - later, and the dates of the end of the winter and spring seasons - earlier;

- 2) the duration of the seasons of the year changes as well as the ratio between them in the annual cycle;
- 3) domination of different seasons of the year is revealed: in Tyumen - of summer, in Tomsk - of winter;
- 4) sharper changes in temporal characteristics in the western part of the sub-boreal forest (sub-taiga) of Western Siberia;
- 5) recorded a difference in the duration of the main seasons - more than two weeks, and winter - more than a month.

Analysis of the dynamics of natural seasonal rhythms' temporary changes makes it possible to estimate the changing conditions of landscape functioning and to examine the directions for their further development and organization of human economic activity.

Keywords: climate change, time characteristics, sub-boreal forest (sub-taiga), the seasons of the year, West Siberian plain.

REFERENCES

- 21-ya klimaticheskaya konferentsiya OON v Parizhe [21st UN Climate Conference in Paris]: ROSGIDROMET. URL: <http://www.meteorf.ru/activity/international/rkik> (06.06.2016). In Russian
- Bulletin WMO. Hotter, drier, wetter: Face the future. T. 65 (1). 2016. 64 p. URL: https://library.wmo.int/pmb_ged/bulletin_65-1_en.pdf
- Vize V.Ju. Klimat morej Severnoj Arktiki. Leningrad: Izd-vo Gidrosevmorput', 1970. 124 p. In Russian
- Galahov N.N. *Izuchenie struktury klimaticheskikh sezonov goda* [Study of the structure of the climatic seasons of the year]. Moscow : Izd-vo AN SSSR, 1959. 183p. In Russian
- Gvozdeckij N.A., Mihajlov N.I. *Fizicheskaja geografija SSSR. Aziatskaja chast'* [Physical Geography of the USSR. Asian part]. Moscow : «Mysl'» 1978. 492 p. URL: <http://tapemark.narod.ru/geograf/index.html> (06.06.2016). In Russian
- Gruza G.V., Ran'kova Je.Ja. *Obnaruzhenie izmenenij klimata: sostojanija, izmenchivosti i jekstremal'nosti klimata* [Detection of climate change: the state, variability and extremes of climate] // Trudy Vsemir. konf. po izmeneniju klimata, g. Moskva, 29 sentjabrja-3 oktjabrja 2003 g. Moscow : Pablik print, 2004. pp. 101–110. In Russian
- Doklad ob osobennostjah klimata na territorii Rossijskoj Federaciiza 2016 god* [Report on the peculiarities of climate on the territory of the Russian Federation 2016]. Moscow : Rosgidromet, 2017. 70 p. In Russian
- Drobushhevskaya O.V., Nazimova D.I. *Klimaticheskie variant svetlokhvoynoy nizkogornoy podtaygi Zapadnoj Sibiri* [Climate variants of light coniferous low-mountain subtaiga of Western Siberia] // Geografiya i prirodnye resursy. 2006. № 2. pp. 21–27. In Russian
- Ermakov N.B. *Raznoobrazie boreal'noy rastitel'nosti Severnoj Azii. Gemiboreal'nye lesa. Klassifikatsiya i ordinatsiya* [The diversity of boreal vegetation in North Asia. Gemiboreal scaffolding. Classification and ordination]. Novosibirsk: Izd-vo SO RAN, 2003. 232 p. In Russian
- Izmenenie klimata: obzor Pjatogo ocenoch'nogo doklada MGJeIK, 2013 g. Fizicheskaja nauchnaja osnova* [Climate Change: Review of the IPCC Fifth Assessment Report, 2013 The Physical Science Framework]. Moscow : Vsemirnyj fond dikoiprirody (WWF), 2014. 80pp. In Russian
- Izrael' Y.A., Gruza G.V., Kattsov V.M., Meleshko V.P. Global climate changes. The role of anthropogenic impacts // Russian Meteorology and Hydrology. 2001. № 5. pp. 1–12.
- WHO Media centre. Climate change and health. URL: <http://www.who.int/mediacentre/factsheets/fs266/en/> (21.11.2017)
- Ippolitov N.N., Kabanov M.V., Loginov S.V., Kharyutkina E.V. Structure and Dynamic of Meteorological Fields on the Asian Region of Russia in the Period of the Global Warming for 1975-2005 // Journal of Siberian Federal University. Biology. 2008. № 1 (4). pp. 323–344. In Russian
- Kuznetsova V.P., Grebenjuk G.N. *Sezonnaja dinamika meteoulovij severnyh territorij (na primere Nizhnevartovskogo rajona)* Seasonal dynamics of meteorological conditions of northern territories (on the example of Nizhnevartovsk region)] <http://www.sworld.com.ua/konfer21/196.htm> (06.06.2016)
- Kurina I.V., Filandysheva L.B., Bokova (Bulatova) U.A., Sapyan Ye.S., Klimova N.I. Research of the climatic seasons of the annual cycle and its influence on the living components of peatland biogeocoenosis (by example of oligotrophic peatland in subtaiga of Western Siberia) // Tomsk State University Journal. 2013. № 376. pp. 182–191. In Russian
- Landshafty* [Landscapes] // Nacional'nyj atlas Rossii/ Gl. red. Nacional'nogo atlasa Rossii A.V. Borodko, gl. red. toma V.M. Kotljakov. T. 2. 2008. 495 pp. URL: <http://xn--80aaaa1bhnlcccl1cl5c4ep.xn--p1ai/cd2/398-399/398-399.html> (06.06.2016). In Russian
- Minin A.A. *Fenologicheskie osobennosti sostojanija jekosistem Russkoj ravniny za poslednie desjatiletija* [Phenological features of the state of the ecosystems of the Russian Plain over the past decades] // Izvestija AN SSSR. Ser. geografich. 2000. № 3. pp. 75–80. In Russian
- Okisheva L.N. *Prostranstvenno-vremennoj analiz klimaticheskikh uslovij sezonnoj ritmiki geosistem Ob'-Enisejskogo Severa* [Spatio-temporal analysis of climatic conditions of seasonal rhythm of the geosystems of the Ob-Yenisei North] // Avtoref. dis. ... kand. geogr. nauk. Novosibirsk. 1984. 17 p. In Russian
- Okisheva L.N., Filandysheva L.B. *Vremennaya dinamika i funkcionirovanie landshaftov Zapadnoj Sibiri* [Temporal dynamics and functioning of landscapes of Western Siberia]: Monografiya. Tomsk, 2015. 316 p. In Russian
- Rejting investicionnoj privlekatel'nosti sub'ektov RF na 01.02.2017.* [Rating of investment attractiveness of the constituent entities of the Russian Federation as of 01.02.2017]. URL: <http://www.ra-national.ru/ru/taxonomy/term/90?type=rating> (06.06.2016). In Russian
- Romashova T.V. *Sezonnyeritmy klimata i ikh vliyaniye na razvitiye eroziipochv (naprimereyuga Tomskoy oblasti)* [Seasonal rhythms of the climate and their influence on the development of soil erosion (on the example of the south of the Tomsk region)]: Avtoref. dis... kand. geogr. nauk. Tomsk, 2004. 239 p. In Russian
- Romashova T.V. The role of climatic risks in erosion advancing in the south of Tomsk Region // BioClimLand. 2013. № 2. pp. 30–33.
- Rossija i sopredel'nye strany: prirodoohrannye, jekonomicheskie i social'nye posledstvija izmenenija klimata* [Russia and neighboring countries: environmental, economic and social consequences of climate change.]. WWF Rosii, OXFAM. Moscow, 2008. 56 p. In Russian

- Rubinshteyn E.S., Polozova L.G. *Sovremennoe izmenenie klimata* [Modern climate change]. Leningrad : Gidrometeorologicheskoe izdatel'stvo Komiteta po pechatu pri Sovete ministrov SSSR, 1996. 268 p. In Russian
- Rutkovskaya N.V. *Klimaticheskaya kharakteristika sezonov goda Tomskoy oblasti* [Climatic characteristics of the seasons of the Tomsk region]. Tomsk : Izd-vo Tomsk. un-ta, 1979. 116 p. In Russian
- Smirnova Ju. *Izmeneniya v pogodeproishodjat god ot goda* [Changes in weather occur year by year] // Nauka i zhizn', 30.09.2013. URL: <https://www.nkj.ru/news/23187> (06.06.2016) In Russian
- Solov'ev L.N. *Biota i klimat v XX stoletii. Regional'naya fenologiya* [Biota and climate in the XX century. Regional phenology]. Moscow : Pas'va, 2005. 288 p. In Russian
- Filandysheva L.B. *Klimaticheskie osobennosti vegetacionnoj chasti godovogo tsikla i ego faz na jugo-zapade Zapadnoj Sibiri* [Climatic features of the vegetative part of the annual cycle and its phases in the southwest of Western Siberia] // avtoref. diss. ...kand. geogr. nauk, 1982. In Russian
- Filandysheva L.B. *Obosnovanie zonal'nykh strukturnykh modeley sezonnykh ritmov godovogo tsikla na jugo-zapade Zapadno-Sibirskoy ravniny* [Substantiation of zonal structural models of seasonal rhythms of the annual cycle in the southwest of the West Siberian Plain] // Voprosy geografii Sibiri: Sbornik statey. Tomsk: Tomskiy gosudarstvennyy universitet, 2009. Vyp. 27. pp. 148–156. In Russian
- Filandysheva L.B. Analysis of dynamic variants of winter season structure and their climatic characteristics in southwest of West Siberian Plain // Tomsk State University Journal, № 364. 2012. pp. 196–203. In Russian
- Filandysheva L.B., Soroka A.S. Study of winter season periods on south-west of west Siberian Plain within global climate changes // Journal "Tambov University Reports. Series Natural and Technical Sciences". T. 18, Vyp. 2, 2013. pp. 710–714. In Russian
- Frish V.A., Frish Je.V. *Sezonnaya dinamika landshaftov i mnogoletnijaya tendenciya ih razvitiya (na primere Verhnego Povolzh'ja)* [Seasonal dynamics of landscapes and the long-term trend of their development (on the example of the Upper Volga region)] // Izv. Vsesojuzn. geografich. ob-va SSSR, 1976. Vyp. 2. P. 140–147. In Russian
- Sherstyukov B.G. *Prostranstvennye i sezonnye osobennosti izmeneniy klimata v period intensivnogo global'nogo potepeniya* [Spatial and seasonal features of climate change in the period of intensive global warming]: Avtoref. dis. ... doctor geogr. nauk. Obninsk, 2007. 327 p. In Russian
- Shul'c G.Je. *Obshhaya fenologiya* [General phenology]. Leningrad : Nauka, 1981. 186 p. In Russian
- Ermakov N., Drng J., Rodwell J. Classification of continental hemiboreal forest of North Asia. Camerino. Braun-Blanquetia. 2000. V. 28. 131 p.
- IPCC. Summary for Policymakers. In: O. Edenhofer, R. Pichs-Madruga, Y. Sokona, E. Farahani, S. Kadner, K. Seyboth, A. Adler, I. Baum, S. Brunner, P. Eickemeier, B., Kriemann JS, S. Schlömer, C. von Stechow, T. Zwickel and J.C. Minx editors. Climate Change 2014, Mitigation of Climate Change Contribution of Working Group III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.: Cambridge University Press, 2014.
- Ponomarenko S. Western Siberian hemiboreal forests. 2017. URL: <https://www.worldwildlife.org/ecoregions/pa0444> (06.06.2016)

Author's:

Filandysheva Larisa B., Cand. Sci. (Geogr), Associate Professor, Department of Local History and Tourism, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: filandysh@sibmail.ru

Romashova Tatiana V., Cand. Sci. (Geogr), Associate Professor, Department of Geography, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: romvtom@rambler.ru

Yurkova Xenia D., graduate student, Department of Local History and Tourism, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

ГРИВНЫЙ РЕЛЬЕФ ЮГА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ: МОРФОЛОГИЯ И ВОЗРАСТ (НА ПРИМЕРЕ ЧЕРНООЗЕРСКОЙ ГРИВЫ, САРГАТСКОЕ ПРИИРТЫШЬЕ)

Н.В. Осинцева

Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

Проведены геоморфологические исследования гривного рельефа южной части Западно-Сибирской равнины на примере Черноозерской гривы (Саргатское Прииртышье). Установлено, что грива расположена на останце первой надпойменной террасы р. Иртыш. Возраст отложений гривы позднеплейстоценово-голоценовый. Описан характер осадков, которыми сложена грива, получены данные о средней интенсивности эолового осадконакопления в позднем неоплейстоцене–голоцене.

Ключевые слова: *экзогенный рельеф, эоловый рельеф, возраст рельефа, морфология рельефа, интенсивность осадконакопления, Западная Сибирь.*

Гривно-ложбинный рельеф характерен для южной части Западно-Сибирской равнины. Его изучению посвящено множество публикаций, но ряд вопросов до сих пор остаётся дискуссионным или невыясненным. К таковым относятся: генезис гривного рельефа, стадии его формирования, величина аккумуляции материала, скорости его накопления и др.

Происхождение грив связывают с эоловыми, делювиальными, аллювиальными, склоновыми, неотектоническими, современными тектоническими процессами. Гривы являются наложенными формами рельефа и образуются, как правило, вследствие переотложения песков, супесей, пылеватых частиц надпойменных террас, пойм, озерно-аллювиальных междуречных равнин, ложбин древнего стока, развивавшихся в условиях сухого и холодного климата [Евсеева, 2009]. Установлена также приуроченность грив и разделяющих их ложбин к мезо-кайнозойским разломам субширотного и северо-восточного простирания [Алексеева и др., 2016].

Гривы распространены на разных геоморфологических уровнях и имеют много схожих морфологических черт: северо-восточное или восточное простирание, линейная вытянутая форма, пологие склоны. Длина грив обычно составляет от 2 до 5 м, ширина 0,3–1,2 м, относительная высота от 5–6 до 10 м [Жмакин, 2006]. Склоны грив подвержены плоскостной эрозии, размывам и дефляции почв, а на их вершинах развиваются суффозионно-просадочные явления. Межгривные понижения часто заняты засоленными и заболоченными почвами.

Гривный рельеф южной части Западно-Сибирской равнины изучался на примере Черноозерской гривы, в ходе совместных комплексных работ 2015–2016 гг. по обследованию археологического памятника Черноозерье II. В работах участвовали сотрудники Омского государственного университета им. Ф.М. Достоевского (г. Омск), Новосибир-

ского государственного университета (Новосибирск), Археологического ведомства Саксонии (Дрезден, Германия), Павлодарского государственного педагогического университета (г. Павлодар, Казахстан) и др. [Горбунова и др., 2016].

Черноозерская грива расположена в 150 км к северо-востоку от г. Омск и в 1,5 км к юго-западу от д. Черноозерье в Саргатском районе Омской области (рис. 1). Территория представляет собой широкую левобережную часть долины р. Иртыш. Абсолютные высоты поверхности изменяются от 62,5 (урез воды р. Иртыш) до 71 м (южная окраина д. Черноозерье). Увеличение высот происходит с юго-востока на северо-запад, от русла р. Иртыш к склону междуречной Нижнеиртышской равнины. Район находится в нижнем течении долинного комплекса р. Иртыш (Саргатское Прииртышье). В строении долины выделяются пойма и серия надпойменных террас, протягивающихся широкой полосой в десятки километров. Черноозерская грива расположена на первой надпойменной террасе (рис. 2), имеющей позднеплейстоценовый возраст. Терраса не имеет сплошного распространения и выражена в рельефе в виде останцов в тыловой части высокой поймы. Мощность аллювия составляет 10–15 м, ширина площадки террасы достигает 2 км, состав осадков песчано-глинистый с включениями мелкого гравия. Террасовые отложения перекрыты эоловыми, делювиальными и озерно-болотными образованиями, выраженными в рельефе эоловыми гривами, буграми и понижениями, делювиальными шлейфами, озерно-болотными понижениями, болотными массивами.

Черноозерская грива находится вблизи бровки первой надпойменной террасы, ее относительная высота над поверхностью террасы 1–3 м, над поймой 3–5 м. Грива имеет вытянутую веретенообразную форму, северо-восточное простирание. Длина ее составляет около 700 м, ширина 150 м.

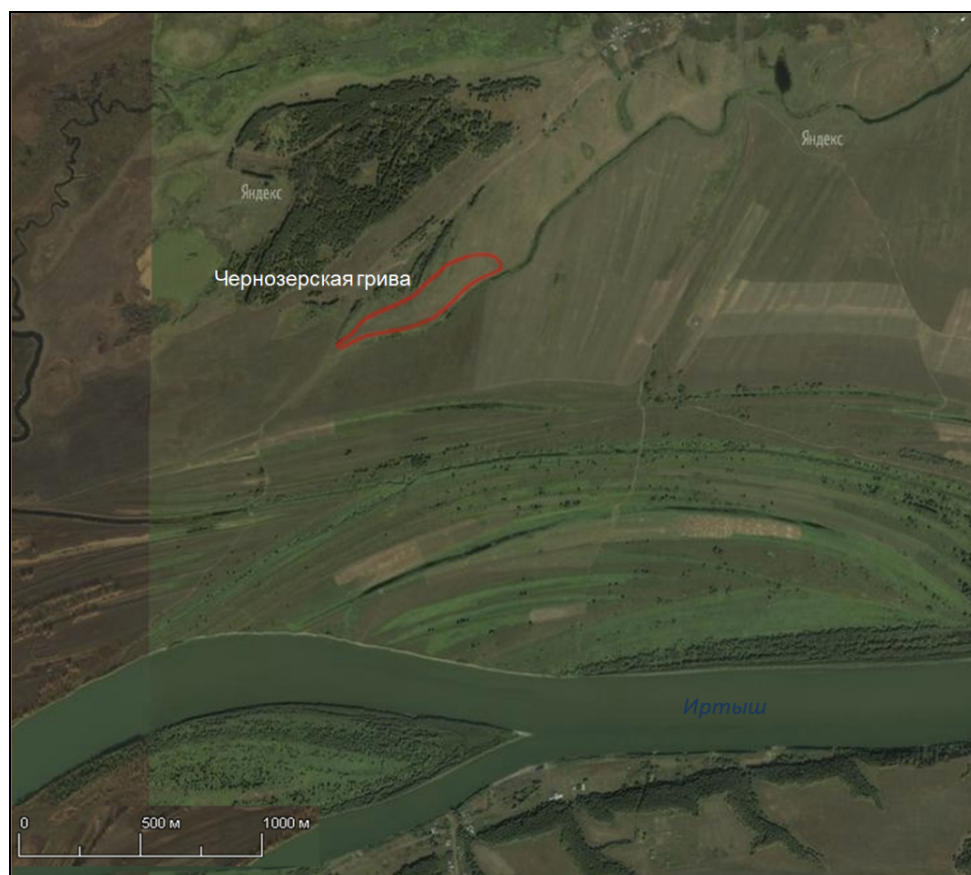


Рис. 1. Эоловая грива на поверхности первой надпойменной террасы р. Иртыш (Саргатский район Омской области), район археологического памятника Черноозерье II. (Космический снимок. <https://www.maps.yandex.com>)

Fig. 1. Eolian crest on the surface of the first terrace above the floodplain Irtysh river (Sargat Priirtyshie of the Omsk region), the area of the archaeological site of Chernoozerye II. (A space photograph. <https://www.maps.yandex.com>)

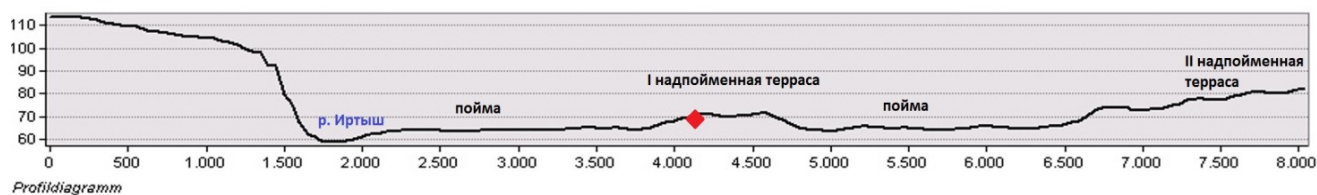


Рис. 2. Поперечный гипсометрический профиль долины р. Иртыш в районе д. Черноозерье (Саргатское Прииртышье). Красным ромбом обозначено положение Чернозерской гривы [Горбунова и др., 2016]

Fig. 2. Transverse hypsometric profile of the valley of Irtysh river in the village of Chernoozerye (Sargatsky Priirtyshye). A red rhombus indicates the position of the Chernoozerskaya crest [Gorbunova et al., 2016]

В вертикальном разрезе она асимметрична, обращена крутым склоном к пойме реки. Чернозерская грива находится вблизи бровки первой надпойменной террасы, ее относительная высота над поверхностью террасы 1–3 м, над поймой 3–5 м. Грива имеет вытянутую веретенообразную форму, северо-восточное

простираение. Длина ее составляет около 700 м, ширина 150 м. В вертикальном разрезе она асимметрична, обращена крутым склоном к пойме реки. Для изучения отложений гривы на ее южном склоне было заложено два шурфа глубиной 3,6 и 3,0 м соответственно. Сверху вниз в шурфах были вскрыты:

Шурф № 1

1	<u>0–0,03 м</u> 0,03 м	Дёрн
2	<u>0,03–0,15 м</u> 0,12 м	Супесь серая, среднезернистая, неслоистая, пылеватая, сухая
3	<u>0,15–0,19 м</u> 0,04 м	Суглинок темно-серый, неравномерно окрашенный с пятнами темно-серого, серого, серо-коричневого цвета. Сухой, уплотненный, комковато-плитчатой структуры
4	<u>0,19–0,57 м</u> 0,38 м	Супесь темно-серая, свежая, с пятнами светло-желтого, светло-коричневого цвета – норы грызунов
5	<u>0,57–0,90 м</u> 0,33 м	Суглинок серо-желтый, неслоистый, рыхлый, неравномерно окрашенный
6	<u>0,90–1,03 м</u> 0,13 м	Супесь светло-коричневая, неслоистая, уплотненная, свежая
7	<u>1,03–1,82 м</u> 0,79 м	Песок мелко-среднезернистый, светло-коричневый с пятнами коричневого цвета, белыми натеками. Свежий, уплотненный, неслоистый. Включает конкреции карбонатов до 1 мм, корни растений
8	<u>1,82–1,97 м</u> 0,15 м	Супесь светло-серая с белыми натеками, плитчатой структуры. Очень плотная. Сильно пористая, диаметр пор от 0,5 до 3 мм. Влажная. Включает отдельные темные пятна, карбонатный налет, карбонатные зерна, мелкий гравий. Погребенная почва
9	<u>1,97–2,24 м</u> 0,27 м	Супесь легкая, светло-палевая, уплотненная, свежая, равномерно окрашенная, неслоистая, плитчатой структуры. Влажная. Включает светло окрашенные карбонатные конкреции, белесые натеки, мелкие корешки растений
10	<u>2,24–2,42 м</u> 0,18 м	Суглинок очень плотный, свежий, неслоистый, комковато-плитчатой структуры, пористый. Пores от 0,5 до 3 мм. Включает мелкий гравий, светло окрашенные карбонатные конкреции и белесые натеки, темно окрашенные матовые конкреции до 1,5–2 мм, которые легко размазываются в руках. Погребенная почва
11	<u>2,42–2,58 м</u> 0,16 м	Песок смешанного гранулометрического состава, уплотненный, горизонтально-тонкослоистый, с включениями слабо окатанного гравия, мелкой гальки. Подстиляется тонким (2 см) слоем галечника
12	<u>2,58–3,00 м</u> 0,42 м	Суглинок очень плотный, светло-палевый, горизонтально-тонко-слоистый. Белесые натеки, большое количество карбонатных конкреций. Включает слабоокатанный мелкий гравий и крупный песок. Нижняя граница волнистая
13	<u>3,00–3,09 м</u> 0,09 м	Песок плотный, серо-коричневый, равномерно окрашенный, слабослоистый влажный. Подстиляется тонким слоем крупного, более рыхлого песка. Граница волнистая
14	<u>3,09–3,24 м</u> 0,15 м	Супесь средняя, палевая, влажная. В нижнем горизонте крупный рыхлый песок
15	<u>3,24–3,60 м</u> 0,36 м (вскрытая мощность)	Супесь мелкозернистая, влажная, горизонтально-волнисто-слоистая. Включения отдельных карбонатных натёков и конкреций, примазок и конкреций черного цвета

Шурф № 2

1	<u>0–0,40 м</u> 0,40 м	Супесь средняя, серая, пылеватая, неслоистая, сухая бесструктурная, с белесыми пятнами и тонкими гумусированными прослоями. Покровные субаэральные образования
2	<u>0,40–1,00 м</u> 0,60 м	Супеси и суглинки желто-коричневые, гумусированные, неслоистые, перемешанные. Отвал
3	<u>1,00–1,03 м</u> 0,03 м	Супесь серая мелко-среднезернистая, сухая бесструктурная. Эоловые отложения на погребенных почвах
4	<u>1,03–1,37 м</u> 0,34 м	Суглинок серо-желтый, свежий, неслоистый, бесструктурный, с включениями корней растений, темно-окрашенными пятнами. Покровные отложения
5	<u>1,37–1,52 м</u> 0,15 м	Суглинок светло-коричневый, плотный, свежий, комковато-плитчатой текстуры с небольшими включениями корней растений, белесым налетом. Погребенная почва
6	<u>1,52–2,67 м</u> 1,15 м	Супесь светло-желтая, неслоистая, бесструктурная, пылеватая, увлажненная. Эоловые отложения
7	<u>2,67–3,02 м</u> 0,35 м (вскрытая мощность)	Суглинок тяжелый, уплотненный, неслоистый, белесые пятна, налеты. Погребенная почва

Отложения гривы, вскрытые в шурфах, представляют собой чередование эоловых рыхлых неслоистых песков и супесей, свидетельствующих об активизации дефляции и погребенных гумусированных почвенных горизонтов, которые накапливались во влажные периоды позднего неоплейстоцена – голоцена. На глубине около 2,50 м эоловые пески под-

стилаются аллювиальными отложениями первой надпойменной террасы р. Иртыш.

В работах по изучению археологического памятника Черноозерье II содержится описание положения гривы на второй надпойменной террасе р. Иртыш [Генинг, Петрин, 1985; Цейтлин, 1985]. В ходе проведенных нами работ этот вывод не нашел своего

подтверждения. Это следует из относительных превышений останца террасы над поймой (2–3 м) и урезом воды (11–12 м), характерные для первой надпойменной террасы Иртыша в нижнем течении (табл. 1).

Очевидно, останец террасы существовал на протяжении позднего неоплейстоцена в виде острова в пойме р. Иртыш, который изредка заливался водой, о чем свидетельствует характер отложений, вскрытых в шурфах № 1 и 2: маломощные,

аллювиальные, слабослоистые, песчаные, супесчаные, гравийные отложения, переслаивающиеся с субэдральными осадками в виде рыхлых неслоистых, нецементированных частично гумусированных супесей, суглинков и песков. В голоцене останец перешел в террасовый режим, сохранив морфологический облик, характерный для высокого пойменного острова (рис. 3). В верхней 2-метровой толще осадков аллювиальных отложений не наблюдается.

Таблица 1
Морфометрические характеристики надпойменных террас р. Иртыш [Евсеева, Земцов, 1990]

Table 1
Morphometric characteristics of the above-flooded terraces of Irtysh river [Evseeva, Zemtsov, 1990]

Элементы речной долины	Абсолютная высота, м	Высота над урезом воды, м	Ширина долины, км
Третья надпойменная терраса	55–95	25	До 35 км
Вторая надпойменная терраса	45–90	15–18	
Первая надпойменная терраса	40–80	10–12	
Пойма		3–8	

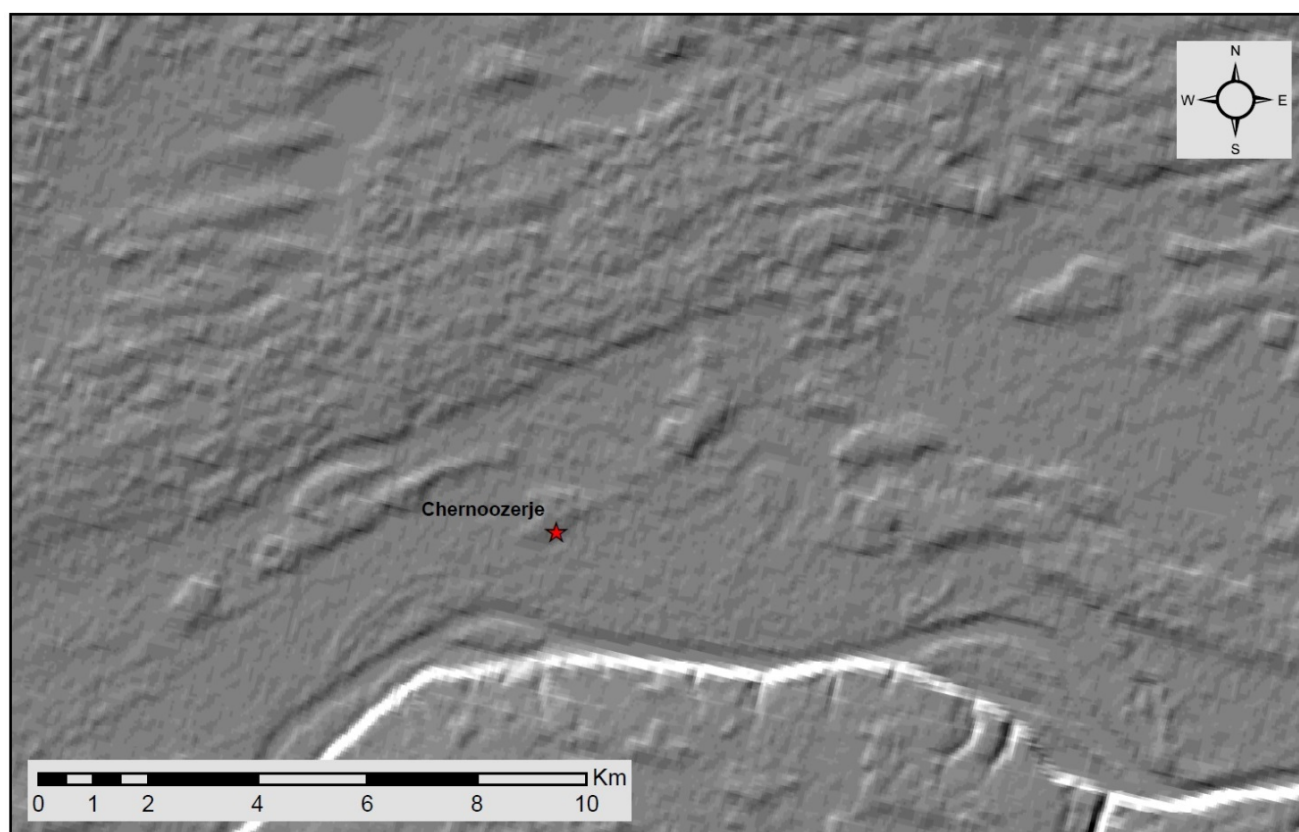


Рис. 3. Цифровая модель рельефа долины р. Иртыш в районе Черноозерской гривы. Местоположение гривы отмечено звездочкой. Автор модели Харальд Штойбле, Археологическое ведомство Саксонии, г. Дрезден, Германия

Fig. 3. Digital model of the valley topography of Irtysh river in the Chernoozersk mane area. The location is marked with an asterisk. Author of the model Harald Stoible, Archaeological Department of Saxony, Dresden, Germany

Возраст грив, распространенных в южной части Западно-Сибирской равнины, оценивается как позднеоплейстоценово-голоценовый [Земцов, 1976; Евсеева, 2009]. В этот период активизация эолового осадконакопления происходила дважды: в эпоху сартанского похолодания (22–21 тыс. л. н.) и в раннем голоцене (10–9 тыс. л. н.). Возраст изучаемой нами гривы оценивался ранее по датировкам углей из культурных горизонтов археологического памятника Черноозерье II и равен $14\,500 \pm 500$ лет [Цейтлин, 1985]. Однако последующие работы указывали на возможно более молодой возраст памятника, на границе позднего неоплейстоцена – раннего голоцена [Генинг, Петрин, 1985; Горбунова, Шмидт, 2014].

В 2015–2016 гг. была получена еще одна дата. В кровле горизонта погребенной почвы в шурфе № 2 (слой 5) на глубине около 1,4 м был обнаружен фрагмент кости лошади, по которому методом радиоуглеродного анализа был определен абсолютный возраст [Горбунова и др., 2016]. Слой погребенной почвы, в кровле которого была обнаружена кость, был датирован временем $10\,526 \pm 44$ л. н.

Выше погребенной почвы залегают покровные эоловые отложения мощностью 37 см (слои 4 и 5 шурфа № 2), а далее – современные осадки (отвал, образованный при археологических раскопках 1968–1970 гг.). Учитывая абсолютный возраст подошвы этих отложений, можно подсчитать, что скорость накопления эоловых осадков составила приблизительно 0,03 мм в год. Выше отвала залегают современные покровные отложения, возраст которых 46–47 лет, а мощность 0,4 м (слой 1 шурфа № 2), следовательно, скорость эолового осадконакопления за последние полвека в среднем составила 8,7 мм в год. Эти выводы согласуются с данными о современных скоростях эоловой аккумуляции, полученные по стационарным данным [Евсеева, Квасникова, 2010; 2015], достигающей в антропогенных ландшафтах юго-востока Западно-Сибирской равнины 0,83 мм/год, а в отдельные годы – до 30 мм.

Если принять, что скорость накопления осадков гривы, вскрытых в шурфе № 2, была равномерной, то можно предположить, что толща мощностью 1,15 м (слой 6) начала формироваться 27–30 тыс. л. н., что соответствует финалу позднеоплейстоценового этапа формирования палеопочв [Глушанкова, Евсеева, 2016], за которым последовало повышение интенсивности осадконакопления субэдральных толщ вследствие усиления континентальности и аридизации климата. Далее эоловое осадконакопление происходило циклично, то усиливаясь, то прерываясь. Современная почва маркирует новый этап педогенеза. В перерыве между последними двумя этапами почвообразования накапливалась толща субэдральных образований, вскрытых в Черноозерской гриве. Они представляют собой рыхлые неслоистые, местами гумусированные пески и супеси. Средняя скорость формирования осадков Черноозерской гривы за последние 10,5 тыс. лет составляет, таким образом, 0,05–0,07 мм/год, а в отдельные периоды достигала нескольких миллиметров в год.

Полученные данные позволяют сделать следующие выводы:

1. Черноозерская грива сформировалась на останце первой надпойменной террасы р. Иртыш. Отложения гривы имеют эоловое происхождение. В течение голоцена поверхность гривы не заливалась водой.

2. Средняя скорость эоловой аккумуляции за последние 10,5 тыс. лет составила 0,05–0,075 мм/год. Средняя скорость современной эоловой аккумуляции составляет 8,7 мм в год. Исходя из средних скоростей эоловой аккумуляции и мощности эоловой гривы, можно предположить, что она начала формироваться около 27–30 тыс. л. н.

3. Формирование эоловых отложений происходило неравномерно как в пространстве, так и во времени. В отдельные периоды голоцена скорость эоловой аккумуляции могла достигать нескольких миллиметров в год.

ЛИТЕРАТУРА

- Евсеева Н.С. Современный морфолитогенез юго-востока Западно-Сибирской равнины. Томск : Изд-во НТЛ, 2009. 484 с.
- Алексеева В.А., Ларин С.И., Ларина Н.С., Лаухин С.А., Максимов Ф.Е. О генезисе гривно-ложбинного рельефа юга Западной Сибири // Теория и методы современной геоморфологии : материалы XXXV пленума Геоморфологической комиссии РАН, Симферополь, 3–8 октября 2016 г. Симферополь, 2016. Т. 2. С. 92–96.
- Жмакин Н.И. Рельеф // Земля, на которой мы живем. Природа и природопользование Омского Прииртышья. Омск : Манн-Ифест, 2006. С. 29–36.
- Горбунова Т.А., Ивашенко С.Н., Толпеко И.В., Шмидт И.В. Международная молодежная археологическая школа «Геодезические и геологические методы в археологических исследованиях» // Вестник Омского университета. Серия «Исторические науки». 2015. № 4 (8). С. 218–225.
- Горбунова Т.А., Осинцева Н.В., Шмидт И.В., Штойбле Х. Новые данные по геоморфологии, стратиграфии и датировке стоянки Черноозерье II // Евразия в кайнозое. Стратиграфия, палеоэкология, культуры. Иркутск : Изд-во ИГУ, 2016. Вып. 5. С. 153–157.
- Генинг В.Ф., Петрин В.Г. Позднепалеолитическая эпоха на юге Западной Сибири. Новосибирск, 1985. 88 с.
- Цейтлин С.М. Геология верхнепалеолитической стоянки Черноозерье II // Генинг В.Ф., Петрин В.Т. Позднепалеолитическая эпоха на юге Западной Сибири. Новосибирск : Наука, 1985. С. 67–71.

Евсеева Н.С., Земцов А.А. Рельефообразование в лесоболотной зоне Западно-Сибирской равнины. Томск : Изд-во ТГУ, 1990. 242 с.

Земцов А.А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная части). Томск : Изд-во ТГУ, 1976. 344 с.

Горбунова Т.А., Шмидт И.В. Перспективы изучения памятника эпохи позднего палеолита Черноозерье II в Омской области (по результатам разведки 2013 г.) // Вестник Омского университета. Сер. Исторические науки. 2014. № 1 (1). С. 59–61.

Евсеева Н.С., Квасникова З.Н. Современные эоловые процессы юго-востока Западно-Сибирской равнины // Геоморфология. 2010. № 3. С. 40–46.

Евсеева Н.С., Квасникова З.Н. Интенсивность и цикличность проявления эоловых процессов в агроландшафтах зоны подтайги бассейна нижней Томи (Западная Сибирь) // Вестник Томского государственного университета. 2015. № 397. С. 233–239.

Глушанкова Н.И., Евсеев А.В. Цикличность строения субаэриальных пород плиоцен–плейстоцена на юге Западной Сибири // Теория и методы современной геоморфологии : материалы XXXV пленума Геоморфологической комиссии РАН. 2016. Т. 2. С. 167–171.

Автор:

Осинцева Наталия Викторовна, кандидат географических наук, доцент, геолого-геофизический факультет, кафедра общей и региональной геологии, Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия. E-mail: n_osinceva@mail.ru

Geosphere Research, 2017, 3, 26–32. DOI: 10.17223/25421379/4/4

N.V. Osintseva

Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

MORPHOLOGY AND AGGRESSION OF THE GRILLED RELIEF OF THE SOUTHERN PART OF THE WEST SIBERIAN PLAIN (SARGAT PRIIRTYSHIE)

The article is devoted to the study of the crest relief, which is widespread in large areas of the south of Western Siberia: morphology, the genesis of the relief, the stages of its formation, the amount of accumulation of material, the rate of its accumulation. Geomorphological studies of the relief of the southern part of the West Siberian Plain are carried out on the example of the Chernoozerskaya crest (Sargatsky Priirtyshye). The territory is a wide left-bank part of the valley of the river Irtysh. The absolute height of the surface varies from 62,5 m (the water level Irtysh river) to 71 m (southern edge of the village of Chernoozerye). The increase in heights occurs from the southeast to the northwest, from the riverbed Irtysh to the slope of the inter-river Nizhneyrtysh plain. The district is in the lower reaches of the valley complex (Sargatskoe Priirtyshie). In the structure of the valley stands a floodplain and a series of above-floodplain terraces stretching a wide strip of tens of kilometers. The Chernoozerskaya crest is located on the first terrace above the floodplain, which has a late Pleistocene age. The terrace does not have a continuous distribution and is expressed in relief in the form of remnants in the rear part of the high floodplain. The remains of the terrace existed during the late Pleistocene in the form of an island in the floodplain, which was occasionally flooded with water, as evidenced by the nature of the sediments: thin low-layered sandy, sandy-loamy, gravel deposits are interbedded with subaerial sediments in the form of loose unbroken, uncultivated partially humus sandy loams, loams and sands. In the Holocene, the remains passed into the terrace mode, preserving the morphological appearance characteristic of the high floodplain island. In the upper thickness of the sediments, alluvial deposits are not observed. During the Holocene, the surface of the mane was not flooded with water.

The crest deposits are of eolian origin. They are loose, uncemented sands and sandy loams, which accumulated under the conditions of activation of deflation. Aeolian deposits alternate with buried soil horizons, which accumulated during the humid periods of the late Pleistocene-Holocene. Eolian sands are underlain by alluvial deposits of the first terrace above the floodplain Irtysh.

Data were obtained on the average intensity of eolian sedimentation in the late Pleistocene-Holocene. Formation of aeolian deposits occurred unevenly both in space and in time. The average rate of accumulation of the deposits of the Chernoozerskaya crest in the Holocene was 0,05–0,075 mm/year. In some periods of the Holocene the eolian accumulation rate could reach several millimeters per year. In the last half century, there has been a sharp activation of the formation of subaerial deposits, which are loose loamy, slightly horizontally layered sandy loam and loam. The average speed of modern eolian accumulation is 8,7 mm per year. The age of the mane deposits is late Pleistocene-Holocene. Archaeological finds found in the crest deposits date from 10,5 to 14,5 thousand years. Based on the average rates of eolian accumulation and the power of the eolian crest, it can be assumed that it began to form around 27–30 thousand years ago.

Keywords: *Exogenous relief, eolian relief, relief age, relief morphology, sedimentation intensity, Western Siberia.*

REFERENCES

Evseeva N.S. *Sovremennyy morfolitogenez yugo-vostoka Zapadno-Sibirskoy ravniny* [Modern morpholithogenesis of the southeast of the West Siberian Plain] Tomsk: Izd-vo NTL, 2009. 484 p. In Russian

Alekseeva V.A. i dr. *O genezise grivno-lozhbinogo rel'efa yuga Zapadnoy Sibiri* [On the genesis of the hilly-hollow relief of the south of Western Siberia] // *Teoriya i metody sovremennoy geomorfologii. Materialy XXXV Plenuma Geomorfologicheskoy komissii RAN, Simferopol'*, 3–8 oktyabrya 2016 g. Simferopol', 2016. T. 2. pp. 92–96. In Russian

Zhmakin N.I. *Rel'ef* [Relief] / *Zemlya, na kotoroy my zhivem. Priroda i prirodopol'zovanie Omskogo Priirtysh'ya*. Omsk : Manifest, 2006. pp. 29–36. In Russian

Gening V.F., Petrin V.T. *Pozdnepaleoliticheskaya epokha na yuge Zapadnoy Sibiri* [The Late Paleolithic Era in the South of Western Siberia]. Novosibirsk, 1985. 88 p. In Russian

Gorbunova T.A., Ivaschenko S.N., Tolpeko I.V., Schmidt I.V. *Mezhdunarodnaya molodezhnaya arkhologicheskaya shkola «Geodezicheskie i geologicheskie metody v arkhologicheskikh issledovaniyakh»* [International youth archaeological school «Geodetic and geological methods in archaeological researches»] // Herald of Omsk University. Ser. «Historical studies». 2015. № 4 (8). pp. 218–225. In Russian

Gorbunova T.A., Osintseva N.V., Shmidt I.V., Shtoyble Kh. *Novye dannye po geomorfologii, stratigrafii i datirovke stoyanki Chernoozer'e II* [New data on the geomorphology, stratigraphy and dating of the Chernoozer'e II site] // Evraziya v kaynozoe. Stratigrafiya, paleoekologiya, kul'tury. Irkutsk : Izd-vo IGU, 2016. Vyp. 5. pp. 153–157. In Russian

Tseytlin S.M. *Geologiya verkhnepaleoliticheskoy stoyanki Chernoozer'e II* [Geology of the Upper Paleolithic Site Chernoozer'e II] // Gening V.F., Petrin V.T. *Pozdnepaleoliticheskaya epokha na yuge Zapadnoy Sibiri*. Novosibirsk : Nauka, 1985. pp. 67–71. In Russian

Evseeva N.S., Zemtsov A.A. *Rel'efoobrazovanie v lesobolotonoy zone Zapadno-Sibirskoy ravniny* [Relief formation in the forest of the swampy zone of the West Siberian Plain]. Tomsk : Izd-vo TGU, 1990. 242 p. In Russian

Zemtsov A.A. *Geomorfologiya Zapadno-Sibirskoy ravniny (severnaya i tsentral'naya chasti)* [Geomorphology of the West Siberian Plain (northern and central parts)]. Tomsk : Izd-vo TGU, 1976. 344 p. In Russian

Gorbunova T.A., Shmidt I.V. *Perspektivy izucheniya pamyatnika epokhi pozdnego paleolita Chernoozer'e II v Omskoy oblasti (po rezul'tatam razvedki 2013 g.)* [Perspectives for study of the upper Paleolithic site Chernoozer'e II in the Omsk region (based on the results of exploration 2013)] // Herald of Omsk University. Ser. «Historical studies». 2014. № 1 (1). pp. 59–61. In Russian

Evseeva N.S., Kvasnikova Z.N. *Sovremennye eolovye protsessy yugo-vostoka Zapadno-Sibirskoy ravniny* [Recent eolian processes in the South-Eastern West Siberia] // Geomorfologiya. 2010. № 3. pp. 40–46. In Russian

Evseeva N.S., Kvasnikova Z.N. *Intensivnost' i tsiklichnost' proyavleniya eolovykh protsessov v agrolandshaftakh zony podtaygi basseyna nizhney Tomi (Zapadnaya Sibir')* [Intensity and periodicity of eolian processes in agrolandscapes of sub-boreal forest in the Tom River lower basin] // Tomsk State University Journal. 2015. № 397. pp. 233–239. In Russian

Glushankova N.I., Evseev A.V. *Tsiklichnost' stroeniya subaeral'nykh porod plitsen-pleystotsena na yuge Zapadnoy Sibiri* [Cyclicality of the structure of subaerial rocks of the Pliocene-Pleistocene in the south of Western Siberia] // Teoriya i metody sovremennoy geomorfologii. Materialy XXXV Plenuma Geomorfologicheskoy komissii RAN. 2016. T. 2. pp. 167–171. In Russian

Author:

Osintseva Nataliya V., Cand. Sci. (Geogr.), Associate Professor, Department of General and Regional Geology, Faculty of Geology and Geophysics, Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia. E-mail: n_osintseva@mail.ru

ГЛЯЦИОЛОГИЯ

УДК 551.322

НОВЫЙ ПОДХОД К ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ МАЛЫХ ЛЕДНИКОВ И МНОГОЛЕТНИХ СНЕЖНИКОВ НА ОСНОВЕ ДЛИТЕЛЬНОСТИ НЕПРЕРЫВНОГО СУЩЕСТВОВАНИЯ ГЛЯЦИАЛЬНО-НИВАЛЬНОГО ОБЪЕКТА (НА ПРИМЕРЕ ГОР КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ)

М.М. Адаменко, Я.М. Гутак

Сибирский государственный индустриальный университет, Новокузнецк, Россия

Для правильной оценки изменений геосистем и климата в районах, где представлены малые формы оледенения, необходимо четко разделить объекты, относящиеся к ледникам, и объекты, связанные со снежными полями. Завышение или занижение количества ледников за счет многолетних снежников «смазывает» истинную картину гляциальной обстановки и ведет к неверным климатическим и гидрологическим прогнозам. В статье рассматривается возможность использования критерия продолжительности непрерывного существования гляционивальных объектов для решения этой задачи.

Ключевые слова: малые ледники, многолетние снежники, горы Кузнецкий Алатау.

Введение

Оледенение Кузнецкого Алатау представлено малыми формами, по аналогии с горами Урала, Хибин, плато Путорана и других среднегорных гляциальных районов, лишенных зоны вечных снегов. Малые ледники Кузнецкого Алатау обладают рядом уникальных особенностей и существуют, в первую очередь, благодаря большому количеству осадков (до 3 000–3 500 мм/год [Шпинь, 1975]), более половины которых выпадает в виде снега, а также высокой концентрации снежных масс на подветренном склоне вследствие метелевого переноса. При этом особенности режима и динамики малых ледников гор Кузнецкого Алатау, в сравнении с другими районами малого оледенения, изучены крайне слабо. Малые ледники и многолетние снежники гор Кузнецкого Алатау являются ярким индикатором климатических условий особой зоны высокого снегонакопления в приводораздельных частях осевых хребтов и массивов, так называемого очага сниженной континентальности [Ревякин, 1970], практически не охваченной здесь метеорологическими и гидрологическими наблюдениями.

Для гор Кузнецкого Алатау дифференциация многолетних снежников и ледников является, ввиду физико-географических особенностей района, актуальной и весьма сложной задачей. Завышение или занижение количества ледников за счет многолетних снежников, которые по своей динамике принципиально различны, «смазывает» истинную картину гляциальной обстановки района и может привести в дальнейшем к неверным климатическим и гидрологическим прогнозам. Для правильной оценки современных изменений горных геосистем и климата в

районах, где представлены малые формы оледенения, необходимо четко разделить объекты, относящиеся к ледникам, и объекты, связанные со снежными полями, и многолетними снежниками. В данной статье мы рассматриваем ранее предложенные принципы и подходы для решения этой задачи, исследуем возможность использования критерия продолжительности непрерывного существования гляционивальных объектов для дифференциации их на классы малых ледников и многолетних снежников.

Методика исследований

Для решения поставленной задачи детальному анализу подверглись 30 объектов Тигертышского горного узла и Канымского нагорья Кузнецкого Алатау, которые ранее [Каталог, 1980] были идентифицированы как ледники. В 2002–2005 гг. в полевых условиях составлены морфологические описания и произведены замеры площади этих объектов. В 2006–2015 гг. неоднократно проводились измерения площадей и фотограмметрия наиболее крупных и репрезентативных ледников Центрального и Южно-Алатауского районов оледенения, а именно ледника Караташ № 56 (2008, 2015 гг.), Тронева № 58 (2008, 2010 гг.), Черно-Июсский № 83 (2008, 2011 гг.), Центральный № 87 (2011 г.). Для ледника Караташ собраны данные о фронтальной динамике путем измерения расстояния от фиксированных точек до открытого льда в середине августа 2004, 2005 и 2015 гг. Кроме того, при написании статьи проанализированы данные полевых исследований Н.В. Коваленко [Коваленко, 2008] и А.А. Сюбаева [Сюбаев, Ковалев, 2004], работавших в районе в 2002–2006 гг.

Результаты экспедиционных работ были дополнены с помощью методов парных фотографий и дистанционного зондирования. Для этого собран большой объем фотографий ледников и снежников Кузнецкого Алатау, включая первые фотографии из отчетов И.П. Толмачева (1899–1901 гг.) и А.Н. Чуракова (1930-е гг.), негативы П.С. Шпиня из архивов Новокузнецкого краеведческого музея. По аэрофотоснимкам *Landsat* были рассчитаны площади ледников Караташ, Черно-Июсский и Центральный. Учитывая невысокое пространственное разрешение снимков – 30 м/пиксель, дистанционные методы мониторинга ледников явились вспомогательными. Важно отметить, что при каталогизации ледников в 80-х гг. XX в. площадь была оценена с точностью до сотых долей квадратного километра, поэтому использование снимков невысокого пространственного разрешения для решения поставленных задач мы считаем допустимым. Кроме того, в площадь наиболее крупных ледников (например, ледников Караташ и Черно-Июсский) была включена площадь примыкающих к ним фирновых полей, которые в 1980-х гг. соединялись с ледниками [Шпинь, 1980]. Эти фирновые поля расположены на пологих открытых склонах, легко читаются на космоснимках и являются ярким индикатором снежности. Их площадь сильно варьируется год от года, давая прирост или убыль общей площади ледника. Нами использовались космоснимки ледников конца сезона абляции (последние числа августа – первая декада сентября), когда ледники хорошо различимы, не скрыты облаками и отсутствуют следы сезонных снегопадов.

Для оценки изменений климата в районе исследований нами проанализированы данные высокогорной метеостанции Ненастная за весь период инструментальных наблюдений с 1934 по 2015 г. [Булыгина и др.]. Рассчитаны средние летние температуры и годовая сумма осадков, а также линейные тренды изменения этих показателей для периода с 1975 по 2015 г. Данная метеостанция является единственной во всем горном районе, расположенной выше границы леса. Она удалена от ледников, поэтому ее репрезентативность для оценки климата низовально-гляциальной зоны Кузнецкого Алатау была нами доказана через сравнение хода суточных температур (июль–август) на сезонных метеопостах вблизи границ ледников. Коэффициент корреляции хода суточных температур в июле–августе на метеопосту вблизи нижней границы ледника Караташ и ГМС Ненастная составляет 0,95–0,92.

Современное состояние вопроса малого оледенения

Михаилом Владимировичем Троновым проблема малых ледников была выдвинута в числе основных

нерешенных вопросов гляциологии. На сегодняшний момент окончательно не ясно, какие объекты стоит относить к малым ледникам. В целом существуют две точки зрения на вопрос. Одна группа исследователей придерживается мнения, что переход между снежниками и ледниками плавный и малые ледники – это также и близкие к ним снежно-фирно-ледяные образования. В ряде своих публикаций М.В. Тронов высказывал подобную точку зрения. Так, он отмечает: «Малые формы оледенения – это не обязательно ледники, но и компактные образования, содержащие лед» [Ревякин, 1970: 89]. Н.И. Осокин отмечает, «что существует группа снежников, которые близки к небольшим ледникам и различить их между собой затруднительно» [Осокин, 1981]. Г.Е. Глазырин отмечает, что «не существует четкой границы между снежниками и ледниками, различие между ними скорее количественное, чем качественное, а переход плавный» [Глазырин, 1977: 81]. Конкретно для района Кузнецкого Алатау это точка зрения гиперболизировалась в мнении, что «оледенение здесь (Кузнецкий Алатау. – *Прим. авт.*) представлено лишь зачаточными формами ледников – почти снежников» [Глазырин, 1977: 90].

Другая точка зрения на вопрос дифференциации малых ледников и снежников базируется на том, что несмотря на небольшие размеры малый ледник должен обладать всеми характерными признаками ледника. Среди прочих ученых подобную точку зрения высказывает В.С. Ревякин [Ревякин, 1970], приводя в своей статье «Современное состояние проблемы малых ледников» широкий анализ и обобщение мнений по данной проблеме. При подобном подходе к малому леднику относятся только те снежно-ледовые образования, которые, несмотря на малую площадь, имеют все характерные элементы ледника, но «в миниатюре». «В том случае, когда этих свойств нет (признаков ледника. – *Прим. авт.*) – нет и ледника» [Ревякин, 1970]. В гляциологическом словаре под редакцией В.М. Котлякова определение малого ледника дается в разъяснении термина ледник: «...объекты менее 0,1 км² называют малыми ледниками» [Гляциологический словарь, 1984]. В полевых выходах нами установлено, что при непосредственном изучении гляционивальных объектов для малых ледников в горах Кузнецкого Алатау являются диагностическими такие визуальные признаки, как преобладание льда в снежно-фирно-ледяной массе, наличие огив (чередующихся серого запыленного и более широкого белого слоев льда), разделение на зоны абляции и аккумуляции к концу сезона абляции, признаки движения (формирующаяся морена, провислость огив).

Небольшая площадь малых ледников и обилие сезонного снега способствуют тому, что подобные диагностические признаки можно наблюдать в узкий

временной промежуток, часто лишь в конце августа – первой декаде сентября. При посещении ледников Кузнецкого Алатау в июне–июле лед и соответствующий ему микрорельеф часто полностью скрыты под сезонным снегом. Кроме того, большинство малых ледников, как гор Кузнецкого Алатау, так и других горных систем, расположены в труднодоступных районах, что делает регулярное их посещение с целью мониторинга затруднительным. Необходимо поиск диагностических признаков, которые можно оценивать дистанционными методами (космической и аэровизуальной съемкой).

Неоднократно предпринимаемые попытки провести границу между малыми ледниками и многолетними снежниками исходя из их площади, формы, наличия движения и рельефообразующей деятельности гляционивальных объектов не дали существенных результатов. Так, если исходить из определения Гляциологического словаря, около 1/5 выделенных в Кузнецком Алатау ледников вообще не являются малыми, так как их площадь более 0,1 км². В то же время в отношении снежников констатируются данные: «...большинство авторов считают снежником снежно-ледовое образование размером до 1 км²» [Осокин, 1981: 9]. Долгое время наличие движения и, как следствие, способность к рельефообразующей деятельности являлись главным критерием при выявлении ледников. Этот подход утратил свою актуальность ввиду открытия снежников с собственным движением [Осокин, 1981] и многообразия форм рельефа, созданных процессами нивации (нивные кары, ниши, конуса выноса и др.) [Любимов, 1967]. В специфических условиях Кузнецкого Алатау, сопряженных с аномальной снежностью осевых хребтов, где объемы накопленного за зиму снега на подветренных склонах велики, а процессы нивации протекают необычайно интенсивно, критерий отсутствия движения и способности к рельефообразованию у снежных полей не выполняется. Также в этом районе следует осторожно трактовать критерий наличия четкой границы между областью питания и областью расхода вещества, который, по мнению Н.В. Коваленко, является главным признаком ледников, даже более важным, чем собственное движение [Коваленко, 2008]. Ледники Кузнецкого Алатау накапливают снег всей поверхностью и в отдельные годы с высокой снежностью и затяжной весной могут оставаться скрытыми под сезонным снежным покровом весь период абляции, как мы наблюдали это в 2008 и 2013 гг. Также бесперспективной является попытка выделить отдельную промежуточную категорию между ледниками и многолетними снежниками, что неоднократно отмечалось разными исследователями [Осокин, 1981; Коваленко, 2008].

Таким образом, основной теоретической задачей при изучении малых ледников и снежников, с нашей

точки зрения, является поиск четкого критерия, позволяющего надежно разделить эти группы снежно-ледовых образований и изучать их динамику дистанционными методами.

Ряд исследователей избегает вопроса оценки времени непрерывного существования многолетних снежников и дает общие формулировки, как, например, «неопределенно долго» [Гляциологический словарь, 1984: 409]. В других случаях имеются четкие указания на ограниченность сроков существования многолетних снежников годами или декадами. Н.И. Осокин указывает, что снежником является образование, помимо прочих признаков, существующее «от нескольких часов до нескольких лет» [Осокин, 1981]. В отношении устойчивости многолетних снежников к климатическим изменениям в литературе неоднократно высказывалось мнение, что эти образования могут быть весьма устойчивыми к значительным колебаниям климата [Глазырин, 1977; Tsuchiya, 1984]. Данные последних исследований указывают, что многолетние снежники и переходные образования характеризуют быстрая реакция на изменения микроклиматических условий, отсутствие инерции сохранения, которая является важным свойством ледников. Исследование динамики многолетних снежников в массиве Монгун-Тайга в 2007–2008 гг. показало, что реакция на климатические колебания нивально-гляциальных систем может быть как быстрой и очевидной (снежники), так и асинхронной и различной по масштабам [Чистяков и др., 2015]. В 2007–2008 гг. на территории данного массива суммарная площадь снежников по сравнению с серединой 1960-х гг. сократилась почти в 15 раз, т.е. на 94%, в то время как площадь оледенения сократилась за этот же период всего лишь на 30% [Ганюшкин и др., 2012]. Н.В. Коваленко отмечает, что сопоставление межгодовых колебаний контуров разных нивально-гляциальных образований на Путоране показало, что границы малых ледников отличаются гораздо большей стабильностью, в то время как снежники способны за один сезон испытывать распад на несколько независимых образований и быструю регенерацию впоследствии [Коваленко, 2008].

Таким образом, если мы расширим классическое определение понятий «многолетний снежник», «малый ледник» информацией о времени непрерывного существования этих объектов, дифференциация их упростится. При таком подходе многолетний снежник – это образование, состоящее преимущественно из снега и фирна, непрерывно существующее в течение нескольких лет или десятилетий, неустойчивое к внутривековым колебаниям климата и способное полностью стаять за один неблагоприятный год. В последующий благоприятный период в нивальной нише возобновляются накопление снега и цикл развития многолетнего снежника из сезонного снежно-

го поля повторяется. В свою очередь, к малым ледникам следует относить образования, сложенные преимущественно из фирна и льда, обладающие инерцией сохранения. Время их непрерывного существования исчисляется как минимум веками или тысячелетиями. Малые ледники обладают устойчивостью к внутривековым колебаниям климата и реагируют на ухудшение гляциоклиматических условий отступанием и сокращением мощности ледовой толщи, а на их улучшение – наступанием и накоплением ледовой массы. На наш взгляд, именно критерий «времени непрерывного существования» позволяет провести «черту» между ледниками и снежниками.

Эволюция оледенения и динамика климата гор Кузнецкого Алатау с 1975 г. по настоящее время

Со времени открытия и каталогизации ледников Кузнецкого Алатау прошло около 40 лет, попробуем интерпретировать накопленный фактический материал с позиции длительности непрерывного существования выделенных в районе ледников. Оледенение Кузнецкого Алатау было открыто сравнительно поздно, в 1967 г. Первооткрывателем и исследователем ледников Кузнецкого Алатау был Петр Степанович Шпинь, доцент Кузбасского педагогического института. Им выполнен большой фронт работ по изучению условий существования, режима, морфологии ледников. С конца 1980-х гг. и до начала XXI в. ледники этого района исследовательскими группами не посещались совсем. В 2002–2005 гг. несколькими независимыми исследователями проводились ревизия и мониторинг состояния ледников Кузнецкого Алатау [Сюбаев, 2004; Коваленко, 2008; Adamenko et. al., 2015]. Все работы указывают на отступление ледников вплоть до 2009 г.

Во время каталогизации оледенения Кузнецкого Алатау теоретические вопросы, касающиеся малого оледенения, еще только разрабатывались. Более углубленное изучение работ П.С. Шпиня выявило, что недостаточно ясно, какой объект относился им к ледникам, а какой к «снежно-ледовым образованиям, имеющим признаки ледников» (терминология П.С. Шпиня). В единственной монографии, посвященной оледенению Кузнецкого Алатау, при характеристике ледников дается указание, что «к этому типу относятся постоянные снежно-фирновые образования, обладающие всеми характерными признаками ледников» [Шпинь, 1980: 33]. Отмечается также, что некоторые крупные снежники могли быть приняты за ледники: «...ошибка, вероятно, не превышает 5–7% от общего числа ледников» [Шпинь, 1980: 24]. Нами произведен анализ большого количества фотоматериала 1970–1980-х гг., на котором запечатлены ледники Кузнецкого Алатау, из част-

ных архивов туристическо-краеведческих групп, а также из архива П.С. Шпиня в Новокузнецком краеведческом музее, и установлено, что у многих образований, выделенных как ледники, характерные признаки ледников (сложение льдом, разделение на область абляции и аккумуляции, выпуклый профиль и др.) отсутствовали или исчезли уже к концу 1980-х гг. Эти фотоматериалы были нами частично опубликованы [Adamenko et. al., 2015].

В качестве иллюстрации приводятся фототаблицы по ледникам № 47 и 48 (рис. 1 и 2), нами обнаружены подробные фотографии 1985–1989 гг. Как видно на рис. 1, уже на фотографиях 1989 г. ледник № 48 имеет вогнутый чашеобразный профиль, сложен белым фирном, признаки льда и подразделение на области абляции и аккумуляции отсутствуют. О полной деградации этих ледников в 2004–2006 гг. свидетельствует Н.В. Коваленко: «Так, ледник Высокогорный (№ 47)... в настоящее время полностью исчез... Полностью деградировал также ледник № 48, залегавший в соседней долине» [Коваленко, 2008]. Полное исчезновение ледника № 47 фиксируется фотографиями 2006 г. (рис. 1, I). Нами ледник № 48 был посещен в июле 2006 г. и классифицирован как снежник без признаков ледяного ядра, сравнительные фотографии, отражающие его морфометрию, представлены на рис. 2.

В целом мы можем с достоверностью утверждать, что ледники № 2, 5, 6, 8, 9, 29, 30, 47, 48, 50–55, 57, 59, 60, 84 в XX – первом десятилетии XXI в. неоднократно полностью исчезали. Это надежно зафиксировано прямыми полевыми наблюдениями, космоснимками и парными фотографиями, данные которых были опубликованы [Адаменко, Гутак, 2015а; Adamenko et. al., 2015]. Эти снежно-ледовые образования целесообразно классифицировать как многолетние снежники, которые только в благоприятные годы формируют ледяное ядро. Каталогизация их велась в 1970-х гг., благоприятных для накопления снежно-ледовой массы, что вызвало данную ошибку.

Ледники № 1, 16, 22, 23, 49, 83 образуют группу деградировавших ледников. На основе данных метода парных фотографий можно сделать вывод, что в период каталогизации наличие у них ледниковых признаков не вызывает сомнений. За последние 40 лет площадь их уменьшилась на 40–70%, по данным непосредственных полевых измерений [Адаменко, Гутак, 2015а]. Кроме ледника № 49, все они относятся к присклоновым ледникам, которые, по замечанию Л.С. Троицкого, «очень сходны со снежниками» [Оледенение Урала, 1966: 26].

Установлено, что ледники № 56, 58, 85–87 устойчивы по отношению к изменениям климата. Эти ледники существуют непрерывно, по крайней мере, с Малого ледникового периода, что подтверждается

лихенометрическими исследованиями на их моренах, архивными фотографиями, конца XIX – первой половины XX в. [Adamenko et. al., 2015]. Косвенно на это указывают также данные об изменении климата в районе по дендрохронологическим данным [Адаменко, 2012]. По своей морфологии это крупные каровые или присклоновые ледники, лежащие в выработанных ледниковых нишах или карах, сформированных плейстоценовым оледенением. Наибольшее сокращение ледников устойчивой группы зафиксировано в 2002–2004 гг. С 2005 г. ледники № 56, 58, 85–87 стабилизи-

ровались и увеличивают площади и мощность ледовой толщи. С 2004 по 2015 г. площадь ледников Караташ и Центральный на основе анализа аэрофотоснимков *Landsat* увеличилась на 0,02 и 0,04 км², что составляет 15 и 20% соответственно от площади, указанной в Каталоге ледников СССР. Также зафиксированы увеличение толщины льда на леднике Караташ и замедление отступления его фронта. За последние 12 лет ледник Караташ отступил на 2–3 м, для сравнения, с 2004 по 2005 г. среднее отступление фронта ледника составляло 6,5 м [Адаменко, Гутак, 2015б].

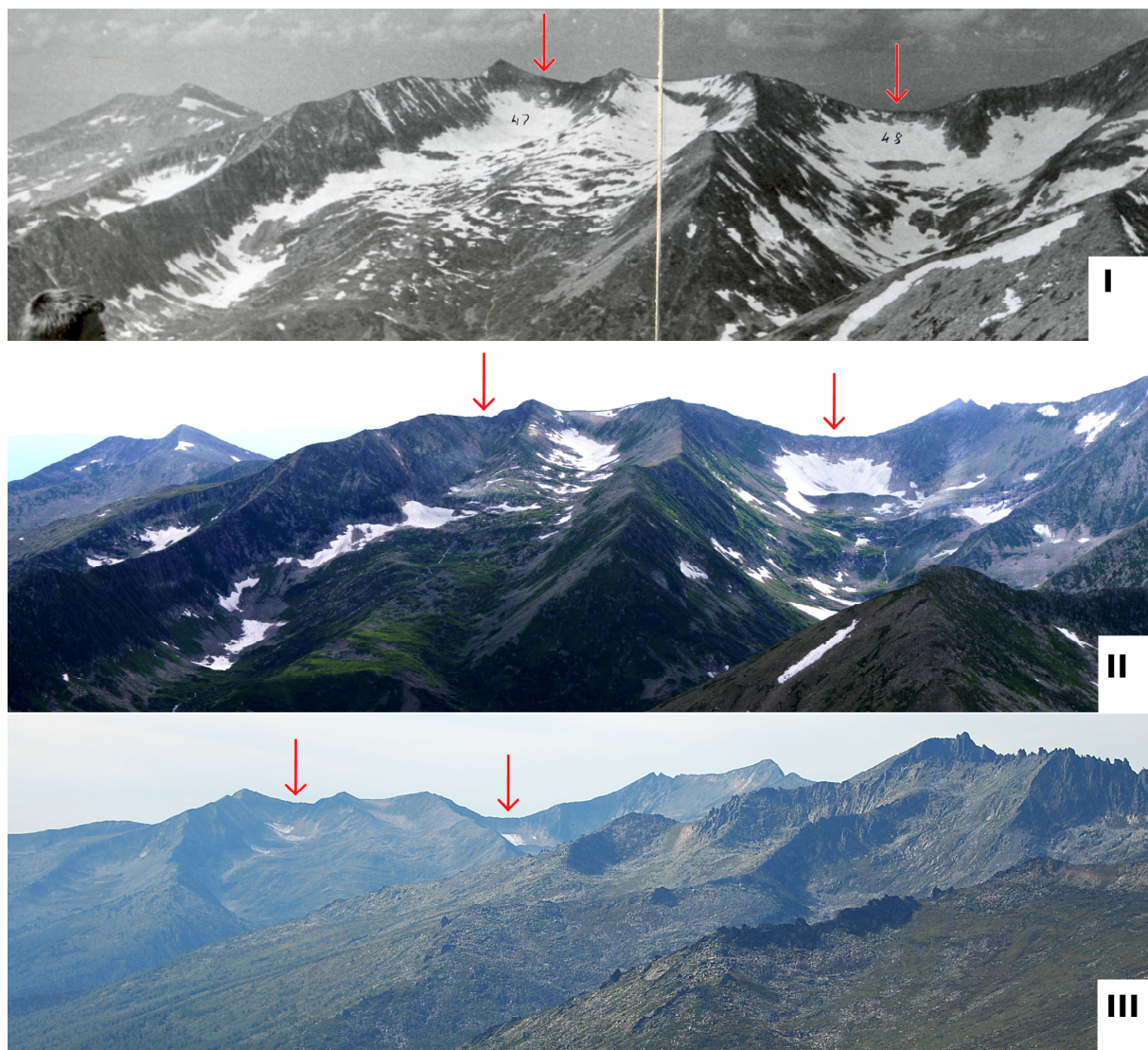


Рис. 1. Изменение снежников № 47 и 48 за последние 30 лет, классифицированных в Каталоге ледников СССР как ледники (обозначены стрелками)

I – июль 1985 г. (автор фотографии неизвестен); II – июль 2006 г., снежник № 47 полностью стаял (фотография И.В. Гуляева); III – конец августа 2012 г., на месте снежников № 47, 48 заметны небольшие фирновые пятна на фоне полностью свободной от сезонного снега территории (фотография М.М. Адаменко)

Fig. 1. Changes of snowfields № 47, 48 over the past 30 years, that was classified in the Catalog of Glaciers of the USSR as glaciers (indicated by arrows)

I – July, 1985 (photo by unknown author), II – July, 2006 snowfield № 47 was completely melt (photo by I.V. Gulaev); III – end of August 2012, on the site of snowfields № 47, 48 there are small firn spots on the background of area that completely free of seasonal snow (photo by M.M. Adamenko)

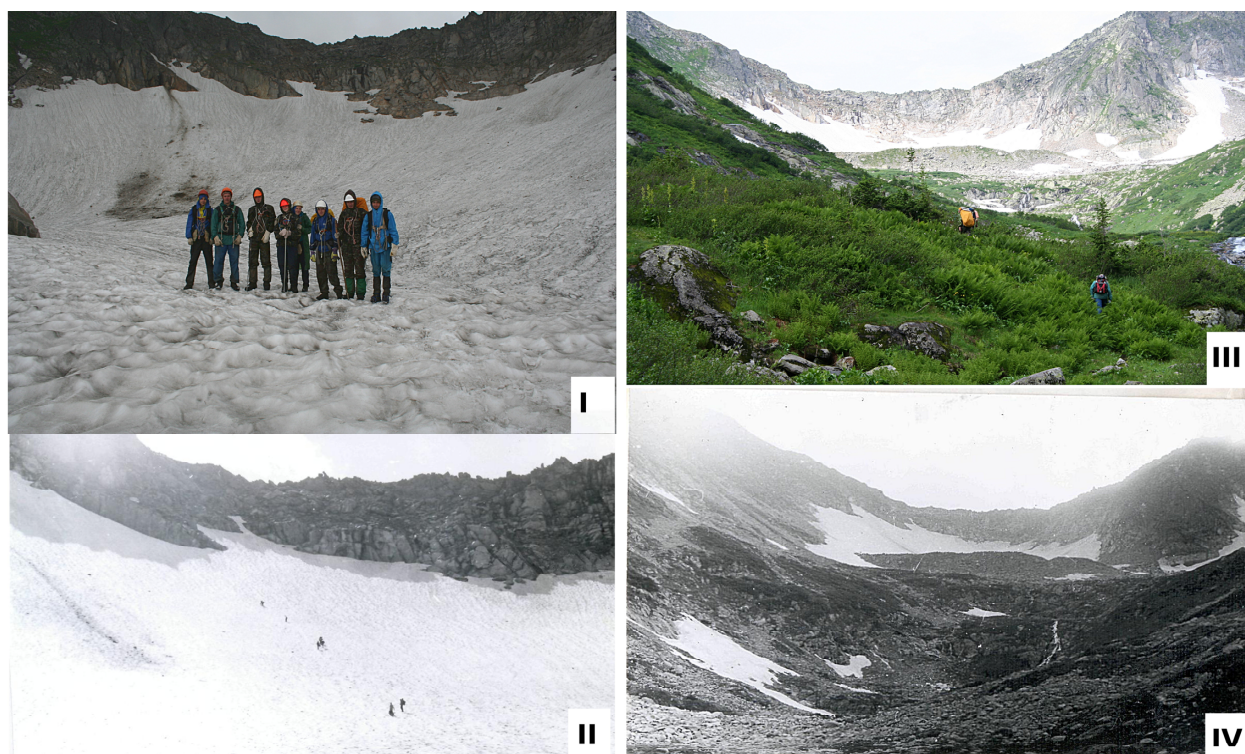


Рис. 2. Сравнительные фотографии снежника № 48, классифицированного в Каталоге ледников СССР как ледник

I – июль 2006 г., образование сложено сезонным снегом и повторяет форму склона (фотография И.В. Гуляева); II – август 1989 г., положение верхней линии снега за последние 30 лет изменилось незначительно (автор фотографии неизвестен); III – июль 2006 г. (фотография И.В. Гуляева); IV – август 1989 г. (автор фотографии неизвестен)

Fig. 2. Comparative photos of the snowfield № 48, classified in the Catalog of Glaciers of the USSR as a glacier

I – July 2006, the formation is composed of seasonal snow and repeats the shape of the slope (photo by I.V. Gulyaev); II – August 1989, the position of the upper snow line for the last 30 years has changed insignificantly (unknown author of photo); III – July of 2006 (photo by I.V. Gulyaev); IV – August of 1989 (unknown author of photo)

Анализ данных по единственной высокогорной метеостанции Ненастная в Кузнецком Алатау указывает, что за 40 лет средняя летняя температура в районе увеличилась на $1,3^{\circ}\text{C}$ (скорость линейного роста $0,33^{\circ}\text{C}/10$ лет), среднегодовое количество осадков также увеличилось на 320 мм (темпы линейного роста 80 мм/10 лет; метеоданные с портала meteo.ru [Булыгина и др.] проанализированы нами). Зафиксированное изменение климата практически точно соответствует зависимости: «...понижение или повышение летних температур на 1 градус Цельсия влияет на снеговую границу, так же как увеличение или уменьшение количества осадков на 300 мм...», выявленной М.В. Троновым для ледников Алтая [Тронов, 1964].

Закключение

Малые ледники, несмотря на то, что их площади не превышают $0,14\text{ км}^2$, существуют в Кузнецком Алатау непрерывно в течение как минимум нескольких столетий. Многолетние снежники могут полностью исчезать за один неблагоприятный год, их срок

непрерывного существования в Кузнецком Алатау может достигать нескольких десятилетий.

С нашей точки зрения, «длительность непрерывного существования» гляциально-нивального объекта можно использовать как критерий при определении категорий «многолетний снежник» и «малый ледник». С позиции «длительности непрерывного существования» мы можем предположить, что в Каталоге ледников СССР как ледники был классифицирован большой процент многолетних снежников. Значительное сокращение площади оледенения Кузнецкого Алатау, которое было зарегистрировано в 2002–2005 гг., было вызвано, в первую очередь, ставиванием подобных снежно-ледовых образований. Аналогичная ситуация наблюдалась и в 50-х гг. XX в. [Шпинь, 1980]. Таким образом, первоначальная оценка гляциальной ситуации в Кузнецком Алатау как полная деградация (данная нами и другими исследователями) является неточной.

Авторы выражают благодарность Игорю Викторовичу Гуляеву за многолетнее сотрудничество и любезно предоставленные фотоснимки ледников Кузнецкого Алатау. Мы также признательны ру-

ководству Новокузнецкого краеведческого музея за возможность работы с личным архивом первооткрывателя оледенения Кузнецкого Алатау П.С. Шпиня Особую благодарность авторы выка-

зывают старшему научному сотруднику института географии РАН Черновой Людмиле Павловне за ценные советы и идеи по развитию данного исследования.

ЛИТЕРАТУРА

- Адаменко М.М., Гутак Я.М. Динамика ледников и многолетних снежников Кузнецкого Алатау в XIX–XXI столетиях // Известия Алтайского отделения русского географического общества. 2015а. № 4 (39). С. 28–36.
- Адаменко М.М., Гутак Я.М. Новые данные о динамике и современном состоянии ледников Кузнецкого Алатау // Природа и экономика Кемеровской области и сопредельных территорий : сб. науч. ст. / под общ. ред. В.А. Рябова. Новокузнецк, 2015б. С. 14–17.
- Адаменко М.М. Использование дендрохронологических данных для реконструкции колебаний ледников Кузнецкого Алатау // Вестник Томского государственного университета. 2012. № 362. С. 163–165.
- Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Александрова Т.М. Описание массива данных суточной температуры воздуха и количества осадков на метеорологических станциях России и бывшего СССР (TTTR). Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014620942. URL: <http://meteo.ru/data/162-temperature-precipitation#описание-массива-данных>
- Ганюшкин Д.А., Москаленко И.Г., Чистяков К.В. Динамика многолетних снежников и снежно-фирновых полей массива Могун-Тайга // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 2012. Вып. 4. С. 164–175.
- Глазырин Г.Е. Режим существования многолетних снежников – почти ледников // Вопросы горной гляциологии. Томск : Изд-во ТГУ, 1977. С. 80–91.
- Гляциологический словарь / под ред. В.М. Котлякова. Л. : Гидрометеиздат, 1984. 528 с.
- Каталог ледников СССР. Л. : Гидрометеиздат, 1980. Т. 15. 44 с.
- Коваленко Н.В. Современное состояние малых ледников Кузнецкого Алатау и Плато Путорана // Вестник Московского университета. 2008. № 3. Сер. 5. С. 67–71.
- Коваленко Н.В. Режим и эволюция малых форм оледенения : дис. ... канд. геогр. наук. М. : МГУ, 2008. 207 с.
- Любимов Б.П. О механизме нивальных процессов // Подземный лед. М. : Изд-во МГУ, 1967. Вып. III. С. 158–175.
- Оледенение Урала / Л.С. Троицкий, В.Г. Ходаков, В.И. Михалев, А.С. Гуськов, И.М. Лебедева, В.Н. Адаменко, Л.А. Живкович. М. : Наука, 1966. 307 с.
- Осокин Н.И. Снежники и снежниковые системы низко- и среднегорных районов СССР. М. : Наука, 1981. 72 с.
- Ревякин В.С. Современное состояние проблемы малых ледников // Материалы гляциологических исследований. 1970. Вып. 17. С. 88–94.
- Сюбаев А.А., Ковалев Е.А. Современное состояние оледенения Кузнецкого Алатау и его динамика во второй половине XX века // Природа и экономика Кузбасса. Новокузнецк : Изд-во КузГПА, 2004. Вып. 9, т. 2. С. 41–49.
- Тронов М.В. О некоторых географических признаках климата в высокогорной местности // Гляциология Алтая. 1964. Вып. 3. С. 12–51.
- Чистяков К.В., Ганюшкин Д.А., Курочкин Ю.Н. Современное состояние и динамика нивально-гляциальных систем массивов Монгун-Тайга и Таван-Богдо-Ола // Лёд и Снег. 2015. № 1 (129). С. 49–60.
- Шпинь П.С. Оледенение Кузнецкого Алатау. М. : Наука, 1980. 83 с.
- Шпинь П.С. О снежном покрове и количестве осадков в южной части Кузнецкого Алатау // Гляциоклиматология Западной Сибири. 1975. С. 74–88.
- Adamenko M.M., Gutak Y.M., Solomina O.N. Glacial history of the Kuznetsky Alatau Mountains // Environmental Earth Sciences. 2015. V. 74, № 3. P. 2065–2082.
- Landsatlook Viewer. URL: landsatlook.usgs.gov/viewer.html
- Tsuchiya I. A very small glacier on Mt. Chokai, Japan, 1972–1981 // Geographical Review of Japan. 1984. V. 57 (Ser. B), № 2. P. 142–153.

Авторы:

Адаменко Марина Михайловна, кандидат географических наук, доцент, кафедра геологии, геодезии и безопасности жизнедеятельности, Сибирский государственный индустриальный университет, Новокузнецк, Россия.

E-mail: adamenko.marina@gmail.com

Гутак Ярослав Михайлович, доктор геолого-минералогических наук, директор, Институт горного дела и геосистем, Сибирский государственный индустриальный университет, Новокузнецк, Россия. E-mail: gutakjaroslav@andex.ru

Geosphere Research, 2017, 3, 33–40. DOI: 10.17223/25421379/4/5

M.M. Adamenko, Ya.M. Gutak

Siberian State Industrial University, Novokuznetsk, Russia

A NEW APPROACH TO SEPARATION SMALL GLACIERS FROM PERENNIAL SNOWFIELDS WHICH IS BASED ON THE DATA ABOUT DURATION OF THE CONTINUOUS EXISTENCE OF GLACIAL AND FIRN OBJECTS (ON THE EXAMPLE OF THE KUZNETSKY ALATAU MOUNTAINS)

To properly assess the changes of geosystems and climate in areas where small forms of glaciation are presented it is necessary to distinguish the objects related to glaciers and objects that associated with snowfields. Overestimation or underestimation of the number of glaciers due to perennial snowfields distorts the true picture of the glacial situation and leads to incorrect climatic and hydrological forecasts. In this article we review principles and approaches to the classification of small glaciers and perennial snowfields and consider the possibility of using the criterion of duration of the continuous existence of glacial and firn objects for solving this problem. The

paper also summarizes meteorological measurements data, field records of 30 glaciers and remote sensing methods (repeated photos, satellite images data) to provide an overview of climate and glacier fluctuations in the Kuznetsky Alatau mountains during the last 40 years. The evidence suggests that for the Kuznetsky Alatau mountains, where more than half of all precipitation falls as snow, warming leads to increase of snowing and amount of accumulated snow mass on the leeward slopes. Since 2005 large cirque glaciers have ceased to decline and shown the trend of area and ice thickness increase. It substantiates the view that large-scale degradation of glaciers that recorded in the area in 2002–2005 can be explained by the fact a large number of perennial snowfields were erroneously classified as glaciers, whereas periodic disappearance of perennial snowfields in unfavorable years is commonplace.

Keywords: *Small glaciers, perennial snowfields, Kuznetsk Alatau mountains.*

REFERENCES

- Adamenko M.M., Gutak Ya.M. *Dinamika lednikov i mnogoletnih snezhnikov Kuzneckogo Alatau v XIX-XXI stoletiyah* [The dynamics of glaciers and perennial snowfields of the Kuznetsk Alatau mountains in the XIX-XXI centuries] // *Izvestiya Altajskogo otdeleniya Russkogo geograficheskogo obshchestva*. Proceedings of the Altai department of the Russian Geographical Society. 2015a. № 4. pp. 8–36. In Russian
- Adamenko M.M., Gutak Ya.M. *Novye dannye o dinamike i sovremennom sostoyanii lednikov Kuzneckogo Alatau* [New data on the dynamics and current state of the Kuznetsk Alatau glaciers] // *Priroda i ehkonomika Kemerovskoy oblasti i sopredel'nyh territorij / Sbornik nauchnykh trudov / pod red. V.A. Ryabova*. Novokuznetsk. in-t, Fil. Kemerov State University. Novokuznetsk, 2015b. pp. 14–17. In Russian
- Adamenko M.M. *Ispol'zovanie dendrokhronologicheskikh dannykh dlya rekonstrukcii kolebanij lednikov Kuzneckogo Alatau* [Use of dendrochronological data for the reconstruction of the glacier fluctuations of the Kuznetsk Alatau] // *Bulletin of Tomsk State University*, 2012. № 362. pp. 163–165. In Russian
- Bulygina O.N., Razuvaev V.N., Alexandrov T.M. *Opisanie massiva dannykh sutochnoy temperatury vozduha i kolichestva osadkov na meteorologicheskikh stancyah Rossii i byvshego SSSR* [Description of the array of daily air temperature and precipitation data at meteorological stations of Russia and the former Soviet Union]. Certificate of state database registration: 2014620942. URL: <http://meteo.ru/data/162-temperature-precipitation#описание-массива-данных>
- Ganyushkin D.A., Moskalenko I.G., Chistyakov K.V. *Dinamika mnogoletnih snezhnikov i snezhno-firnovykh polej massiva Mogun-Tajga* [Dynamics of perennial snowfields and snow-firn fields of the Mogun-Taiga massif] // *Vestnik SPbGU*. Ser. 7. 2012. V. 4, pp. 164–175. In Russian
- Glazyrin G.E. *Rezhim sushchestvovaniya mnogoletnih snezhnikov – pochtly lednikov* [The regime of existence of perennial snowfields which are close to glaciers] // *Voprosy gornoj glyaciologii*. Tomsk: Izd-vo TGU, 1977. pp. 80–91. In Russian
- Glaciologicheskij slovar* [Glaciological Dictionary] / pod red. V.M. Kotlyakov. Leningrad: Gidrometeoizdat, 528 p. In Russian
- Kovalenko N.V. *Sovremennoe sostoyanie malyh lednikov Kuzneckogo Alatau i Plato Putorana* [The current state of small glaciers of the Kuznetsky Alatau mountains and Putorana plateau] // *Bulletin of Moscow University*. 2008. 3 (5). pp. 67–71. In Russian
- Kovalenko N.V. *Rechim i evolutsia malih form oledeneniya* [Mode and the evolution of small forms of glaciation]. PhD manuscript, Moscow: MGU, 2008. 207 p. In Russian
- Katalog lednikov SSSR*. [Catalogue of glaciers of the USSR]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1981. 15. 44 p. In Russian
- Lyubimov B.P. *O mekhanizme nival'nykh processov* [About the mechanisms of nival processes] // *Podzemnyj led*. Vypusk III. Moscow: Izd-vo MGU, 1967. pp. 158–175. In Russian
- Oledeneniye Urala* [Glaciation of the Urals] / L.S. Troitsky, V.G. Hodakov, V.I. Mihaliov et al. Moscow: Nauka Press, 1966. 307 p. In Russian
- Osokin N.I. *Snezhniki i snezhnikovye sistemy nizko- i srednegornyykh rajonov SSSR* [Snowfields and snow systems of low- and mid-mountain regions of the USSR]. Moscow: izd. Nauka, 1981. 72 p. In Russian
- Revyakin V.S. *Sovremennoe sostoyanie problemy malyh lednikov* [The current state of the problem of small glaciers] // *Materialy glyaciologicheskikh issledovaniy*. 1970. Vyp. 17. pp. 88–94. In Russian
- Syubaev A.A., Kovalev E.A. *Sovremennoe sostoyanie oledeneniya Kuznetskogo Alatau i ego dinamika vo vtoroy polovine XX veka* [Current status of glaciers Kuznetsky Alatau and its dynamics in the second half of the XX century]. *Priroda i ehkonomika Kuzbassa*. Novokuznetsk, 2004. 9 (2). pp. 41–49. In Russian
- Thronov M.V. *O nekotorykh geograficheskikh priznakakh klimata v vysokogornoy mestnosti* [Some geographic features of climate in the highlands of the Altai] // *Glyatsiologiya Altaya*. 1964. 3. pp. 12–51. In Russian
- Chistyakov K.V., Ganyushkin D.A., Kurochkin Y.N. *Sovremennoe sostoyanie i dinamika nival'no-glyacial'nykh sistem massivov Mongun-Tajga i Tavan-Bogdo-Ola* [Present state and dynamics of glacio-nival systems of Mongun-Taiga and Tavan-Bogdo-Ola] // *Lyod i Sneg*, 2015. № 1 (129). pp. 49–60. doi: 10.15356/IS.2015.01.05
- Spin P.S. *Oledeneniye Kuzneckogo Alatau* [Glaciation of the Kuznetsky Alatau mountains]. Moscow: Nauka Press, 1980. 83 p. In Russian
- Spin P.S. *O snezhnom pokrove i kolichestve osadkov v yuzhnoy chasti Kuznetskogo Alatau* [About snowpack and precipitation in the southern part of the Kuznetsky Alatau] // *Glyacioklimatologiya zapadnoj Sibiri*. 1975. pp. 74–88. In Russian
- Adamenko M.M., Gutak Y.M., Solomina O.N. *Glacial history of the Kuznetsky Alatau Mountains* // *Environmental Earth Sciences*. 2015. T. 74. No. 3. pp. 2065–2082.
- Landsatlook Viewer. URL: landsatlook.usgs.gov/viewer.html
- Tsuchiya I. A very small glacier on Mt. Chokai, Japan, 1972–1981. *Geographical Review of Japan*, 57 (Ser. B). No. 2. 1984. pp. 142–153.

Author's:

Adamenko Marina M., Cand. Sci. (Geograph.), Associate Professor, Department of Geology of Surveying and Life Safety, Siberian State Industrial University, Novokuznetsk, Russia.

E-mail: adamenko.marina@gmail.com

Gutak Jaroslav M., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Director of Institute of Mining and Geosystems, Siberian State Industrial University, Novokuznetsk, Russia. E-mail: gutakjaroslav@andex.ru

ПЕТРОЛОГИЯ

УДК 552.321.5: 551.248.1

НАДСУБДУКЦИОННЫЕ ПРЕДДУГОВЫЕ ГАББРО ДУУШКУННУГСКОГО МАССИВА (ТУВА): НЕОБЫЧНЫЙ ГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ПРОБЛЕМА ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

А.А. Монгуш, Р.В. Кужугет

Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия

На основании геологических, петро- и геохимических, Sm-Nd изотопных и Ar/Ar геохронологических данных показано, что Дуушкуннугский габбровый массив является надсубдукционным преддуговым интрузивом. Обогащенный относительно островодужных габброидов несовместимыми элементами химический состав габбро массива обусловлен, вероятно, тем, что на рубеже венда и кембрия всё еще оставался активным, хотя и в эпизодическом масштабе, мантийный источник или источники инициальных базальтов, образование которых связано с процессами заложения зоны субдукции.

Ключевые слова: преддуговая зона, габбро, возраст, геохимический состав, геодинамическая позиция, Тува.

Одной из актуальных и дискуссионных проблем магматизма и тектоники является проблема магматизма в структурах преддуговых зон палеоостроводужных систем. Дискуссионность этой проблемы обусловлена во многом подводным залеганием современных преддужий и, соответственно, их плохой изученностью [Stern et al., 2012]. Среди исследователей, в том числе отечественных, преобладает воззрение на преддуговые магматические образования как преимущественно аккреционные. В частности, в Алтае-Саянской области выделяют комплексы аккреционных призм, сложенных преимущественно океаническими породами [Берзин и др., 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996; Preliminary... 1999]. Однако не все преддуговые магматиты являются аккреционными. В настоящей статье приведены данные в пользу автохтонной (не аккреционной) природы габбро, залегающих в преддуговой зоне тувинского сегмента V–Є₁ островодужной системы Алтае-Саянской складчатой области, а также осуществлена попытка обосновать их геодинамическую природу.

Геологическое положение и строение

Дуушкуннугский габбровый массив находится в Западной Туве, в 6 км на север от устья р. Алаш, на левом борту одноименного сухого лога. Он представляет собой протрузивное тело, локализованное в ядре антиклинальной складки, крылья которой сложены парасланцами чергакской свиты силурийского возраста. Силурийские сланцы являются составной частью осадочного чехла Хемчикско-Сыстыгхемского коллизионного прогиба, образованного в течение Є₂–S [Берзин, Кунгурцев, 1996]. Фундамент этого проги-

ба складывается офиолитами ($578,1 \pm 5,6$ млн лет) [Монгуш и др., 2011a], вулканогенно-осадочными образованиями V–Є₁ алдынбулакской свиты, осадочными отложениями актуругской свиты, содержащей фауну санаштыггольского горизонта Є₁, а также габбро, результаты исследования которых представлены в данной статье.

V–Є₁ образования, слагающие фундамент Хемчикско-Сыстыгхемского прогиба, представляют собой комплексы преддуговой зоны V–Є₁ островной дуги Палеоазиатского океана [Берзин, Кунгурцев, 1996; Монгуш, 2016]. Среднекембрийский возраст наиболее древних отложений осадочного чехла прогиба, выделяемых в составе аласугской серии, фиксирует время начала собственно коллизионного этапа развития региона, т.е. главной фазы раннекаледонской коллизии в среднем кембрии – раннем ордовике. Вместе с тем локальные тектонические дислокации, связанные, видимо, с началом аккреции, фиксируются на границе верхневендских и нижнекембрийских островодужных осадочно-вулканогенных толщ Таннуольской подзоны островодужной системы [Монгуш и др., 2011б].

Хемчикско-Сыстыгхемский коллизионный прогиб возник в процессе поперечного сжатия преддуговой структуры в результате коллизии океанического поднятия (метабазальты и ортосланцы джебашской серии Западного Саяна) и тувинского сегмента V–Є₁ островной дуги Палеоазиатского океана [Берзин, 1987; Берзин, Кунгурцев, 1996; Государственная... 2003; Волкова и др., 2009]. В западной и центральной части прогиба в виде горст-антиклинальных структур субширотного простираения среди Є₂–S молассы выступают комплексы его фундамента. Дуушкуннугский

массив представляет одно из тел в одном из выступов фундамента прогиба (рис. 1).

Размеры Душкуннугского массива составляют 300×130 м, он ориентирован в широтном направлении вдоль оси антиклинали. О протрузивном характере габбрового массива свидетельствуют смятые в микроскладки силурийские сланцы в его экзоконтакте. Массив сложен преимущественно массивными, мезократовыми, среднезернистыми габбро. В юго-восточной части массива габбро имеют ориентированную на В-С-В расслоенность, обусловленную чередованием тонких полос мезо- и лейкократовых разновидностей габбро (рис. 2). Габбро преимущественно имеют пойкилитовую, пойкилоофи-

товую микроструктуры – первым кристаллизовался плагиоклаз в виде удлинённых кристаллов размером $0,1-0,3$ мм, они включены в более крупные ($1-3$ мм) зёрна клинопироксена и бурой роговой обманки. Эти особенности габбро свидетельствуют о гипабиссальной фации глубинности их образования. При приближении к контактам текстурно-структурные особенности габбро не меняются, т.е. в массиве представлен лишь фрагмент интрузивного тела. Осевая часть антиклинальной складки пронизана согласными девонскими дайками основного и кислого состава. Одна из них, дайка риолит-порфира, общая протяжённость которой составляет около 5 км, пересекает габбро Душкуннугского массива (рис. 1).

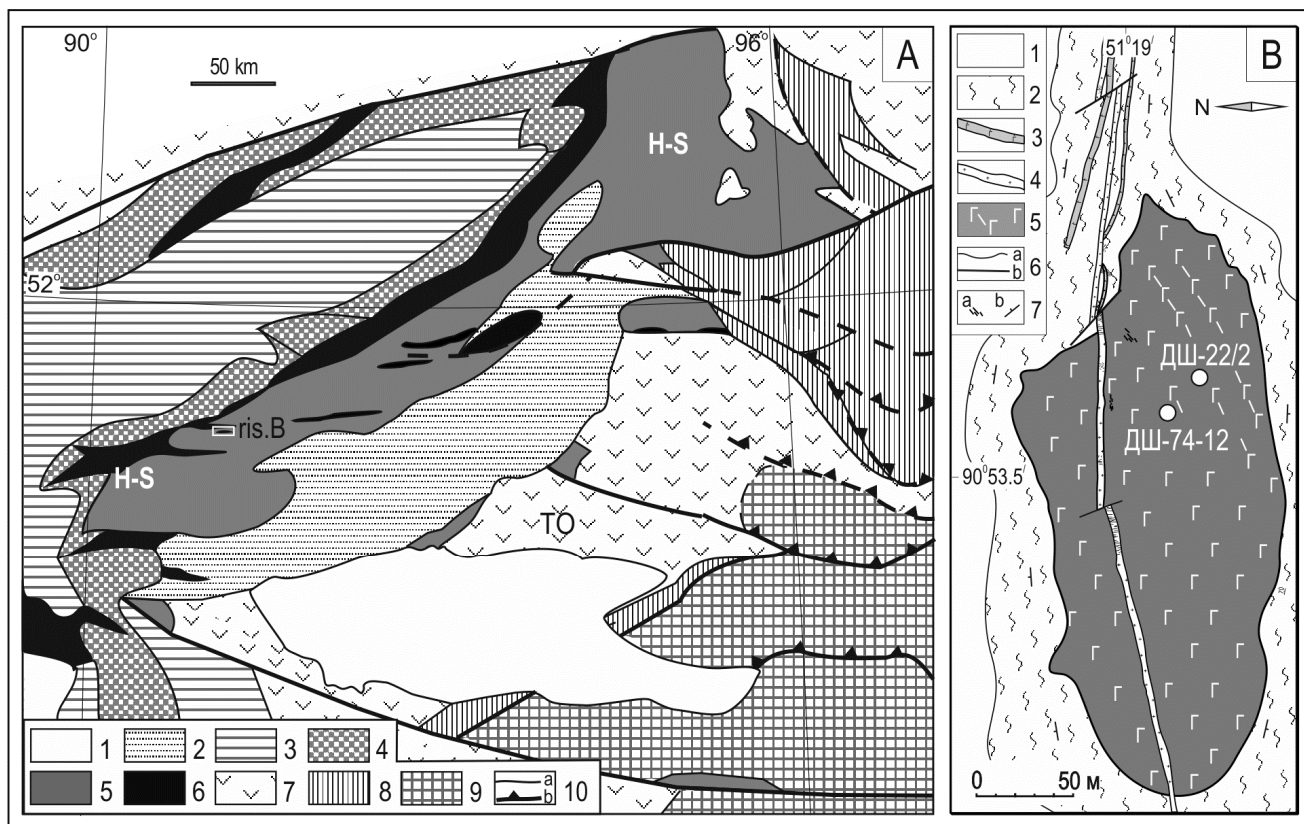


Рис. 1. Геологическое положение и строение Душкуннугского габбрового массива

A – Геодинамическая схема Тувы и Западного Саяна (составлена с использованием данных [Берзин, Кунгурцев, 1996; Preliminary... 1999]): 1 – KZ-наложенные отложения; 2 – D-Тувинский рифтогенный прогиб; 3 – E_1-S турбидиты континентальной окраины; 4 – комплексы аккреционной призмы (джебашская серия, $V-E_1$); 5–6 – Хемчикско-Сыстыгхемский коллизионный прогиб: 5 – выступы V_2-E_1 фундамента, 6 – E_2-S осадочный чехол; 7 – V_2-E_1 островодужные комплексы; 8 – V_2-E_1 задуговые комплексы; 9 – комплексы Тувино-Монгольского микроконтинента (массива); 10 – границы террейнов (*a*), главные постааккреционные разломы и надвиги (*b*). H-S – Хемчикско-Сыстыгхемская преддуговая подзона, TO – Танну-Ола островодужная подзона. *B* – Геологическая карта Душкуннугского габбрового массива: 1 – Q отложения; 2 – S сланцы; 3–4 – D дайки: 3 – микрогаббро, 4 – риолит-порфира; 5 – E_1 габбро Душкуннугского массива, массивные и расслоенные; 6 – геологические границы (*a*), разломы (*b*); 7 – кварцевые жилы (*a*), элементы залегания (*b*). Кружочки – места отбора образцов

Fig. 1. Geological position and structure of the Duushkunnug gabbro massif

A – Geodynamic scheme of Tuva and Western Sayan (compiled using data [Berzin, Kungurtsev, 1996; Preliminary... 1999]): 1 – KZ-overlap assemblages; 2 – D-rifting Tuvian trough; 3 – E_1-S turbidites continental margin; 4 – complexes of the accretionary prism (Dzhebash series, $V-E_1$); 5–6 – Khemchik-Systygheh collisional trough: 5 – V_2-E_1 ledges foundation, 6 – E_2-S sedimentary cover; 7 – V_2-E_1 island-arc complexes; 8 – V_2-E_1 back-arc complexes; 9 – complexes of the Tuva-Mongolian microcontinent (massif); 10 – boundaries of terranes (*a*), the main postaccretion faults and thrusts (*b*). H-S – Khemchik-Systygheh forearc subzone, TO – Tannu-Ola island arc subzone. *B* – Geological map of the Duushkunnug gabbro massif: 1 – Q sediment; 2 – S slate; 3–4 – D dykes: 3 – microgabbro, 4 – rhyolite-porphry; 5 – E_1 gabbro of the Duushkunnug massif, massive and foliated; 6 – geological boundaries (*a*), faults (*b*); 7 – quartz veins (*a*), the occurrence of stratification (*b*). Circles – place of selection of the samples



Рис. 2. Расслоенные габбро
Дуушкуннугского массива

Fig. 2. Layered gabbro of the Duushkunnug massif

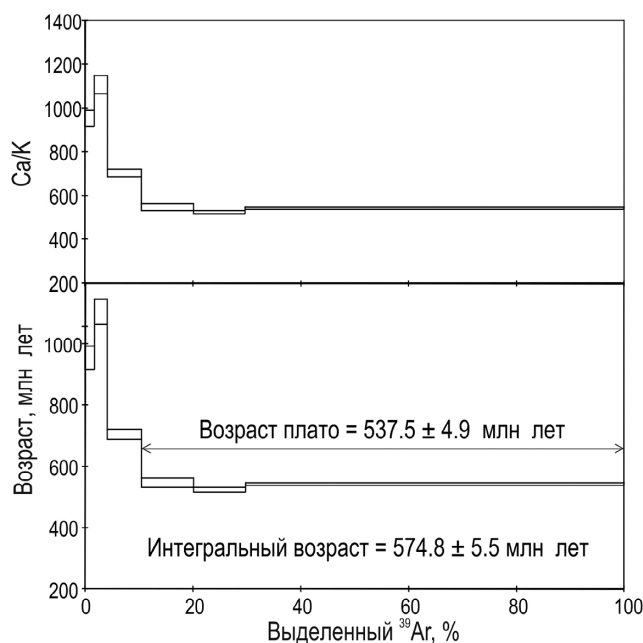


Рис. 3. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектры (возрастной и Ca/K)
роговой обманки из габбро (обр. ДШ-22/2)
Дуушкуннугского габбрового массива

Fig. 3. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spectra (age and Ca/K)
of hornblende from gabbro (sample DSH-22/2),
Duushkunnug gabbro massif

Аналитические исследования

Содержания петрогенных элементов определялись рентгенофлуоресцентным методом в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск) и ИГЕМ РАН (г. Москва). Содержания микроэлементов определены в Лимнологическом институте СО РАН (г. Иркутск) методом ICP-MS на установке Agilent 7500с (аналитик Е.В. Смирнова). Определение изотопного состава Sm и Nd в пробе ДШ-22/2 выполнено в Байкальском ЦКП СО РАН (г. Иркутск) на приборе Finnigan Г.П. Сандомировой. Геохронологические исследования ^{40}Ar – ^{39}Ar методом выполнены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) А.В. Травинным по методике, подробно описанной в [Травин и др., 2009]. Холостой опыт по ^{40}Ar при 1200°C в течение 40 мин не превышал $5\text{--}10 \cdot 10^{-11}$ г.

Возраст. Для определения возраста пород Дуушкуннугского массива $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом исследовалась монофракция бурой роговой обманки из габбро,

обр. ДШ-22/2. Монофракция получена путем дробления образца в железной ступке и ручного выделения зерен роговой обманки под бинокуляр.

В обнажении порода, из которой отобран образец ДШ-22/2, имеет полосчатую или расслоенную текстуру (рис. 2), в шлифе – пойкилитовую микроструктуру. Содержание плагиоклаза в образце составляет около 68%, по составу он основной, в центральной части зерен замещен клиноцоизитом. Клинопироксен (10%) по периферии зерен обрастает бурой, иногда переходящей в голубовато-зеленую, роговой обманкой (7%). Актинолит и хлорит замещают клинопироксен и роговую обманку – их приблизительно по 5%. Акцессорные минералы (5%, по мере уменьшения их количества): титаномагнетит, эпидот, апатит, кварц.

На графике ступенчатого нагрева роговой обманки наблюдается устойчивое плато с рассчитанным значением $T = 537,5 \pm 4,9$ млн лет (рис. 3). Учитывая, что становление массива происходило в гипабиссальных условиях, т.е. его остывание было отно-

сительно быстрым – это является важным для интерпретации $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данных [Травин и др., 2009], полученная датировка может быть принята близкой к возрасту кристаллизации габбро Душкуннугского массива. Согласно общей стратиграфической шкале она соответствует рубежу венда и кембрия (535 ± 1 млн л. по [Стратиграфический... 2006]).

Вещественный состав. Массив состоит из среднезернистого амфиболсодержащего габбро. Содержание амфибола достигает 10%, первично-магматическая роговая обманка образует каемки вокруг зерен клинопироксена. Большая часть первичных темноцветных минералов обычно замещена актинолитом и хлоритом. Плаггиолаз основного состава наполовину сосюртитизирован.

Габбро характеризуются умеренными содержаниями (в мас. %) TiO_2 – 1,2–1,7; Al_2O_3 – 14; Na_2O – 2,4–2,7; K_2O – 0,1–0,2 и P_2O_5 – 0,1; умеренно-фракционированным характером распределения редких элементов $(\text{Th}/\text{Yb})_n = 2,5$; содержанием REE на уровне 30–11 хондритовых единиц; небольшим преобладанием LREE над HREE $(\text{La}/\text{Yb})_n = 1,9$ –2,1; положительной аномалией Pb и небольшой отрицательной Nb аномалией на спайдердиаграмме (таблица, рис. 4).

Результаты Sm–Nd изотопного анализа образца ДШ-22/2: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512887$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,182612$; $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = +5,8$.

Обсуждение

Слабовыраженная отрицательная Nb аномалия, положительная Pb аномалия, небольшое преобладание LREE над HREE (рис. 4) – все эти признаки в совокупности указывают на присутствие определенного количества субдукционного компонента в мантийном источнике габбро данного массива.

Вместе с тем на дискриминационных диаграммах составы габбро попадают в поля как толеитов островных дуг, так и E-MORB, или занимают промежуточное положение между базальтами островных дуг и океанических плато, например на диаграмме Nb/Th – Zr/Nb [Condie, 2005] (рис. 5).

По геохимическому составу габбро Душкуннугского массива заметно отличаются от островодужных габброидов Тувы, формировавшихся из деплетированного мантийного источника, модифицированного надсубдукционными флюидами. Например, от габброидов Ирбитейского массива в Таннуольской островодужной подзоне (рис. 1) с возрастом 539 ± 6 млн лет ($\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = +7,8$) [Монгуш и др., 2011б] они отличаются относительно повышенной титанистостью, пониженной глиноземистостью, слабо выраженной Nb отрицательной аномалией, более низким значением $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = +5,8$. Такие особенности состава габбро, указывающие на наличие слабовыраженного субдукционного компонента и образование

из относительно обогащенного мантийного источника, могут указывать на специфические условия формирования габбрового расплава в надсубдукционной обстановке.

Специфический геохимический состав габбро Душкуннугского массива обуславливает неоднозначность геодинамической интерпретации. В наших ранних тезисах об этом массиве предполагалось, что он может представлять фрагмент плутонической части океанического лавового поднятия, аккретированный в преддуговую структуру, либо исходная магма габбро была выплавлена над зоной субдукции после ее заклинивания океаническим поднятием и реализации механизма «slab window» [Монгуш, Кужугет, 2012].

Химический состав габбро Душкуннугского массива

Chemical compositions of the gabbro of the Duushkunnug massif

№ обр.	ДШ-22/2	ДШ-74-12
SiO_2	47,62	51,00
TiO_2	1,24	1,66
Al_2O_3	13,97	13,98
Fe_2O_3	12,47	12,87
MnO	0,175	0,18
MgO	9,271	7,80
CaO	9,04	8,77
Na_2O	2,71	2,36
K_2O	0,20	0,10
P_2O_5	0,13	0,10
ППП	3,51	1,17
Сумма	100,4	100,00
Cs	0,52	0,38
Rb	2,94	1,20
Ba	64,5	59,3
Th	1,04	0,94
U	0,24	0,29
Nb	4,44	4,39
Ta	0,31	0,35
La	7,15	5,53
Ce	17,21	13,72
Pb	2,18	2,39
Pr	2,48	1,89
Sr	210	231
Nd	11,10	9,20
Zr	75,9	78,3
Hf	2,17	2,05
Sm	3,28	2,70
Eu	1,12	1,04
Gd	4,06	3,59
Tb	0,68	0,58
Dy	4,43	3,61
Y	24,15	21,41
Ho	0,91	0,75
Er	2,56	2,23
Tm	0,37	0,31
Yb	2,29	2,02
Lu	0,3	0,3

Примечание. Петрохимические анализы обр. ДШ-22/2 получены в ИГХ СО РАН, обр. ДШ-74-12 – в ИГЕМ РАН.

Note. The rocks were analyzed at Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS and IGEM RAS.

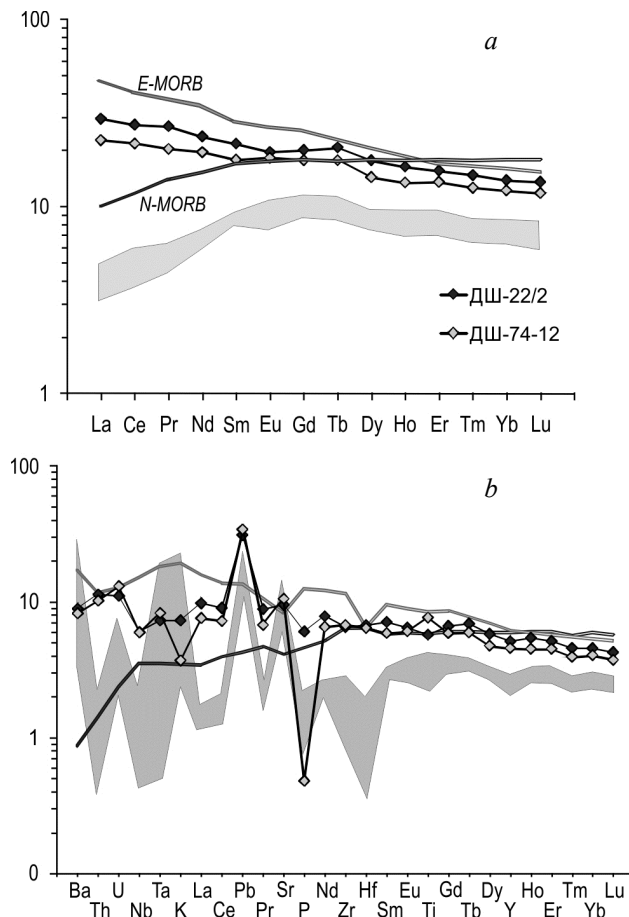


Рис. 4. Нормированные к хондриту (a) и примитивной мантии (b) спектры распределения редких элементов в габбро Дуушкуннугского массива

Серое поле – габброиды Ирбитейского массива

Fig. 4. Chondrite-normalized (a) and PM-normalized (b) patterns for gabbro of the Duushkunnug massif

Grey field – gabbroids of the Irbit massif

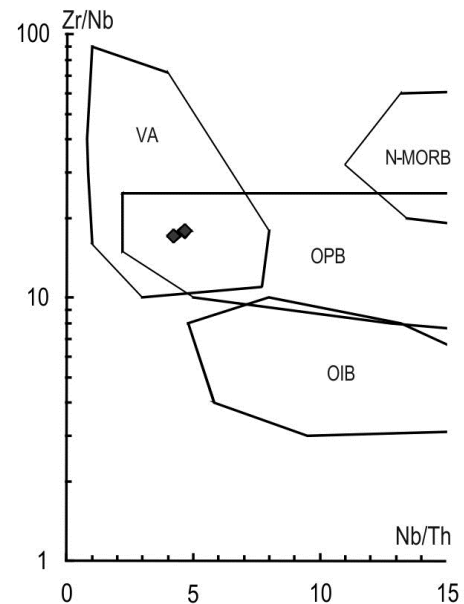


Рис. 5. Дискриминационная диаграмма Nb/Th – Zr/Nb для габбро Дуушкуннугского массива

Поля составов: VA – базальтов вулканических дуг; N-MORB – «нормальных» базальтов срединно-океанических хребтов; OPB – базальтов океанических плато; OIB – базальтов океанических островов

Fig. 5. Discriminant Nb/Th – Zr/Nb diagram for gabbro of the Duushkunnug massif

Compositional fields: VA – volcanic arc basalts; N-MORB – normal mid-ocean ridge basalts; OPB – ocean plateau basalts; and OIB – ocean island basalts

Первое предположение основано на том, что базальты океанического поднятия и образованные по ним при субдукционном метаморфизме сланцы (ортосланцы джебашской серии) широко распространены в северо-западном обрамлении Хемчикско-Куртушибинского преддугового прогиба, в зоне глубоководного палеожелоба [Волкова и др., 2009; Государственная... 2003, 2008; Монгуш, 2016] (см. рис. 1). Однако, как нам теперь представляется, эту версию следует признать несостоятельной. Во-первых, некорректно игнорировать субдукционный компонент в составе габбро, хотя и слабовыраженный, поскольку такой компонент априори не может присутствовать в продуктах океанического внутриплитного базитового магматизма. Во-вторых, плутоническая часть океанического поднятия, как более глу-

бинная составляющая океанической плиты, скорее всего, будет субдуцирована в мантию. В-третьих, V–Є₁ комплексы в выступах фундамента Хемчикско-Сыстыгхемского прогиба, на основании геологических данных, являются автохтонными образованиями преддуговой зоны, т.е. они не относятся к аккрецированным океаническим комплексам [Монгуш, 2016, 2017].

Более обоснованной могла бы являться версия, связанная с реализацией механизма «slab window». Однако для данного сегмента островной дуги сосуществование разнотипного магматизма – адакитового, «внутриплитного» и островодужного, которое можно связать с обстановкой типа «slab window», – имело место позднее, во второй половине раннего кембрия (ботомский век) [Монгуш и др., 2011б]. Вместе с тем в ука-

званной статье отмечается стратиграфическое несогласие между V_2 кадвойской и E_1 серлигской свитами в Таннуольской островодужной подзоне и что именно с рубежа венда и кембрия могла начаться аккреция островодужных, задуговых, океанических и метаморфических структурно-вещественных комплексов региона, в то время как главная фаза аккреционно-коллизийного этапа началась со E_2 , около 510 млн л. н. [Монгуш и др., 2016].

Развитие Хемчикско-Сыстыгхемской преддуговой структуры в позднем венде – первой половине раннего кембрия привело к формированию V_2 фундамента преддужья и E_1^{1-2} осадочного чехла с редкими прослоями базальтов (расчленение E_1 дается по [Стратиграфический... 2006]) [Монгуш, 2016; наши неопубликованные данные]. Начиная со E_2 указанные E_1^{1-2} отложения представляют уже составную часть фундамента Хемчикско-Сыстыгхемского коллизийного прогиба.

Само наличие базальтовых прослоев в E_1^{1-2} осадочных отложениях преддугового бассейна свидетельствует о спорадическом проявлении надсубдукционного базальтового вулканизма в преддуговой зоне. Эти базальты косвенно могут указывать на аналогичную геодинамическую позицию габбро Душкуннугского массива, которые имеют такое же спорадическое распространение, близкий к базальтам возраст и одинаковое геологическое положение.

Формирование V_2 фундамента преддужья было связано с процессами заложения зоны субдукции. Фундамент преддужья развивался на базе первичной океанической коры в результате: инициального базальтового вулканизма (базальты алдымбулакской свиты, нижней подсвиты чингинской свиты), частичного замещения первичной океанической коры надсубдукционной океанической корой (супрасубдукционными офиолитами) [Монгуш, 2016]. Частичное замещение первичной океанической коры – эмпирически наблюдаемый факт, описанный в офиолитах рассматриваемой преддуговой зоны (куртушибинские офиолиты [Куренков и др., 2002]), а также в дунжугурских офиолитах Тувино-Монгольского микроконтинента и других объектах (см. [Кузьмичев, 2004] и ссылки в ней). Другими словами, офиолиты Куртушибинского хребта, образованные в зонах рассеянного спрединга и имеющие в своем составе субдукционный компонент [Куренков и др., 2002; Волкова и др., 2009], формировались в надсубдукционной обстановке в процессе частичного замещения первичной океанической коры. Со-

гласно Пирсу и его соавторам, эти офиолиты соответствуют типу супрасубдукционных офиолитов [Pearce et al., 1984]. Под инициальными базальтами понимаются первые магматические образования, сформированные на стадии инициации субдукции в результате декомпрессионного плавления мантии [Reagan et al., 2010; Dilek, Furnes, 2011; Whattam, Stern, 2011]. Геохимический состав базальтов алдымбулакской и чингинской свит, выделяемых нами в качестве инициальных базальтов, похож на составы OIB, E-MORB и N-MORB, при этом в последнем случае отмечаются отрицательные Nb аномалии на спайдерграмме [Монгуш, 2016]. Осадочный чехол преддуговой структуры слагала существенно осадочная часть алдымбулакской и чингинской свит E_1^{1-2} возраста.

Данная статья не претендует на раскрытие вопросов о мантийных источниках и геодинамической позиции габбро Душкуннугского массива. Судя по геохимическому составу этих габбро, геодинамические механизмы, ответственные за их образование, весьма нетипичны. Отметим лишь, что мантийный источник габбро Душкуннугского массива мог быть унаследован от мантийных источников инициальных базальтов так же, как могли быть унаследованы источники базальтов, образующих прослои в осадочном чехле преддужья.

Выводы

Полученные нами данные о геологическом положении, возрасте и, частично, геохимическом составе габбро свидетельствуют о том, что Душкуннугский массив по своей геодинамической позиции может представлять надсубдукционный преддуговый интрузив. Обогащенный относительно островодужных габброидов (в частности, Ирбитейского массива) химический состав габбро Душкуннугского массива обусловлен, вероятно, тем, что на рубеже венда и кембрия всё еще оставался активным, хотя и в эпизодическом масштабе, мантийный источник или источники инициальных базальтов. Результаты наших исследований можно рассматривать в контексте развития гипотезы об инициальной стадии субдукции, описанной в статьях [Reagan et al., 2010; Dilek, Furnes, 2011; Whattam, Stern, 2011].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 17-05-00190).

ЛИТЕРАТУРА

- Берзин Н.А. Геодинамическая обстановка формирования кембрийских олистостром Хемчикско-Сыстыгхемской зоны Тувы // Геология и геофизика. 1987. № 1. С. 3–11.
- Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 8–28.

- Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В.** Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 63–81.
- Волкова Н.И., Ступаков С.И., Бабин Г.А., Руднев С.Н., Монгуш А.А.** Подвижность редких элементов при субдукционном метаморфизме (на примере глаукофановых сланцев, Западный Саян) // Геохимия. 2009. Т. 47, № 4. С. 401–414.
- Государственная** геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. 2-е изд. Серия Западно-Саянская. Лист N-46-XXIX (Верхний Амыл). Объяснительная записка. СПб. : Изд-во СПб. картфабрики ВСЕГЕИ, 2003. 135 с.
- Государственная** геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Листы N-46, M-46. СПб. : ВСЕГЕИ, 2008.
- Кузьмичев А.Б.** Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы / ред. Е.В. Скляров. М. : Пробел-2000, 2004. 192 с.
- Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А.** Геодинамика палеоспрединга. М. : ГЕОС, 2002. 294 с.
- Монгуш А.А.** Базальтовые комплексы Саяно-Тувинской преддуговой зоны: геологическое положение, геохимия, геодинамика // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Эколого-экономические проблемы природопользования / отв. ред. д-р геол.-минер. наук В.И. Лебедев. Кызыл : ТУВИКОПР СО РАН, 2016. Вып. 14. С. 74–94.
- Монгуш А.А.** Офиолиты Западного Саяна и Западной Тувы – автохтонные комплексы Саяно-Тувинской преддуговой зоны V-С₁ островной дуги Палеоазиатского океана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) : материалы совещ. Иркутск : Институт земной коры СО РАН, 2017. Вып. 15. С. 194–196.
- Монгуш А.А., Кужугет Р.В.** Возраст, состав и тектоническое положение Душкуннугского габбрового массива (Западная Тува) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) : материалы совещания. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2012. Вып. 10, т. 2. С. 25–26.
- Монгуш А.А., Лебедев В.И., Травин А.В., Ярмолюк В.В.** Офиолиты Западной Тувы – фрагменты поздневендской островной дуги Палеоазиатского океана // Доклады РАН. 2011а. Т. 438, № 6. С. 796–802.
- Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Дружкова Е.К., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Травин А.В., Серов П.А.** Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде–раннем кембрии // Геология и геофизика. 2011б. Т. 52, № 5. С. 649–665.
- Стратиграфический кодекс России.** 3-е изд. СПб. : ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.
- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б.** Термохронология Черноурдской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. № 11. С. 1181–1199.
- Condie K.C.** High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
- Dilek Y., Furnes H.** Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // Geological Society of America Bulletin. 2011. V. 123, № 3/4. P. 387–411.
- Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S.** Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites // Geological Society, London, Special Publications. 1984. V. 16 (1). P. 77–94.
- Preliminary publications book 1 from project on mineral resources, metallogenesis, and tectonics of Northeast Asia** / ed. W.J. Nokleberg, V.V. Naumova, M.I. Kuzmin, T.V. Bounaeva. Open-File Report 99-165. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. 1999 (CD).
- Reagan M.K., Ishizuka O., Stern R.J., Kelley K.A., Ohara Y., Blichert-Toft J., Bloomer S.H., Cash J., Fryer P., Hanan B.B., Hickey-Vargas R., Ishii T., Kimura J.-I., Peate D.W., Rowe M.C., Woods M.** Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana system // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2010. V. 11, № 3. doi:10.1029/2009GC002871.
- Stern R.J., Reagan M., Ishizuka O., Ohara Y., Whattam S.** To understand subduction initiation, study forearc crust: To understand forearc crust, study ophiolites // Lithosphere. 2012. № 4 (6). P. 469–483. doi: 10.1130/L183.1
- Whattam S.A., Stern R.J.** The ‘subduction initiation rule’: a key for linking ophiolites, intra-oceanic forearcs, and subduction initiation // Contrib Mineral Petrol. 2011. V. 162. P. 1031–1045.

Авторы:

Монгуш Андрей Александрович, кандидат геолого-минералогических наук, заместитель директора по научной работе, ведущий научный сотрудник, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия.
E-mail: amongush@inbox.ru

Кужугет Ренат Васильевич, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория геодинамики, магматизма и рудообразования, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия.
E-mail: rkuzhuget@mail.ru

Geosphere Research, 2017, 3, 41–49. DOI: 10.17223/25421379/4/6

A.A. Mongush, R.V. Kuzhuget

Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources SB RAS, Kyzyl, Russia

SUPRASUBDUCTION FOREARC GABBRO OF THE DUUSHKUNNUG MASSIF (TUV): UNUSUAL GEOCHEMICAL COMPOSITION AND THE PROBLEM OF GEODYNAMIC INTERPRETATION

This article presents evidence in favor of the autochthonous (no accretion) nature of the Duushkunnug gabbro massif, occurring in the forearc Tuvan segment Vendian – Early Cambrian island arc system of the Altai-Sayan folded area. Also shown is an attempt to justify the geodynamic nature of these gabbros. The Duushkunnug gabbro massif represents one of the bodies of the basement highs

Khemchik-Systyghem collisional deflection, formed in place forearc structure. The size of massif is 300×130 m, it is oriented in the latitudinal direction along the axis of the anticline. A massif is protrusive body among the Silurian shales, as evidenced by the crumpled in microsludge slates in his contacts. The content of amphibole up to 10%, magmatic hornblende forms rims around grains of clinopyroxene. Most of the mafic minerals are usually replaced by actinolite and chlorite. Plagioclase of basic composition is half replaced by saussurite. The age of gabbro according to Ar-Ar dating of hornblende is 537,5±4,9 Ma. Gabbros are characterized by moderate contents TiO₂ – 1,2–1,7 wt. %, Al₂O₃ – 14 wt. %, Na₂O 2,4–2,7 wt. %, K₂O – 0,1–0,2 wt. %, P₂O₅ 0,1 wt. % moderately fractionated character of distribution of rare elements: (Th/Yb)_n = 2,5 content of REE at the level of the chondrite 30–11 units, a slight predominance of the LREE over the HREE: (La/Yb)_n = 1,9–2,1 a positive Pb anomaly and slight negative Nb anomaly on spidergram. Slight negative Nb anomaly, a positive Pb anomaly, a small predominance of LREE over HREE – all of these symptoms collectively indicate the certain number of subduction component in the mantle source of the gabbro. Along with that, by the discrimination diagrams the compositions of the gabbros fall in the field of both island arc tholeiites and E-MORB, or are intermediate between basalts of island arcs and oceanic plateaus. From gabbroids Irbiteu massif in the Tannu-Ola island arc subzone (their age 539±6 Ma years; ε_{Nd}(T) = +7,8) [Mongush et al., 2011b] they are relatively high titanium and low-alumina content, weakly pronounced negative Nb anomaly, a lower value of ε_{Nd}(T) = +5,8. Our data on the geologic position, age, and, in part, the geochemical composition of the gabbro indicate that Duushkunnug gabbro massif on its geodynamic position can be considered as supra-subduction forearc intrusive. Enriched relative to island-arc gabbroids chemical composition of gabbro of the Duushkunnug massif was probably due to the fact that at the turn of the Vendian and Cambrian were still active, albeit in small scale, mantle source or sources of the initial basalts. Under the initial basalts refers to the first igneous rocks, formed at the stage of initiation of subduction in the result of decompression melting of the mantle. The results of our research can be considered as a development of hypotheses about the initial stages of subduction, described in the articles [Reagan et al., 2010; Dilek, Furnes, 2011; Whattam, Stern, 2011].

Keywords: *Forearc, gabbro, age, geochemical composition, geodynamic position, Tuva.*

REFERENCES

- Berzin N.A. *Geodinamicheskaya obstanovka formirovaniya kembriyskikh olistostrom Khemchiksko-Sistighemskoy zony Tuvy* [The geodynamic setting of formation of the Cambrian olistostrome Khemchik-Systyghem zone of Tuva] // *Geologiya i geofizika*. 1987. № 1. pp. 3–11. In Russian
- Berzin N.A., Kolman R.G., Dobretsov N.L., Zonenshain L.P., Syao Syuchan', Chang E.Z. *Geodinamicheskaya karta zapadnoy chasti Paleoziatetskogo okeana* [Geodynamic map of the Paleasian Ocean (Western part)] // *Geologiya i geofizika*. 1994. V. 35. № 7–8. pp. 8–28. In Russian
- Berzin N.A., Kungurtsev L.V. *Geodinamicheskaya interpretatsiya geologicheskikh kompleksov Altae-Sayanskoy oblasti* [Geodynamic interpretation of Altai-Sayan geological complexes] // *Geologiya i geofizika*. 1996. T.37. № 1. pp. 63–81. In Russian
- Volkova N.I., Stupakov S.I., Rudnev S.N., Babin G.A., Mongush A.A. Mobility of trace elements during subduction metamorphism as exemplified by the blueschists of the Kurtushibinsky Range, Western Sayan // *Geochemistry International*. 2009. V. 47. № 4. pp. 380–392.
- Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1:200 000. Izd. 2-e. Seriya Zapadno-Sayanskaya. List N-46-XXIX (Verkhniy Amyl). Ob"yasnitel'naya zapiska* [State geological map Russian Federation, scale 1:200 000. Ed. 2. Series of West-Sayan. Sheet N-46-XXIX. An explanatory Memorandum] St. Petersburg: VSEGEI, 2003. 135 p. In Russian
- Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1:1000000 (tret'e pokolenie). Seriya Altae-Sayanskaya. Listy N-46, M-46* [State geological map of Russian Federation. The scale of 1:1,000,000 (third generation). Series of the Altai-Sayan. Leaves N-46, M-46] St. Petersburg: VSEGEI, 2008. In Russian
- Kuz'michev A.B. *Tektonicheskaya istoriya Tuvino-Mongol'skogo massiva: rannebaykal'skiy, pozdnebaykal'skiy i rannekaledonskiy etapy* [Tectonic history of the Tuva-Mongolian Massif: Early Baykalian, Late Baykalian and Early Caledonian stages]. Ed. by E. Sklyarov. Moscow: Izdatel'stvo: Probel-2000, 2004. 192 p. In Russian
- Kurenkov S.A., Didenko A.N. and Simonov V.A. *Geodinamika paleospredinga* [Geodynamics of paleospreading]. Moscow: GEOS, 2002, 294 p. In Russian
- Mongush A.A. *Bazaltovye komplekсы Sayano-Tuvinskoy predugovoy zony: geologicheskoe polozhenie, geokhimiya, geodinamika* [Basaltic complexes of the Sayan-Tuva forearc zone: geological position, geochemistry, geodynamics] // *Sostoyanie i osvoenie prirodnikh resursov Tuvy i sopredel'nykh regionov Tsentral'noy Azii. Ekologo-ekonomicheskie problemy prirodnopol'zovaniya*: Vyp. 14. Kyzyl: TuvIKOPR SO RAN, 2016. pp. 74–94. In Russian
- Mongush A.A. *Ophiolity Zapadnogo Sayana i Zapadnoy Tuvy – avtokhtonnye komplekсы Sayano-Tuvinskoy predugovoy zony V-C1 ostrovnogo dugi Paleoziatetskogo okeana* [The ophiolites of the Western Sayan and Western Tuva – autochthonous complexes of the Sayan-Tuva forearc zone V-C₁ island arc of the Paleasian ocean] // *Geodinamicheskaya evolyutsiya litosfery Tsentral'no-Aziatskogo podvzhnogo poyasa (ot okeana k kontinentu): Materialy soveshchaniya*. Vyp. 15. Irkutsk: Institut zemnoy kory SO RAN, 2017. pp. 194–196. In Russian
- Mongush A.A., Kuzhuget R.V. *Vozrast, sostav i tektonicheskoe polozhenie Duushkunnugskogo gabbrovogo massiva (Zapadnaya Tuva)* [Age, composition and tectonic setting Duushkunnug gabbro massif (Western Tuva)] // *Geodinamicheskaya evolyutsiya litosfery Tsentral'no-Aziatskogo podvzhnogo poyasa (ot okeana k kontinentu): Materialy soveshchaniya*. Vyp. 10. Irkutsk: Institut zemnoy kory SO RAN, 2012. V. 2. pp. 25–26. In Russian
- Mongush A.A., Lebedev V.I., Travin A.V., Yarmolyuk V.V. Ophiolites of Western Tyva as Fragments of a Late Vendian Island Arc of the Paleasian Ocean // *Doklady Earth Sciences*. 2011. V. 438. Part 2. pp. 866–872.
- Mongush A.A., Lebedev V.I., Kovach V.P., Sal'nikova E.B., Druzhkova E.K., Yakovleva S.Z., Plotkina Yu.V., Zagornaya N.Yu., Travin A.V. and Serov P.A. The tectonomagmatic evolution of structure-lithologic complexes in the Tannu-Ola zone, Tuva, in the Late Vendian–Early Cambrian (from geochemical, Nd isotope, and geochronological data) // *Russian Geology and Geophysics*. 2011. V. 52. № 5. pp. 503–516.
- Stratigraficheskiy kodeks Rossii. Izdanie tret'e* [Stratigraphic codex of Russia. Third edition]. St-Petersburg: VSEGEI, 2006. 96 p. In Russian

Travin A.V., Yudin D.S., Vladimirov A.G., Khromykh S.V., Volkova N.I., Mekhonoshin A.S. and Kolotilina T.B. Thermochronology of the Chernorud granulite zone, Ol'khon Region, Western Baikal area // *Geochemistry International*. 2009. V. 47. № 11. pp. 1107–1124.

Condie K.C. High field strength element rations in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*. 2005. V. 79. pp. 491–504.

Dilek Y. and Furnes H. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // *Geological Society of America Bulletin*, 2011. V. 123. № 3/4. pp. 387–411.

Pearce J.A., Lippard S.J. and Roberts S. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. Geological Society, London, Special Publications, 1984. 16 (1). pp. 77–94.

Preliminary publications book 1 from project on mineral resources, metallogenesis, and tectonics of Northeast Asia / Editors Warren J. Nokleberg, Vera V. Naumova, Mikhail I. Kuzmin, and Tatiana V. Bounaeva. Open-File Report 99-165. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. 1999. (CD).

Reagan M.K., Ishizuka O., Stern R.J., Kelley K.A., Ohara Y., Blichert-Toft J., Bloomer S.H., Cash J., Fryer P., Hanan B.B., Hickey-Vargas R., Ishii T., Kimura J.-I., Peate D.W., Rowe M.C. and Woods M. Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana system // *Geochemistry Geophysics Geosystems*. 2010. V. 11. № 3. doi:10.1029/2009GC002871

Stern R.J., Reagan M., Ishizuka O., Ohara Y., Whattam S. To understand subduction initiation, study forearc crust: To understand forearc crust, study ophiolites // *Lithosphere*. 2012. 4 (6). pp. 469–483. doi: 10.1130/L183.1

Whattam S.A., Stern R.J. The 'subduction initiation rule': a key for linking ophiolites, intra-oceanic forearcs, and subduction initiation // *Contrib Mineral Petrol*. 2011. V. 162. pp. 1031–1045.

Author's:

Mongush Anfrey A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Laboratory of Geodynamics, magmatism and ore formation, Tuviniyan Institute for Exploration of Natural Resources SB RAS, Kyzyl, Russia.

E-mail: amongush@inbox.ru

Kuzhuget Renat V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Laboratory of Geodynamics, magmatism and ore formation, Tuviniyan Institute for Exploration of Natural Resources SB RAS, Kyzyl, Russia.

E-mail: rkuzhuget@mail.ru

НОВЫЕ ДАННЫЕ К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ КААХЕМСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО АРЕАЛА (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

А.М. Сугоракова, А.К. Хертек

Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия

Приведены все известные к настоящему времени геохронологические и Sm–Nd изотопные данные для Каахемского магматического ареала. Островодужный этап гранитоидного магматизма предварялся и сопровождался базальт-андезит-риолитовым вулканизмом. Аккреционно-коллизийный гранитоидный магматизм начинается внедрением габброидных массивов повышенной щелочности с внутриплитными характеристиками, отражающими существование Алтае-Саянской горячей точки мантии (мантийного плюма). В интервале времени с 512 до 474 млн лет нам известны 3 уровня проявления габброидного и 6 – гранитоидного магматизма, что говорит о практически непрерывном процессе гранитообразования. Преобладающая часть этих гранитоидов расположена на западе ареала. После перерыва в 20 млн лет, в интервале 455–445 млн лет, наступает следующий, основной этап гранитообразования – постколлизийный, также предваряемый формированием габброидов с внутриплитными метками. Гранитоиды этого этапа – гнейсовидные меланогранитоиды и двуполевошпатовые гранитоиды, занимают пространства в сотни километров и составляют основную часть Каахемского ареала. Различия в их химическом составе при синхронности формирования отражают особенности состава субстрата, из которых выплавлялись гранитоидные магмы. Для этого этапа также характерно проявление синхронного вулканизма с игнимбритовым типом извержений. Добавлены новые авторские геохронологические (U–Pb, млн лет) и изотопные ($\epsilon\text{Nd}(T)$) данные: Тужема (габбро) – 500 ± 10 , +6,2; Бахаревский порог (гнейсо-мигматиты) – 504 ± 4 ; Ужеп-Чадал (кварцевые диориты) – 456 ± 5 ; Сарыг-Чазы (двуполевошпатовые граниты) – 453 ± 3 , +3,0.

Ключевые слова: Восточная Тува, Каахемский магматический ареал, гранитообразование, габброиды.

Введение

Каахемский магматический ареал площадью более 30 000 км² представляет собой совокупность разнообразных магматических образований, сформированных за длительный период с венда по пермь (563–293 млн лет). Более 80% площади ареала занимают гранитоидные ассоциации в интервале 500–450 млн лет, которые составляют собственно Каахемский батолит, сформированный на аккреционно-коллизийном и постколлизийном этапах корообразования в Центральной Азии.

В последнее время появляется все больше данных, свидетельствующих, что масштабное гранитообразование обусловлено предварительным или сопутствующим базитовым магматизмом, вызванным внутриплитной активностью. На примере батолитов раннепалеозойских Алтае-Саянской складчатой области (АССО) [Руднев и др., 2006; 2013; 2015] показано, что эти грандиозные по своим масштабам геологические образования имеют сложное строение и сформированы сопряженными во времени и пространстве гранитоидными и габброидными ассоциациями.

Крупнейшим среди раннепалеозойских батолитов АССО является Каахемский батолит, охватывающий весь бассейн р. Каа-Хем (М. Енисей) до восточной границы с Монголией. Ввиду труднодоступности

центральных и восточных частей батолита предыдущими исследователями были изучены только западные участки – чуть более 30% площади. Автору удалось поработать восточнее 96° долготы и получить новые результаты.

В табл. 1 отражены все известные к настоящему времени геохронологические и Sm–Nd изотопные данные для Каахемского магматического ареала. Островодужный этап гранитоидного магматизма предварялся и сопровождался базальт-андезит-риолитовым вулканизмом. Аккреционно-коллизийный гранитоидный магматизм начинается внедрением габброидных массивов повышенной щелочности с внутриплитными характеристиками, отражающими существование Алтае-Саянской горячей точки мантии (мантийного плюма). В интервале с 512 до 474 млн лет нам известны 3 уровня проявления габброидного и 6 – гранитоидного магматизма, что говорит о практически непрерывном процессе гранитообразования. Преобладающая часть этих гранитоидов расположена на западе ареала.

После перерыва в 20 млн лет, в интервале 455–445 млн лет, наступает следующий, основной этап гранитообразования – постколлизийный, также предваряемый формированием габброидов с внутриплитными метками [Монгуш, Сугоракова, 2013]. Гранитоиды этого этапа – гнейсовидные меланогранитоиды позднепалеозойские [Руднев и др., 2006] и

двуполевошпатовые гранитоиды сархойские [Руднев и др., 2006], занимают пространства в сотни километров и составляют основную часть Каахемского ареала. Различия в их химическом составе при синхронности формирования отражают особенности состава

субстрата, из которых выплавлялись гранитоидные магмы. Для этого этапа также характерно проявление синхронного вулканизма с игнимбритовым типом извержений [Сугорокова, Монгуш, 2008, 2012; Сугорокова, 2014, 2016].

Таблица 1

Результаты геохронологических и изотопных исследований пород Каахемского магматического ареала

Table 1

Results of the geochronological and isotopic studies of rocks of Kaakhem magmatic area

Массив, географическая привязка	Комплекс (ассоциация)	Возраст, млн лет	Метод	$\epsilon\text{Nd}(T)$	Источник информации
<i>Островодужный магматизм</i>					
Коптинский	Диорит-тоналит-плагиограниты	563±4 556±3	U-Pb U-Pb	+6,5	Руднев и др., 2006 Гусев, Суфиев, 2017
Буренский	Тоналит-плагиограниты	536±4	Ar-Ar	+6,4	Руднев и др., 2006
<i>Аккреционно-коллизийный магматизм + Алтае-Саянская горячая точка мантии</i>					
Зубовский	Монцогаббро-монцонит-граносиениты	512±2 520±3	Ar-Ar U-Pb	+2,6 +3,1	Руднев и др., 2006 Гусев, Суфиев, 2017
Тужема	Габбро-нориты биотитовые	500±10	U-Pb	+6,2	Сугорокова, 2015
Бахаревский порог	Гнейсо-мigmatиты меланократовые	504±4	U-Pb		Сугорокова, 2015
Теректыг-Чедерский	Тоналит-плагиограниты	499±5 510-492±6	U-Pb U-Pb	+6,2 +5,7...+6,4	Руднев и др., 2015 Гусев, Суфиев, 2017
Кара-Осский	Диорит-тоналиты	490±3	U-Pb	+4,1	Руднев и др., 2015
Тапсинский	Диорит-тоналит-плагиограниты	486±4	U-Pb	+5,3	Руднев и др., 2015
Мажалыкский, оз. Чагытай	Перидотит-пироксенит-габбронориты	484±2 478±2	U-Pb Ar-Ar	+4,8...+5,7	Сальникова и др., 2003; Бородин и др., 2004
Раннетаннуольский, р. Бай-Сют	Диорит-тоналит-плагиограниты	479±2	U-Pb	+4,1	Руднев и др., 2015
Чарашский, р. Бай-Сют	Тоналит-плагиограниты	474±4	U-Pb	+3,9	Руднев и др., 2006
<i>Постколлизийный магматизм + Алтае-Саянская горячая точка мантии</i>					
Шуйский	Габбро-габбронориты	449±4,2	U-Pb	+2,7	Монгуш, Сугорокова, 2013
Позднетаннуольский, Ужеп-Чадал	Кварцевые диориты-тоналиты	456±5	U-Pb		Сугорокова, 2015
Позднетаннуольский, с. Эржей	Диорит-тоналит-плагиограниты	451±5,7	U-Pb	+3,4	Козаков и др., 1998
Бренский, с. Сизим	Гранодиориты-граниты двуполевошпатовые	450±5	U-Pb	+1,7...+0,4 +4,8	Руднев и др., 2006 Сугорокова, 2014
Байбалыкский		455±5	U-Pb		Козаков и др., 2003
Сарыгчазинский		453±3	U-Pb	+3,0	Сугорокова, 2015
Белбейская мульда	Игнимбриты	446±6	U-Pb	+2,8...+4,1	Сугорокова, 2014, 2016
<i>Внутриплитный магматизм</i>					
Чадалский	Оливиновые габбро, габбронориты биотитовые	Минглинг со щелочными гранитоидами		+4,2	Сугорокова, 2008; Сугорокова и др., 2011
Шивейский	Щелочные граниты-кварцевые сиениты	297,1±3,8 293,3±3,8	U-Pb	+3,4	Сугорокова и др., 2011

Примечание. Полу жирным выделены массивы габброидов.

Note. Bold marked are massifs of gabbroids.

В последнее время получены новые результаты петрогеохимических, геохронологических и изотопных исследований пород центральной и восточной части Каахемского магматического ареала. Выявлены несколько типов габброидов и гранитоидов с очень сложными геологическими взаимоотношениями. Установлено, что в аккреционно-коллизийной и постколлизийной стадиях формирования ареала каждый этап гранитоидного магматизма предварялся базитовыми расплавами с образованием бимодальных ассоциаций – габбронориты биотитовые и гнейсомигматиты, габбронориты и кварцевые диориты [Монгуш, Сугоракова, 2013], габбронориты и щелочные гранитоиды [Сугоракова, 2008, Сугоракова и др., 2011]. Бимодальные ассоциации сопровождаются специфическими явлениями, позволяющими их опознать: проявлениями минглинга и миксинга, комбинированными дайками, однородными базитовыми включениями в гранитоидах. Описанные явления установлены на породах аккреционно-коллизийных ассоциаций возрастов 510–475 млн лет, постколлизийных ассоциаций 450 и внутриплитного магматизма 300 млн лет. Таким образом, формирование масштабного гранитообразования в коллизийных зонах происходило с участием базитовых расплавов мантийного происхождения при внутриплитных магматических процессах.

Методика исследований

Исследования проводились в центральном и восточных районах Каахемского магматического ареала по береговым почти вертикальным обнажениям на моторных лодках и катере на воздушной подушке. Изучались гранитоиды, габброиды и дайковые комплексы, а также породы предполагаемого субстрата гранитоидов на протяжении 150 км вдоль реки М. Енисей.

U–Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. Построение графиков с конкордией проводилось на основе данных (табл. 2–4) с использованием программы ISOPLOT/EX [Williams et al, 1998; Ludwig, 1999].

Определение изотопного состава и Nd, а также содержаний Sm и Nd в изученных образцах проводилось в ИГЕМ РАН с применением стандартных [Журавлев и др., 1983, 1987] методик изотопного разбавления (трассеры $^{149}\text{Sm}+^{150}\text{Nd}$ и $^{85}\text{Rb}+^{84}\text{Sr}$). Измерения проведены на масс-спектрометре Sector-54. Точность определения изотопных отношений менее 0,2% для $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, 0,002% – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Средневзвешенное значение: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ La Jolla $0,511840\pm 8$ (2σ, n = 14).

Определение мультиэлементного состава пород методом ICP MS проводилось в Томском государ-

ственном университете, а петрохимические исследования методом РФА – в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (Иркутск).

Полученные результаты

Участок Тужема. Тужеминский габброидный массив расположен в 85 км восточнее вверх по р. М. Енисей и занимает площадь около 50 кв. км. Массив представлен мелко-, средне- и крупнозернистыми габбро, габбро-диоритами и диоритами с выплавками аплитов, пегматитов. Пегматиты и аплиты мощностью от первых сантиметров до 2–3 м выполняют первичные контракционные трещины и полости. Взаимоотношения меланократовых и более лейкокатовых разностей представляют собой беспорядочное линзование габбро и диоритов без постепенных переходов, без видимых контактовых изменений. Размеры линз от нескольких сантиметров до многих метров и даже километров. В общей массе породы довольно лейкокатовые, большая часть образцов, отобранных как диориты, по результатам химических анализов попали в поле габбро с содержанием SiO_2 не выше 47%. Часто для габброидов характерна гнейсовидность, пятнистость по сгущению темноцветных минералов.

По минеральному составу выделяются: биотитовые габбро, биотитовые габбронориты, нориты, биотит-амфиболовые габброиды и диориты. Габбро и нориты также содержат роговую обманку, иногда замещающую пироксен. Присутствует апатит в большом количестве, встречаются сфен, циркон, магнетит.

Химический состав габброидов достаточно выдержан: SiO_2 – 46–49%, TiO_2 – 1,6–2,3, Al_2O_3 – 14,6–16,8, $\text{FeO}_{\text{общ.}}$ – 11,3–16,7, MgO – 3,7–7, CaO – 7,9–9,6, Na_2O – 2,3–3,7, K_2O – 0,5–0,95, P_2O_5 – 0,4–1,2%. Диориты имеют присущие им составы нормальных диоритов.

Содержания мультиэлементных компонентов, нормированные к примитивной мантии, имеют сложные спектры – отчетливые максимумы Ba, Pb и минимумы Rb, Nb–Ta, Zr–Hf, Ti. Сумма РЗЭ габброидов Тужеминского массива составляет 107–206 г/т. Спектр их распределения характеризуется достаточно высокой дифференцированностью – соотношение $(\text{La}/\text{Yb})_n$ колеблется в пределах 4–10, среднее – 6. Спектры габброидов полностью перекрывают спектр ОИВ.

Исследованиями в ГИ КНЦ РАН (Т.Б. Баянова) установлено, что среди цирконов из пробы биотитовых габброноритов выделяются 3 морфотипа кристаллов с возрастными 1430 ± 5 , 1215 ± 1 и 500 ± 5 млн лет. По результатам Sm–Nd изотопных исследований установлено, что $\epsilon\text{Nd}(T) = +6,2$.

Участок Большой Май–Балыктыг–Хем–Тужема. Двуполевошпатовые граниты биотит-роговообман-

ковые между притоками р. М. Енисей Большой Май и Балыктыг-Хем (более 55 км, Балыктыгхемский массив) и Тужема–Сарыг-Чазы (более 20 км) представлены матрацевидными обнажениями. Граниты средне-крупнозернистые, светлые, биотит-рогово-обманковые гнейсоватые и массивные. Химический состав соответствует нормальному граниту – SiO_2 – 67–72%, сумма щелочей – 7–8% с некоторым преобладанием Na_2O . Характеристики содержаний РЗЭ в гранитах схожи с содержаниями РЗЭ в габброидах Тужеминского массива, отличие лишь в присутствии слабого Eu-минимума. Особенностью этих гранитов является присутствие многочисленных базитовых включений округлой формы в массивных породах и линзовидной формы в гнейсоватых разностях. Размеры включений от нескольких до 20–30 см. Распределение этих включений неравномерно: могут образовывать сгущения, где на 1 м² приходится до 6–8 штук, или на километры быть равномерно рассеяны через 1–2–5 м. Иногда на протяжении нескольких километров они не попадают. Такого рода мафические включения представляют собой одно из наиболее ярких свидетельств сосуществования и взаимодействия мантийных базитовых и коровых салических расплавов – минглинговых и миксинговых процессов [Скляров, Федоровский, 2006].

По цирконам из пробы гнейсовидных биотитовых гранитов МЕ479-1 (между притоками Тужема и Сарыг-Чазы) получен U–Pb конкордантный возраст

453±3 млн лет (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ) (табл. 2, рис. 1). Для этой же пробы получены следующие изотопные данные: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – 0,09292 млн лет, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – 0,512484, $\epsilon\text{Nd}(T)$ – +3, TDM – 843 млн лет.

Надо отметить, что все полученные данные по Sm–Nd изотопным исследованиям пород Каахемского магматического ареала дают исключительно положительные $\epsilon\text{Nd}(T)$.

Участок Ужеп–Большой Май. Меланогранитоиды, преимущественно тоналиты и кварцевые диориты, распространены западнее притока р. М. Енисей Большой Май. Опробованы гнейсовидные кварцевые диориты среднезернистые биотит-амфиболовые, типичные породы для таннуольского комплекса в междуречье Ужеп–Чадал. Их возраст определен нами U–Pb методом по циркону (SHRIMP II, ВСЕГЕИ). Полученный возраст 456±5 млн лет (табл. 3, рис. 2) соответствует постколлизийному этапу магматизма Каахемского ареала.

Метаморфические блоки. В центральной и восточной частях Каахемского магматического ареала присутствуют останцы докембрийских блоков – Ыдыкский блок (10 × 15 км), Агойская глыба (40 × 50 км), сложенные гнейсами и кристаллическими сланцами с мигматитами и гнейсогранитами с незначительным присутствием амфиболитов, мраморов, кварцитов. Они внешне сопоставимы с метаморфическими комплексами Западного Сангилену Тувино-Монгольского микроконтинента.

Таблица 2

Результаты U–Pb исследований зерен цирконов из двуполевошпатовых гранитов Каахемского батолита (междуречье Тужема–Сарыг-Чазы)

Table 2

The results of U–Pb studies of zircon grains from two-feldspar granites Kaakhem batholith (interfluve Tuzhema–Saryg-Chazy)

Образец, точки	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	(1) $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ Возраст	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ Возраст	% Discor- dant	(1) $\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$	±%	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	±%	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	±%	(1) $\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±%	Ко- эф. кор- рел.
МЕ479-1_8,1	0,62	68	39	0,60	3,85	408,4±6,2	473±160	16	15,29	1,6	0,0565	7,4	0,51	7,6	0,0654	1,6	0,209
МЕ479-1_1,1	0,71	252	264	1,09	15,9	452,7±5	337±130	–26	13,74	1,1	0,0532	5,6	0,534	5,8	0,07276	1,1	0,197
МЕ479-1_2,1	0,76	196	251	1,32	12,4	455,5±5,7	544±150	19	13,65	1,3	0,0584	6,6	0,589	6,8	0,07322	1,3	0,193
МЕ479-1_3,1	0,99	577	402	0,72	36,4	452,2±4,3	526±82	16	13,76	0,99	0,0579	3,7	0,58	3,9	0,07266	0,99	0,258
МЕ479-1_4,1	1,63	1188	842	0,73	75,3	451,6±4	503±60	11	13,77	0,93	0,0573	2,7	0,573	2,9	0,07257	0,93	0,321
МЕ479-1_5,1	0,48	559	270	0,50	35,1	452,9±4,2	405±57	–11	13,74	0,97	0,0548	2,5	0,55	2,7	0,07278	0,97	0,355
МЕ479-1_6,1	0,28	539	262	0,50	33,6	450,9±4,3	362±68	–20	13,8	0,98	0,0538	3	0,537	3,2	0,07245	0,98	0,310
МЕ479-1_7,1	0,34	66	75	1,17	4,17	452,5±6,5	337±140	–26	13,75	1,5	0,0532	6	0,533	6,2	0,0727	1,5	0,240
МЕ479-1_9,1	0,32	464	230	0,51	29,1	453,4±4,3	420±56	–7	13,72	0,98	0,0552	2,5	0,554	2,7	0,07287	0,98	0,364
МЕ479-1_10,1	0,23	289	209	0,75	18,1	451,4±4,6	443±77	–2	13,79	1	0,0558	3,5	0,558	3,6	0,07253	1	0,288
МЕ479-1_11,1	0,04	664	468	0,73	41	447±4,1	433±37	–3	13,93	0,95	0,05551	1,7	0,549	1,9	0,0718	0,95	0,494
МЕ479-1_12,1	0,10	1060	864	0,84	67,2	458,2±4,1	468±38	2	13,57	0,92	0,05639	1,7	0,573	1,9	0,07367	0,92	0,476
МЕ479-1_13,1	13,35	167	81	0,51	12,2	452,3±8,6	1058±340	134	13,54	2	0,075	17	0,75	17	0,0727	2	0,114

Примечание. Pb_c и Pb^* обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Поправка на присутствие обыкновенного свинца введена по измеренному ^{204}Pb .

Note. Pb_c and Pb^* accordingly, ordinary and radiogenic lead. The correction for the presence of ordinary lead was introduced from the measured ^{204}Pb .

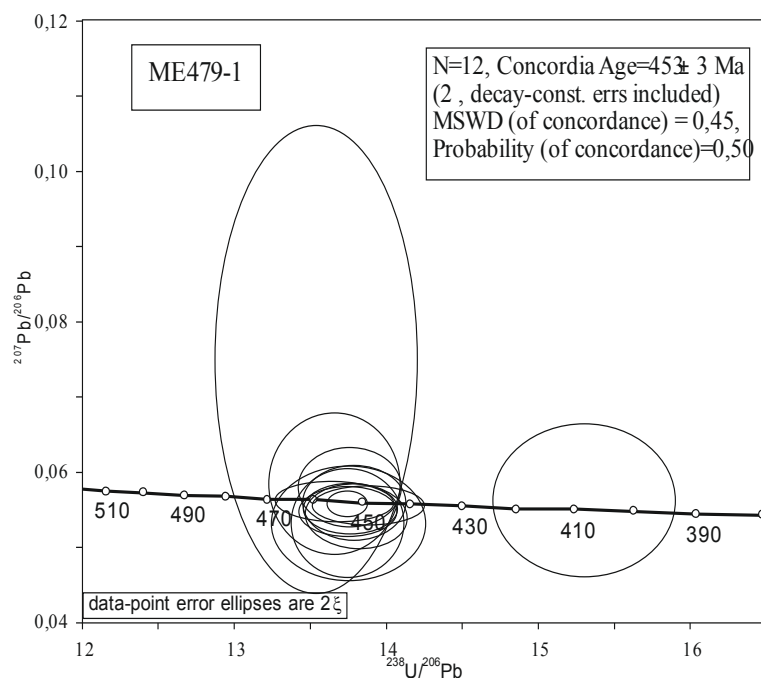


Рис. 1. U–Pb изотопная диаграмма с конкордией для цирконов из двуполевошпатовых гранитов (р. М. Енисей между притоками Тужема и Сарыг-Чазы)

Fig. 1. U–Pb isotope diagram with a concordium for zircons from two-feldspar granites (the river M. Yenisei between affluents Tuzhema and Saryg-Chazy)

Таблица 3

Результаты U–Pb исследований зерен цирконов из кварцевых диоритов Каахемского батолита (междуречье Ужеп–Чадал)

Table 3

The results of U–Pb studies of zircon grains from quartz diorites of the Kaakhem Batholith (interfluvium of Uzhep–Chadal)

Образец, точки	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	(2) $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ Возраст	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ Возраст	% Dis- cor- dant	Total $\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	±%	Total $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	±%
490_1,1	1,77	315	178	0,58	20	451,4± 6,1	830±160	81	13,54	1,2	0,0703	7,1
490_2,1	5,65	128	112	0,90	8,71	464±12	1574±310	223	12,64	1,5	0,102	15
490_3,1	3,69	122	109	0,92	8,14	463,5± 6,5	1195±71	150	12,92	1,4	0,0862	2,4
490_4,1	5,38	123	93	0,79	8,26	461±11	1356±360	183	12,76	1,4	0,1	16
490_5,1	2,66	329	152	0,48	21,2	453,4± 7,1	1121±210	141	13,36	1,2	0,0776	11
490_6,1	2,99	239	110	0,47	15,4	451,9± 7	1036±190	124	13,36	1,3	0,0802	8,4
490_7,1	5,63	117	95	0,84	7,78	455±11	1549±320	224	12,9	1,4	0,102	16
490_8,1	7,56	91	55	0,62	6,18	453±13	1715±320	256	12,69	1,6	0,117	15
490_9,1	8,76	84	46	0,57	5,63	441±14	1988±300	315	12,87	1,7	0,127	16
490_10,1	4,92	150	130	0,89	9,85	451,4± 9,3	–60±1000	–113	13,11	1,4	0,096	13
490_9,1RE	8,89	89	44	0,51	6,29	464±14	–420±2700	–192	12,2	1,5	0,128	15

Примечание. Pb_c и Pb^* обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Поправка на присутствие обыкновенного свинца введена по измеренному ^{204}Pb (1) и предполагаемому конкордантному возрасту $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (2).

Note. Pb_c and Pb^* accordingly, ordinary and radiogenic lead. The correction for the presence of ordinary lead was introduced from the measured ^{204}Pb (1) and anticipated concordant age $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (2).

В районе Ыдыкского блока нами изучались явления ультраметаморфического преобразования вещества (гранитизация) в следующей последовательности: субстрат (гнейсы, сланцы) – мигматиты – теневые мигматиты – гнейсо-гранитоиды – автохтонные

и аллохтонные гранитоиды. Кроме того, ареал формирования на юго-восточном продолжении Каахемской рифтогенной зоны, которая в венде-раннем кембрии развивалась в обстановке растяжения между континентальным склоном Тувино-Монгольского

микроконтинента и уже существующей и развивающейся в это время Таннуольско-Хамсаринской островодужной системой [Сугоракова, Бутанаев, 2014]. Поскольку коллизия каледонских структур и микроконтинента происходила позже, необходимо также

оценить вклад каледонид в состав и строение магматических комплексов ареала и собственно батолита в том числе. Это также позволит объяснить, почему разновозрастные гранитоиды Каахемского батолита отличаются по химическому и минеральному составу.

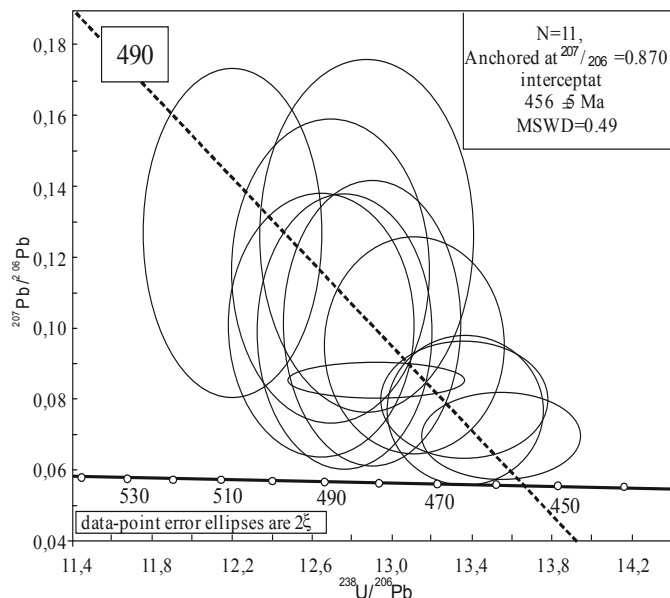


Рис. 2. U–Pb изотопная диаграмма с конкордией для цирконов из кварцевых диоритов (р. М. Енисей между притоками Ужеп и Чадал)

Fig. 2. U–Pb isotope diagram with a concordium for zircons from quartz diorites (the river M. Yenisei between affluents Uzhep and Chadal)

Таблица 4

Результаты U–Pb исследований зерен цирконов из гнейсомигматитов Каахемского батолита (район порога Бахаревский)

Table 4

The results of U–Pb studies of zircon grains from gneissomigmatites of the Kaakhem Batholith (near Bakharevsky rapid)

Образец, точки	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	(2) $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ Age	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ Age	% Dis- cor- dant	(1) $\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$	±%	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}^*}$	±%	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	±%	(1) $\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±%	err corr
491_13,1	1,00	642	132	0,21	81	875±9,7	914±26	4	6,867	1,1	0,06952	1,3	1,395	1,7	0,1456	1,1	0,668
491_1,1	5,89	304	27	0,09	23	512,6±6,5	543±260	6	12,07	1,5	0,0584	12	0,667	12	0,0828	1,5	0,129
491_2,1	1,01	771	367	0,49	55,1	509,4±6	465±150	-9	12,18	1,2	0,0563	7	0,637	7,1	0,0821	1,2	0,174
491_3,1	7,79	103	42	0,42	7,62	494,2±7,8	-230±1000	-147	12,78	2,6	0,042	40	0,45	40	0,0782	2,6	0,064
491_4,1	9,69	305	7	0,02	23,7	504,8±6,6	-750±1900	-253	12,62	3,1	0,034	68	0,38	68	0,0792	3,1	0,045
491_5,1	2,00	360	52	0,15	26	510±6,7	750±140	46	12,05	1,3	0,0642	6,4	0,735	6,6	0,083	1,3	0,191
491_6,1	2,22	390	5	0,01	28,2	510,1±6,7	599±160	17	12,11	1,3	0,0599	7,3	0,682	7,4	0,0826	1,3	0,172
491_7,1	2,95	265	5	0,02	19,1	504±8,3	705±310	39	12,21	1,3	0,0629	15	0,71	15	0,0819	1,3	0,089
491_8,1	4,10	176	188	1,11	12,9	507±12	619±410	21	12,17	1,9	0,06	19	0,68	19	0,0822	1,9	0,102
491_9,1	####	221	9	0,04	17,1	495±10	770±480	54	12,41	1,6	0,065	23	0,72	23	0,0806	1,6	0,069
491_10,1	1,70	1217	55	0,05	88,7	516,7±5,8	327±150	-36	12,05	1,2	0,0529	6,7	0,606	6,8	0,08298	1,2	0,175
491_11,1	1,35	706	395	0,58	49,4	497,9± 6,1	356±220	-28	12,51	1,3	0,0537	9,8	0,591	9,9	0,08	1,3	0,128
491_12,1	0,99	712	6	0,01	49,7	499,3±6	301±300	-39	12,49	1,4	0,0523	13	0,578	13	0,0801	1,4	0,103
491_14,1	0,73	1770	116	0,07	124	501,7±5,5	458±87	-9	12,37	1,1	0,0561	3,9	0,626	4,1	0,08082	1,1	0,278
491_15,1	3,54	258	9	0,04	18,4	496,7±8,5	250±450	-49	12,58	1,4	0,0512	19	0,56	19	0,0795	1,4	0,073
491_16,1	4,24	254	9	0,04	18,2	494,6±8,7	-505±820	-205	12,84	1,6	0,038	31	0,41	31	0,0779	1,6	0,052

Примечание. Pb_c и Pb^* обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Поправка на присутствие обыкновенного свинца введена по измеренному ^{204}Pb (1) и предполагаемому конкордантному возрасту $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (2).

Note. Pb_c and Pb^* accordingly, ordinary and radiogenic lead. The correction for the presence of ordinary lead was introduced from the measured ^{204}Pb (1) and anticipated concordant age $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (2).

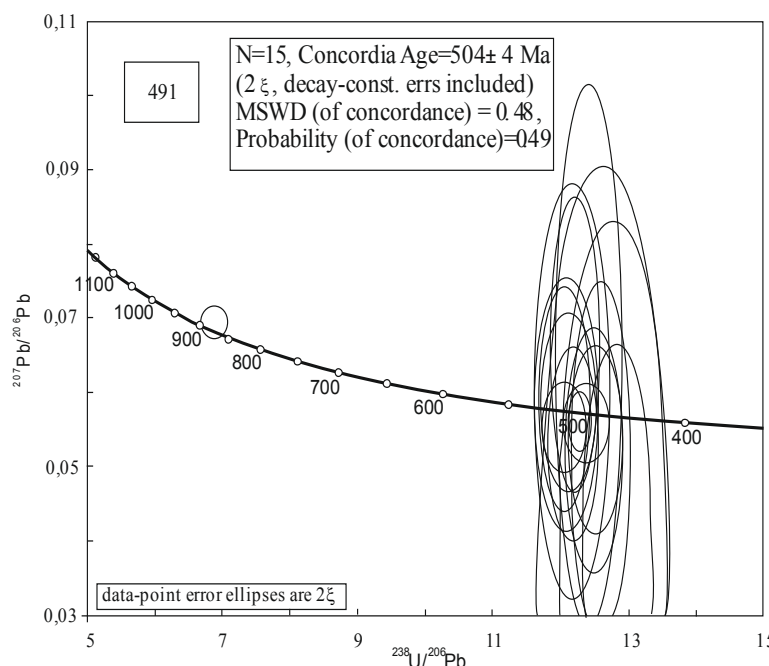


Рис. 3. U–Pb изотопная диаграмма с конкордией для цирконов из гнейсомигматитов (р. М. Енисей, район порога Бахаревский)

Fig. 3. U–Pb isotope diagram with a concordium for zircons from gneissomigmatites (river M. Yenisei, near Bakharevsky rapid)

В 2015 г. проведено опробование пород предполагаемого субстрата Каахемского ареала – Агойской глыбы, Ыдыкского блока и вулкангенно-терригенного разреза Каахемской офиолитовой зоны. В настоящее время проводятся изотопно-геохимические исследования этих проб. По цирконам из меланократовых гнейсомигматитов Агойской глыбы получен U–Pb конкордантный возраст 504 ± 4 млн лет (метод, SHRIMP-II, ВСЕГЕИ) (см. табл. 4, рис. 3).

Участок Балыктыг-Хем–Янзели. Расположен между Агойской глыбой метаморфических пород и Балыктыгхемским гранитным массивом. Участок сложен переплетением пачек метаморфических пород, даек базитов и аплитов и комбинированных даек. Комбинированные дайки присутствуют как среди метаморфических толщ, так и в гранитах. На территории Агойской глыбы рои комбинированных даек протягиваются на километры. Иногда такие рои комбинированных даек напоминают апикальные части гранитного массива, проникающего в более ранний базитовый массив наподобие сети. Такую вероятность также нельзя отбрасывать.

Также обнаружены рои комбинированных даек базит-аплитового состава ниже устья р. Балыктыг-Хем. На островах р. М. Енисей среди двуполевошпатовых гранитов наблюдается магматическое тело, состоящее из 6 вертикальных базитовых даек, перемежающихся с мелкозернистыми гранитами. Это тело на севере обрывается в реку, а на юге контакти-

рует со среднезернистыми двуполевошпатовыми гранитами. Мощность базитовых участков до 1 м, кислых участков – от первых сантиметров до 0,5 м. Контакты крайне извилистые, фестончатые. Это тело также можно толковать как тело, сложенное контрастной магматической смесью – будинированные тела базитов в гранитной матрице. Доля гранитов не превышает 30% от общего объема.

Обсуждение результатов и заключение

Геодинамическая природа. Как видно из табл. 1, в составе Каахемского магматического ареала в интервале от позднего венда – раннего кембрия до ранней перми принимают участие гетерогенные по вещественному составу и геодинамической природе магматические образования. Наиболее ранние ассоциации (563–535 млн лет) островодужного толеитового ряда имеют признаки, характерные для надсубдукционных источников, которые типичны для плагиогранитоидов поздневендских офиолитов и венд-раннекембрийских аккреционно-островодужных сооружений Центральной Азии, формирующихся за счет метабазитовых субстратов, близких к N-MORB-типу [Руднев и др., 2006, 2015].

На рубеже кембрия и ордовика произошла кардинальная перестройка магматических систем, которая сначала выразилась в появлении гранитоидов монзонитоидного ряда (зубовский комплекс, массив

Тужема с плюмовыми метками). Это привело к первому эпизоду масштабного магмообразования, сопровождавшегося выплавлением пикритоидных магм, приведших к формированию многочисленных расслоенных габброидных массивов (мажалыкский комплекс) и андезитоидных и К-андезитоидных магм, отражающих последовательное разрастание очага и вовлечение в плавление крупных объемов ювенильной раннекаледонской коры (484–473 млн лет). Хотя к этому времени коллизионный метаморфизм в Тувино-Монгольском массиве уже завершился, геодинамическая природа гранитоидов этого этапа дискуссионна, но в любом случае необходимо предполагать существование крупного мантийного источника, инициировавшего масштабное переплавление нижней коры.

Следующий (наиболее масштабный) эпизод гранитообразования охватил интервал от 455 до 445 млн лет после перерыва в 20 млн лет. Он также начался с пикритоидных расплавов (Шуйский массив), но главным образом выразился в повторном выплавлении крупных объемов андезитоидных и К-андезитоидных магм, «спаявших» более ранние реликты, останцы и массивы в Каахемском магматическом ареале и придавших ему облик единого мегабатолита на современном эрозионном срезе. Пульсационный характер магматизма, отразившийся в повторении ряда «пикритоиды – андезитоиды – К-андезитоиды», предполагает единый механизм батолитообразования. По мнению авторов, этот механизм обусловлен одновременным действием двух факторов: 1) длительным существованием мантийного очага, подпитывающего головой плюма (модель андерплейтинга), 2) неоднократным вскрытием кровли этого очага в результате возобновления активности трансформных сдвигов вдоль окраины Сибирского континента (Западно-Кордильерская геодинамическая обстановка).

Еще один внутриплитный этап гранитообразования связан с мантийным плюмом, существовавшим около 300 млн лет назад. Формировались массивы бимодальной ассоциации «габброиды и щелочные гранитоиды». В их числе изученные нами ранее массивы – Шивейский щелочногранитоидный и габброидный Чадалский [Сугоракова, 2008; Сугоракова и др., 2011] (см. табл. 1).

Эти ассоциации, хоть и расположены на территории Каахемского ареала, являются частью позднепалеозойской Восточно-Саянской щелочногранитоидной провинции.

Магмообразующие источники. По Nd изотопным характеристикам гранитоиды, участвующие в формировании Каахемского ареала, могут быть разделены на четыре группы, фиксирующие смену магмообразующих источников. К первой группе относятся толеитовые плагиогранитоиды островодужного этапа, характеризующиеся высокими отношениями $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0,21–0,23) и имеющие $\epsilon\text{Nd}(T) = +6,5 \dots +6,4$, близкие к деплетированной мантии [Руднев и др., 2006]. Основным источником для их формирования, вероятнее всего, служили породы океанического основания островной дуги, сложенные преимущественно базальтами N-MORB-типа. Ко второй группе относятся известково-щелочные плагиогранитоиды, характеризующиеся $\epsilon\text{Nd}(T) = +3,9 \dots +5,7$ и $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 0,9–0,92$ млрд лет. Такие модельные возрасты типичны для гранитоидов ранних каледонид Центральной Азии и отражают формирование гранитоидных магм за счет ювенильной континентальной коры позднерифейского возраста. К третьей группе относятся интрузивные образования зубовского, сархойского (двуполевошпатовые гранитоиды) и щелочные гранитоиды, характеризующиеся минимальными среди пород Каахемского батолита значениями $\epsilon\text{Nd}(T) = +0,4 \dots +4,8$ и предельными модельными возрастными протолитами $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 0,96–1,06$ млрд лет. Такие изотопные характеристики могут быть следствием участия в генерации гранитоидов наряду с породами позднерифейской коры, дорифейских коровых субстратов, аналогичных слагающим основание Тувино-Монгольского микроконтинента, на что указывает наличие древней компоненты в изученных цирконах пород данных комплексов. С другой стороны, учитывая повышенную щелочность пород (в первую очередь, зубовского комплекса и щелочных гранитоидов), эти изотопные характеристики объясняются следствием вклада в генерацию гранитоидных магм плюмового источника.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 13-05-00181, 16-05-00255).

ЛИТЕРАТУРА

- Бородин Е.В., Егорова В.В., Изох А.Э. Петрология ордовикских коллизионных перидотит-габбровых массивов (на примере мажалыкского интрузива, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 9. С. 1075–1091.
- Гусев Н.И., Суфиев А.А. Интрузивные образования западной части Каахемского ареала-плутона и медно-порфировое оруденение Тувы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы совещ. Иркутск : Ин-т земной коры СО РАН, 2017. Вып. 15. С. 76–78.
- Журавлев А.З., Журавлев Д.З., Костицын Ю.А., Чернышев И.В. Определение самарий-неодимового отношения для целей геохронологии // Геохимия. 1987. № 8. С. 1115–1129.
- Журавлев Д.З., Чернышев И.В., Агапова А.А., Сердюк Н.И. Прецизионный изотопный анализ неодима в горных породах // Известия АН СССР. Сер. геол. 1983. № 12. С. 23–40.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Котов А.Б., Лебедев В.И., Сугорокова А.М. Возраст постколлизийного магматизма ранних каледонид Центральной Азии (на примере Тувы) // Доклады Академии наук. 1998. Т. 360, № 4. С. 514–517.

Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Котов, А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm–Nd изотопные геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11, № 5. С. 491–511.

Монгуш А.А., Сугорокова А.М. Возраст и источники магм постколлизийных габброидов Каахемского магматического ареала, Восточная Тува: результаты первых $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и Sm–Nd исследований // Геохимия. 2013. № 11. С. 1042–1047.

Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Каахемский полихронный гранитоидный батолит (В. Тува): состав, возрасты, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. 2006. № 1. С. 30–42.

Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2013. 300 с.

Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю. Венд-раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 9. С. 1572–1600.

Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Ковач В.П. и др. Раннеордовикский возраст мажалькского комплекса Восточной Тувы: U–Pb метод по циркону // Материалы совещания «Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза» СПб. : Центр информ. культуры, 2003. С. 450–452.

Склярёв Е.В., Федоровский В.С. Тектонические и геодинамические аспекты механического смешения магм (магматического минглинга) // Геотектоника. 2005. № 2. С. 47–64.

Сугорокова А.М., Монгуш А.А. Позднеордовикская вулканоплутоническая ассоциация Восточной Тувы: геолого-петрографические и петрохимические особенности // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) : материалы совещ. Иркутск : Ин-т земной коры СО РАН, 2008. Вып. 6, т. 2. С. 117–118.

Сугорокова А.М., Монгуш А.А. Позднеордовикская гранитоидно-игнибритовая вулканоплутоническая ассоциация в Каахемском магматическом ареале (Восточная Тува) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) : материалы совещ. Иркутск : Ин-т земной коры СО РАН, 2012. Вып. 10, т. 2. С. 109–110.

Сугорокова А.М. К вопросу о возрасте гранитоидного брельского комплекса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) : материалы совещ. Иркутск : Ин-т земной коры СО РАН, 2007. Вып. 5, т. 2. С. 105–106.

Сугорокова А.М. Особенности контакта Чадалского габброидного и Шивейского щелочного гранит-кварцевосиенитового массивов (Восточная Тува) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) : материалы совещ. Иркутск : Ин-т земной коры СО РАН, 2008. Вып. 6, т. 2. С. 115–116.

Сугорокова А.М. О синхронности формирования гранитоид-игнибритовой ассоциации в Каахемском магматическом ареале (Восточная Тува) // Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора : материалы II междунар. геол. конф. (17–20 авг. 2014 г., Новосибирск, Россия). Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2014. С. 194–195.

Сугорокова А.М. Брельская синхронная вулканоплутоническая ассоциация (Каахемский магматический ареал, Восточная Тува) // Петрология магматических и метаморфических комплексов : VIII Всерос. петрограф. конф. с междунар. участием (28 ноября – 3 декабря 2016 г., ТГУ). Томск, 2016. С. 292–296.

Сугорокова А.М., Ярмолюк В.В., Лебедев В.И., Лыхин Д.А. Позднепалеозойский щелочногранитоидный магматизм Тувы и его связь с внутриплитными процессами в пределах Сибирского палеоконтинента // Доклады Академии наук. 2011. Т. 439, № 5. С. 641–647.

Сугорокова А.М., Бутанаев Ю.В. Каахемская рифтогенная зона (история заложения и развития) // Тувинские землетрясения 2011–2012 гг. : материалы науч. совещ. по Базовому проекту ТуВИКОПР СО РАН VII78.1.4 «Напряженное состояние сейсмоопасных зон Тувы: оценка сейсмической безопасности на основе сейсмологических исследований и данных сети сейсмических станций» (15–17.04.2014 г. Кызыл, Россия). Кызыл : ТуВИКОПР СО РАН, 2014. С. 83–85.

Сугорокова А.М. Новые геохронологические и изотопные данные к вопросу о возрасте ассоциаций Каахемского магматического ареала (Восточная Тува) // Региональная экономика: технологии, экономика, экология и инфраструктура : материалы междунар. науч.-практ. конф., посвящ. 20-летию ТуВИКОПР СО РАН (14–15.10.2015, г. Кызыл, Россия). Кызыл : ТуВИКОПР СО РАН, 2015. С. 166–168.

Ludwig K.R. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 1999. № 1a. 49 p.

Williams I.S. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes / eds by M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley // Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1–35.

Авторы:

Сугорокова Амина Мидхатовна, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия.

E-mail: samina51@inbox.ru

Хертек Айлан Кымзай-ооловна, инженер-исследователь, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия.

E-mail: ajlan@mail.ru

A.M. Sugorakova, A.K. Khertek

Tuvian Institute for Exploration of Natural Resources, SB RAS, Kyzyl, Russia

THE NEW DATA TO THE QUESTION OF THE AGE OF ASSOCIATIONS KAAKHEM MAGMATIC AREA (EASTERN TUVA)

The table reflects all currently known geochronological and Sm-Nd isotopic data for Kaakhem magmatic areal. Stage island arc granitoid magmatism preceded and accompanied by basalt-andesite-rhyolite volcanism. Accretion-collisional granitoid magmatism begins with the introduction of the gabbroid massifs of elevated alkalinity with intraplate characteristics, which reflect the existence of the Altai-Sayan hot spot of the mantle (mantle plumes). In the time interval from 512 to 474 Ma known 3 of the level of gabbroid and 6 granitoid magmatism that means virtually continuous process of granite formation. The majority of these granitoids are located in the West of the area.

After a hiatus of 20 Ma in the interval 455–445 Ma, comes the next main stage of granite post-collisional, also preceded by the formation of gabbroids with intraplate labels. Granitoids of this stage is gneissosity melanogranitoides and two-feldspar granitoids. They occupy a space of hundreds of kilometers and put the main part Kaakhem area. The differences in their chemical composition during the formation of synchrony reflect the characteristics of the composition of the substrate, of which smelted granitoid magma. This stage is also characterized by the simultaneous manifestation of volcanism with ignimbritic type eruptions.

Added more new geochronological (U-Pb, MA) and isotopic ($\epsilon\text{Nd(T)}$) data: Togema (gabbro) – 500 ± 10 , $+6.2$; Bakharevskii rapids (gneiss-migmatite) – 504 ± 4 Ma; Uzhep-Chadal (quartz diorite) – 456 ± 5 Ma; Saryg-Chazy (two-feldspar granites) – 453 ± 3 , $+3.0$ Ma.

Keywords: Eastern Tuva, Kaakhem magmatic area, granite formation, gabbroids.

REFERENCES

- Borodina E.V., Egorova V.V., Izokh A.E. Petrology of Ordovician Collision-related Layered peridotite-gabbro intrusions (exemplified by the Mazhalyk intrusion, Southeastern Tuva) // Russian Geology and Geophysics. 2004. T. 45. № 9. pp. 1025.
- Gusev N.I., Sufiev A. A. *Intruzivnye obrazovaniya zapadnoy chasti Kaakhemskogo areal-plutona i medno-porfirovoye orudenenie Tuvy* [The Intrusive formation of the Western part Kaakhem areal-pluton and porphyry copper-gold mineralization of Tuva] // Geodinamicheskaya evolyutsiya litosfery Tsentral'no-Aziatskogo podvizhnogo poyasa (ot okeana k kontinentu): Materialy soveshchaniya. 2017. pp. 76–78. In Russian
- Zhuravlev A.Z., Zhuravlev D.Z., Kostitsyn Y.A., Chernyshev I.V. Determination of samarium-neodymium relationship for the purposes of geochronology // Geochemistry International. 1987. № 8. pp. 1115–1129.
- Zhuravlev D.Z., Chernyshev I.V., Agapova A.A., Serdyuk N.I. *Pretsizionnyy izotopnyy analiz neodima v gornyykh porodakh* [Precision isotopic analysis of neodymium in rocks] // Izv. AN SSSR. Ser. geol. 1983. № 12. pp. 23–40. In Russian
- Kozakov I.K., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Kovalenko V.I., Lebedev V.I., Sugorakova A.M., Yakovleva S.Z. The age of postcollisional magmatism in the Early Caledonides of Central Asia, with the Tuva region as an example // Doklady Earth Sciences. 1998. T. 360. № 4. pp. 510–513.
- Kozakov I.K., Kovach V.P., Yarmolyuk V.V., Kotov A.B., Salnikova E.B., Zagornaya N.Yu. Crust formation in the geologic development of the Tuva-Mongolia massif: Sm-Nd isotope geochemical data after granitoides // Petrology. 2003. T. 11. № 5. pp. 491–511.
- Mongush A.A., Sugorakova A.M. Age and magma sources collisional gabbroids of the Kaakhem magmatic area, Eastern Tuva: first $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Sm-Nd data // Geochemistry International. 2013. T. 51. № 11. pp. 939–943.
- Rudnev S.N., Vladimirov A.G., Ponomarchuk V.A. i dr. *Kaakhemskiy polikhronnyy granitoidnyy batolit (V.Tuva): sostav, vozrasty, istochniki i geodinamicheskaya pozitsiya* [Kaachem polychronous granitoid batholith (V. Tuva): composition, ages, sources and geodynamic position] // Litosfera. 2006. № 1. pp. 30–42. In Russian
- Rudnev S.N. *Rannepaleozoyskiy granitoidnyy magmatizm Altae-Sayanskoy skladchatoy oblasti i Ozeronoy zoy Zapadnoy Mongolii*. [Early Paleozoic granitoid magmatism of the Altai-Sayan folded region and the Lake Zone of Western Mongolia]. Novosibirsk: Izdatel'stvo SO RAN. 2013. 300 p. In Russian
- Rudnev S.N., Kiseleva V.Y., Serov P.A. Vendian - Early Paleozoic Granitoid Magmatism in Eastern Tuva // Russian Geology and Geophysics. 2015. T. 56. № 9. pp. 1232–1255.
- Sal'nikova E.B., Kozakov I.K., Kovach V.P. i dr. *Ranneordovikiy vozrast mazhalykskogo kompleksa Vostochnoy Tuvy: U-Pb metod po tsirkonu* [Early Ordovician age of the Mazhalyk complex in Eastern Tuva: U-Pb zircon method] // Materialy soveshchaniya «Izotopnaya geokhronologiya v reshenii problem geodinamiki i rudogeneza» SPb: Tsentr informatsionnoy kul'tury. 2003. pp. 450–452. In Russian
- Sklyarov E.V., Fedorovskii V.S. Magma Mingling: Tectonic and Geodynamic Implications // Geotectonics. 2006. № 2. pp. 120–134.
- Sugorakova A.M. *K voprosu o vozraste granitoidnogo bren'skogo kompleksa* [On the age of the granitoid Bran complex] // Geodinamicheskaya evolyutsiya litosfery Tsentral'no-Aziatskogo podvizhnogo poyasa (ot okeana k kontinentu): Materialy soveshchaniya. Vyp. 5. Irkutsk: Institut zemnoy kory SO RAN. 2007. V 2-kh tomakh. T. 2. pp. 105–106. In Russian
- Sugorakova A.M., Mongush A.A. *Pozdneordovikskaya vulkanoplutonicheskaya assotsiatsiya Vostochnoy Tuvy: geologo-petrograficheskie i petrokhimicheskie osobennosti* [Late Ordovician volcanoplutonic association of Eastern Tuva: geological-petrographic and petrochemical features] // Geodinamicheskaya evolyutsiya litosfery Tsentral'no-Aziatskogo podvizhnogo poyasa (ot okeana k kontinentu): Materialy soveshchaniya. Vyp. 6. Irkutsk: Institut zemnoy kory SO RAN. 2008. V 2-kh tomakh. T. 2. pp. 117–118. In Russian

Sugorakova A.M., Mongush A.A. *Pozdneordovikskaya granitoidno-ignimbritovaya vulkanoplutonicheskaya assotsiatsiya v Kaakhemskom magmaticheskom areale (Vostochnaya Tuva)* [Late Ordovician Granitoid-ignimbrite volcanoplutonic association in the Kaakhem magmatic area (Eastern Tuva)] // *Geodinamicheskaya evolyutsiya litosfery Tsentral'no-Aziatskogo podvizhnogo poyasa (ot okeana k kontinentu): Materialy soveshchaniya*. Vyp. 10. Irkutsk: Institut zemnoy kory SO RAN. 2012. V 2-kh tomakh. T. 2. pp. 109–110. In Russian

Sugorakova A.M. *Bren'skaya sinkhronnaya vulkanoplutonicheskaya assotsiatsiya (Kaakhemskiy magmaticheskiy areal, Vostochnaya Tuva)* [Brainsk Synchronous Vulcanoplutonic Association (Kaakhem Magmatic Areal, Eastern Tuva)] // *Petrologiya magmaticheskikh i metamorficheskikh kompleksov / VIII Vserossiyskaya petrograficheskaya konferentsiya s mezhdunarodnym uchastiem* (28 noyabrya-3 dekabrya 2016 g., TGU. Tomsk). 2016. pp. 292–296. In Russian

Sugorakova A.M. *O sinkhronnosti formirovaniya granitoid-ignimbritovoy assotsiatsii v Kaakhemskom magmaticheskom areale (Vostochnaya Tuva)* [On the synchronicity of the formation of the granitoid-ignimbrite association in the Kaakhem magmatic area (Eastern Tuva)] // *Granity i evolyutsiya Zemli: granity i kontinental'naya kora: Materialy II mezhdunarodnoy geologicheskoy konferentsii*, 17–20 avg. 2014 g., Novosibirsk, Rossiya. Novosibirsk: Izdatel'stvo SO RAN. 2014. pp. 194–195. In Russian

Sugorakova A.M. *Osobennosti kontakta Chadalskogo gabbroidnogo i Shiveyskogo shchelochnogo granit-kvartsevosienitovogo massivov (Vostochnaya Tuva)* [Peculiarities of the contact between the Chadal gabbroid and Shiwei alkaline granite-quartz-syenite massifs (Eastern Tuva)] // *Geodinamicheskaya evolyutsiya litosfery Tsentral'no-Aziatskogo podvizhnogo poyasa (ot okeana k kontinentu): Materialy soveshchaniya*. Vyp. 6. Irkutsk: Institut zemnoy kory SO RAN. 2008. V 2-kh tomakh. T. 2. pp. 115–116. In Russian

Sugorakova A.M., Lebedev V.I., Yarmolyuk V.V., Lykhin D.A. Late palaeozoic alkali-granitic magmatism of Tuva and its relation to intraplate activity within the Siberian paleocontinent // *Doklady Earth sciences*. 2011. T. 439. № 2. pp. 1070–1075.

Sugorakova A.M., Butanaev Yu.V. *Kaakhemskaya riftogennaya zona (istoriya zalozheniya i razvitiya)* [Kaachem rift zone (history of location and development)] // *Tuvinskie zemletryaseniya 2011-2012 gg. Materialy nauchnogo Soveshchaniya po Bazovomu proektu TuvIKOPR SO RAN VIII78.1.4 «Napryazhennoe sostoyanie seysmopasnykh zon Tuvy: otsenka seysmicheskoy bezopasnosti na osnovе seysmologicheskikh issledovaniy i dannykh seti seysmicheskikh stantsiy»* (15–17.04.2014 g. Kyzyl, Rossiya). Kyzyl: TuvIKOPR SO RAN. 2014. pp. 83–85. In Russian.

Sugorakova A.M. *Novyye geokhronologicheskiye i izotopnyye dannyye k voprosu o vozraste assotsiatsiy Kaakhemskogo magmaticheskogo areala (Vostochnaya Tuva)* [New geochronological and isotopic data on the age of associations of the Kaakhemsky magmatic range (Eastern Tuva)] // *Regional'naya ekonomika: tekhnologii, ekonomika, ekologiya i infrastruktura: Materialy mezhdunarodnoy nauchno-prakticheskoy konferentsii, posvyashchennoy 20-letiyu TuvIKOPR SO RAN* (14–15.10.2015, g. Kyzyl, Rossiya). Kyzyl: TuvIKOPR SO RAN. 2015. pp. 166–168. In Russian.

Ludwig K.R. // *Berkeley Geochronology Center Special Publication*. 1999. № 1a, 49 p.

Williams I.S. In: McKibben, M.A., Shanks III, W.C. and Ridley, W.I. (eds), *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*, *Reviews in Economic Geology*. 1998. V. 7. pp. 1–35.

Authors:

Sugorakova Amina Midkhatovna, Cand. Sci.(Geol.-Miner), Leading Scientific Collaborator, Tuvian Institute for Exploration of Natural Resources, SB RAS, Kyzyl, Russia

E-mail: samina51@inbox.ru

Khertek Aylan Kymzay-oolovna, Engineer-researcher, Tuvian Institute for Exploration of Natural Resources, SB of the Ras, Kyzyl, Russia

E-mail: ajlan@mail.ru

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ

УДК 562:551.763 (571.1)

ФОРАМИНИФЕРЫ И БИОСТРАТИГРАФИЯ АПТА СЕВЕРНОГО ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКОГО РАЙОНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.М. Подобина

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

Новые сведения по фораминиферам, полученные из отложений викуловского горизонта многих вновь пробуренных скважин в северном палеобиогеографическом районе Западной Сибири, дали возможность впервые установить морские отложения апта. Наиболее устойчивые комплексы фораминифер обнаружены в средних слоях викуловского горизонта, условно относимых к среднему апту. Однако в ряде разрезов скважин намечаются ранне- и позднеаптские комплексы фораминифер.

Ключевые слова: фораминиферы, биостратиграфия, апт, Западная Сибирь.

Введение

Почти на всей территории Западной Сибири отложения викуловского горизонта представлены континентальными фациями. По находкам отпечатков растений и спорово-пыльцевым комплексам викуловский горизонт ранее отнесен к аптскому ярусу. На основании изучения позднемеловых фораминифер территория Западносибирской палеобиогеографической провинции разделена автором [Podobina, 1995] на ряд районов. К северному палеобиогеографическому району отнесена территория от широтного Приобья до северной ее окраины. В настоящее время автором в северный район включена территория п-ва Ямал, так как здесь микрофаунистическим анализом обнаружены фораминиферы и остракоды – обитатели аптского морского бассейна. Аптская бореальная трансгрессия распространилась только на небольшую территорию северного района, о чем можно судить на основании находок новых комплексов микрофауны. Следовательно, аптские морские отложения впервые обнаружены в северном районе Западной Сибири, включая п-в Ямал. Междуречье рек Пура и Таза (Южно-Русская площадь, скв. 55) по находкам микрофауны в настоящее время является самой крайней (южной) границей распространения аптской бореальной трансгрессии. Севернее, на п-ве Ямал в ряде пробуренных скважин (Тасейская площадь, скв. Р-159; Западно-Тамбейская площадь, скв. 42, 45, 124; Северо-Тамбейская площадь, скв. 201, 205), так же как и на Южно-Русской площади, обнаружены агглютинированные кварцево-кремнистые фораминиферы и ядра остракод. Фораминиферы в основном небольшого таксономического разнообразия и недостаточно хорошей сохранности, но обнаружены условно аптские виды.

Вмещающие породы – это в основном серые алевролиты с прослоями темно-серых аргиллитов и светло-серых песчаников викуловского горизонта.

Результаты исследований

На Южно-Русской площади (северное междуречье рек Пура и Таза) в разрезе скв. 55 на глубинах 1841,50–1834,30 м обнаружены фораминиферы и ядра остракод. Наиболее значимыми для установления условно среднеаптского возраста исследуемых пород являются раковины вида *Pseudoverneuilina* (?) *aptica* Podobina sp. nov. Характерными для этого комплекса являются такие виды, как *Trochamminoides* aff. *ivanetzi* Podobina и *Haplophragmoides topagorukensis* Tappan. В комплексе определены виды: *Trochamminoides* aff. *ivanetzi* Podobina, *Labrospira* aff. *rotunda* Podobina, *Haplophragmoides topagorukensis* Tappan, *Trochammina imiatensis* Tappan, *Siphogaudryina rayi* Tappan, *Pseudoverneuilina* (?) *aptica* Podobina sp. n. Наиболее многочисленны округлые формы родов *Labrospira*, *Haplophragmoides*, *Trochammina*, виды которых составляют основу аптских комплексов фораминифер. Систематический состав указанного комплекса условно определяет его среднеаптский возраст. Видимо, бореальная трансгрессия только в среднем апте была наиболее значительно продвинутой на юг до междуречья р. Пура и Таза, где обнаружены фораминиферы среднего апта (рис. 1, 2). В комплексе фораминифер присутствуют виды, встречаемые на данном стратиграфическом уровне Северной Аляски (формации Torok) [Tappan, 1962].

Севернее, на п-ве Ямал, в разрезе скв. Р-159 Тасейской площади в викуловском горизонте с долей условности установлены отложения среднего апта в интервале глубин 2 125–2 110 м.



Рис. 1. Комплекс среднеаптских (?) фораминифер

Западная Сибирь, Южно-Русская скв. 55, инт. 1834,00–1844,00 м, 7,50 м н.к., гл. 1841,50 м, викуловский горизонт, средний апт (?): 1–2 – *Trochamminoides* aff. *ivanetzi* Podobina; 3–4 – *Labrospira* aff. *rotunda* Podobina; 5–7 – *Haplophragmoides topagorukensis* Tappan; 8–10 – *Trochammina imiatensis* Tappan; 11 – *Trochammina reinwateri* Cushman et Applin; 12–14 – *Pseudoverneuilina* (?) *aptica* Podobina sp. n.; 15 – *Siphogaudryina rayi* (Tappan)

Fig. 1. Complex of Middle Aptian (?) Foraminifera

Western Siberia, Yuzhno-Russkaya area, well 55, 1834.00–1844.00 m, 7.50 m, depth 1841.50 m, Viculian Horizon, Middle Apt (?): 1–2 – *Trochamminoides* aff. *ivanetzi* Podobina; 3–4 – *Labrospira* aff. *rotunda* Podobina; 5–7 – *Haplophragmoides topagorukensis* Tappan; 8–10 – *Trochammina imiatensis* Tappan; 11 – *Trochammina reinwateri* Cushman et Applin; 12–14 – *Pseudoverneuilina* (?) *aptica* Podobina sp. n.; 15 – *Siphogaudryina rayi* (Tappan)

Вмещающие породы состоят из переслаивания серых алевроитов, темно-серых аргиллитов и светло-серых песчаников. Фораминиферы единичны, сравнительно малоразнообразны, преобладают представители родов *Labrospira*, *Haplophragmoides*, *Ammoscalaria*, *Trochammina*.

Сохранность раковин недостаточная для установления видов-индексов, однако условно определены виды: *Labrospira* aff. *rotunda* Podobina, *Haplophragmoides topagorukensis* Tappan, *Ammoscalar-*

ia difficilis Kusina, *Ammobaculites* cf. *fragmentarius* (Cushman), *Trochammina* cf. *imiatensis* Tappan, *Siphogaudryina* aff. *rayi* (Tappan), *Pseudogaudryina* cf. *subcretacea* (Cushman), *Pseudoverneuilina* (?) *aptica* Podobina sp. n. Видовой состав комплекса дает возможность условно датировать среднеаптский возраст вмещающих отложений (рис. 3). Четыре вида из указанного комплекса соответствуют таковым из формации Torok Северной Аляски [Tappan, 1962].



Рис. 2. Комплекс среднеаптских (?) фораминифер

Западная Сибирь, Южно-Русская скв. 55, инт. 1834,00–1844,00 м, 0,30 м н.к., гл. 1834,30 м, викуловский горизонт, средний апт (?): 1–2 – *Trochamminoides* aff. *ivanetzi* Podobina; 3 – *Labrospira* aff. *rotunda* Podobina; 4 – *Haplophragmoides topagorukensis* Tappan; 5–9 – *Trochammina reinwateri* Cushman et Applin; 10–15 – *Pseudoverneuilina* (?) *aptica* Podobina sp. n.

Fig. 2. Complex of Middle Aptian (?) Foraminifera

Western Siberia, Yuzhno-Russkaya area, well 55, 1834.00–1844.00 m, 0.30 m, depth 1834.30 m, Viculian Horizon, Middle Apt (?): 1–2 – *Trochamminoides* aff. *ivanetzi* Podobina; 3 – *Labrospira* aff. *rotunda* Podobina; 4 – *Haplophragmoides topagorukensis* Tappan; 5–9 – *Trochammina reinwateri* Cushman et Applin; 10–15 – *Pseudoverneuilina* (?) *aptica* Podobina sp. n.

В образцах, отобранных из вышележащих отложений (Тасийская площадь, скв. Р-159), из интервала глубин 2 095,00–2 080,00 м обнаружены единичные фораминиферы и остракоды. Вмещающие породы состоят из серых алевролитов и светло-серых песчаников с тонкими прослоями темно-серых аргиллитов или углистого материала. Фораминиферы агглютированные, грубозернистые, кварцево-кремнистые,

неудовлетворительной сохранности. Среди них определены такие роды, как *Labrospira*, *Haplophragmoides*, *Trochammina*. Видовую принадлежность установить не представляется возможным, но по положению в разрезе и аптскому облику исследуемых фораминифер вмещающие породы этой части викуловского горизонта можно условно отнести к верхнему апту.

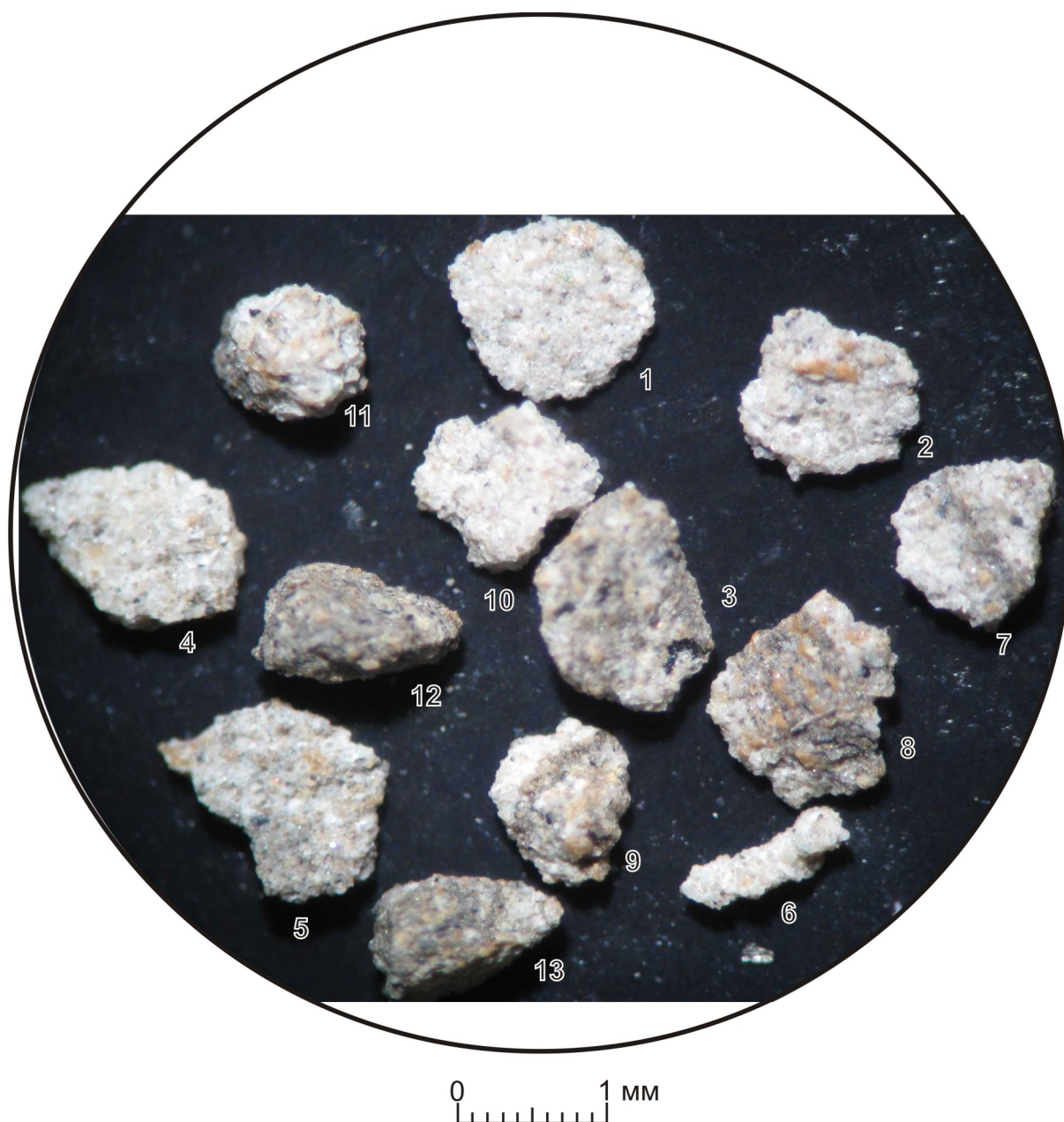


Рис. 3. Комплекс среднеаптских (?) фораминифер

Западная Сибирь, Тасийская скв. 159Р, инт. 2110,00–2125,00 м, 14,81 м н.к., гл. 2125,81 м, викуловский горизонт, средний апт (?): 1–2 – *Labrospira* aff. *rotunda* Podobina; 3 – *Haplophragmoides* aff. *variabilis* Podobina; 4 – *Ammoscalaria* aff. *difficilis* Kusina; 5 – *Ammomarginulina* cf. *obscura* (Loeblich); 6 – *Ammobaculites* aff. *fragmentarius* (Cushman); 7–11 – *Trochammina* aff. *imiatis* Tappan; 12–13 – *Pseudoverneuilina* (?) cf. *aptica* Podobina sp. n.

Fig. 3. Complex of Middle Aptian (?) Foraminifera

Western Siberia, Tasiyskaya area, well 159P, 2110.00–2125.00 m, 14.81 m, depth 2125.81 m, Viculian Horizon, Middle Apt (?): 1–2 – *Labrospira* aff. *rotunda* Podobina; 3 – *Haplophragmoides* aff. *variabilis* Podobina; 4 – *Ammoscalaria* aff. *difficilis* Kusina; 5 – *Ammomarginulina* cf. *obscura* (Loeblich); 6 – *Ammobaculites* aff. *fragmentarius* (Cushman); 7–11 – *Trochammina* aff. *imiatis* Tappan; 12–13 – *Pseudoverneuilina* (?) cf. *aptica* Podobina sp. n.

В пределах Западно-Тамбейской площади в разрезе скв. 45 обнаружены условно среднеаптские отложения. В семи образцах, отобранных из интервала 2405,00–2375,00 м, микрофаунистическим анализом определены агглютинированные грубо-зернистые кварцево-кремнистые фораминиферы и

ядра остракод. В этом интервале пород установлен условно среднеаптский комплекс с *Ammomarginulina obscura*, *Pseudoverneuilina* (?) *aptica* (рис. 4). Возможно, и в других разрезах скважин среднеаптский комплекс можно будет установить с указанными видами-индексами.

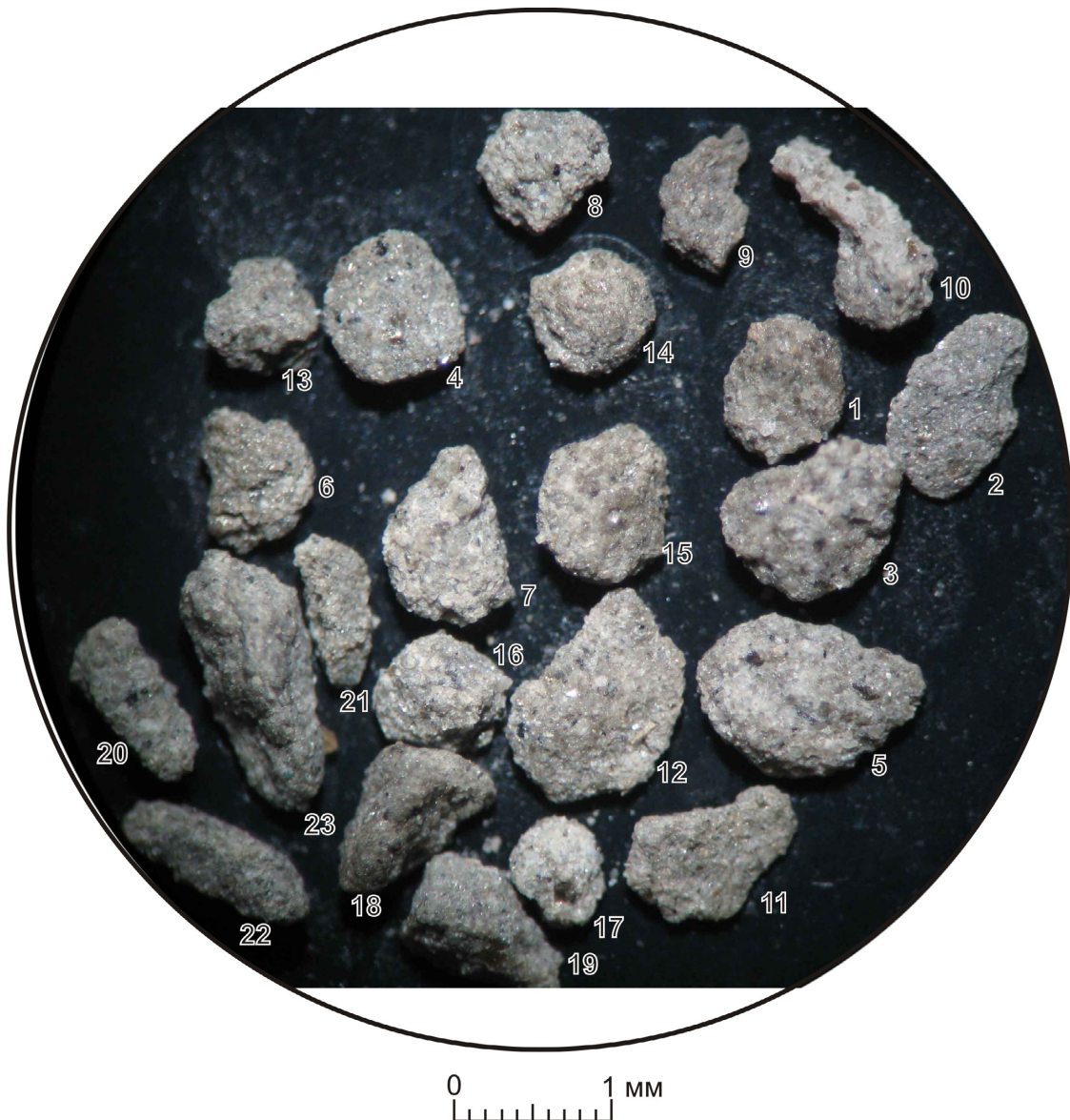


Рис. 4. Комплекс среднеаптских (?) фораминифер с *Ammomarginulina obscura*, *Pseudoverneuulina* (?) *aptica*
Западная Сибирь, Западно-Тамбейская пл., скв. 45, инт. 2393,00–2405,00 м, 6,70 м н.к., гл. 2399,70 м, викуловский горизонт, средний апт (?): 1 – *Labrospira* aff. *rotunda* Podobina; 2–8 – *Haplophragmoides* aff. *variabilis* Podobina; 9–11 – *Ammomarginulina obscura* (Loeblich); 12 – *Ammoscalaria* aff. *difficilis* Kusina; 13–17 – *Trochammina imiatensis* Tappan; 18–19 – *Pseudoverneuulina* (?) *aptica* Podobina sp. n.; 20–22 – *Gaudryinopsis* aff. *barrowensis* (Tappan); 23 – *Siphogaudryina rayi* (Tappan)

Fig. 4. Complex of Middle Aptian (?) Foraminifera with *Ammomarginulina obscura*, *Pseudoverneuulina* (?) *aptica*
Western Siberia, Zapadno-Tambeyskaya area, well 45, 2393.00–2405.00 m, 6.70 m, depth 2399.70 m, Viculian Horizon, Middle Apt (?): 1 – *Labrospira* aff. *rotunda* Podobina; 2–8 – *Haplophragmoides* aff. *variabilis* Podobina; 9–11 – *Ammomarginulina obscura* (Loeblich); 12 – *Ammoscalaria* aff. *difficilis* Kusina; 13–17 – *Trochammina imiatensis* Tappan; 18–19 – *Pseudoverneuulina* (?) *aptica* Podobina sp. n.; 20–22 – *Gaudryinopsis* aff. *barrowensis* (Tappan); 23 – *Siphogaudryina rayi* (Tappan)

На глубине 2399,70 м в комплексе определены следующие фораминиферы: *Labrospira* aff. *rotunda* Podobina, *Haplophragmoides* aff. *variabilis* Podobina, *Ammomarginulina obscura* (Loeblich), *Ammoscalaria* aff. *difficilis* Kusina, *Trochammina imiatensis* Tappan, *Pseudoverneuulina* (?) *aptica* Podobina sp. n., *Gaudryinopsis* aff. *barrowensis* (Tappan), *Siphogaudryina rayi* (Tappan). В комплексе по количеству экземпляров преобладают зональные виды, а также *Trochammina imiatensis* Tappan. Многие виды известны из формации Torok Север-

ной Аляски [Tappan, 1962]. По положению в разрезе (средние слои викуловского горизонта) и по указанным фораминиферам можно предположить, что вмещающие породы соответствуют среднему апту. Многие формы среднеаптского комплекса сходны с североаляскинскими. Они обитали в бассейнах разных провинций (Западносибирская и Канадская), связанных между собой через Арктику. Эти провинции относятся к единой Арктической циркумполярной области одноименного пояса.



Рис. 5. Комплекс ранне-среднеаптских (?) фораминифер

Западная Сибирь, Западно-Тамбейская пл., скв. 124, инт. 2295,00–2310,00 м, 13,40 м н.к., гл. 2308,40 м, викуловский горизонт, нижний–средний апт (?): 1 – *Saccamina* aff. *sphaerica* (M. Sars); 2 – *Reophax sherborniana* (Chapman); 3 – *Haplophragmoides topagorukensis* Tappan; 4–5 – *Ammomarginulina* aff. *obscura* (Loeblich); 6–9 – *Ammoscalaria* cf. *difficilis* Kusina; 10–11 – *Trochammina* aff. *imiatisensis* Tappan; 12 – *Gaudryinopsis* aff. *barrowensis* (Tappan)

Fig. 5. Complex of Early Middle Aptian (?) Foraminifera

Western Siberia, Zapadno-Tambeyskaya area, well 124, 2295.00–2310.00 m, 13.40 m, depth 2308.40 m, Viculian Horizon, Lower-Middle Apt (?): 1 – *Saccamina* aff. *sphaerica* (M. Sars); 2 – *Reophax sherborniana* (Chapman); 3 – *Haplophragmoides topagorukensis* Tappan; 4–5 – *Ammomarginulina* aff. *obscura* (Loeblich); 6–9 – *Ammoscalaria* cf. *difficilis* Kusina; 10–11 – *Trochammina* aff. *imiatisensis* Tappan; 12 – *Gaudryinopsis* aff. *barrowensis* (Tappan)

В двух образцах керна, отобранных из интервала пород 2390,00–2295,00 м (интервал глубин 2386,45–2308,40 м) (Западно-Тамбейская площадь, скв. 124), обнаружены агглютинированные кварцево-кремнистые фораминиферы и ядра остракод. Вмещающие породы состоят из серых алевролитов и темно-серых аргиллитов викуловского горизонта. Фораминиферы более многочисленные и разнообразные в образце с глубины 2308,40 м.

Преобладают представители родов *Ammomarginulina* и *Ammoscalaria*. В обобщенном комплексе определены виды: *Reophax sherborniana* (Chapman), *Haplophragmoides topagorukensis* Tappan, *Ammomarginulina* aff. *obscura* (Loeblich), *Ammoscalaria* cf. *difficilis* Kusina, *Trochammina imiatisensis* Tappan, *Gaudryinopsis* aff. *barrowensis* (Tappan) (рис. 5). Комплекс пока с долей условности может быть определен по возрасту как ранне-среднеаптский.

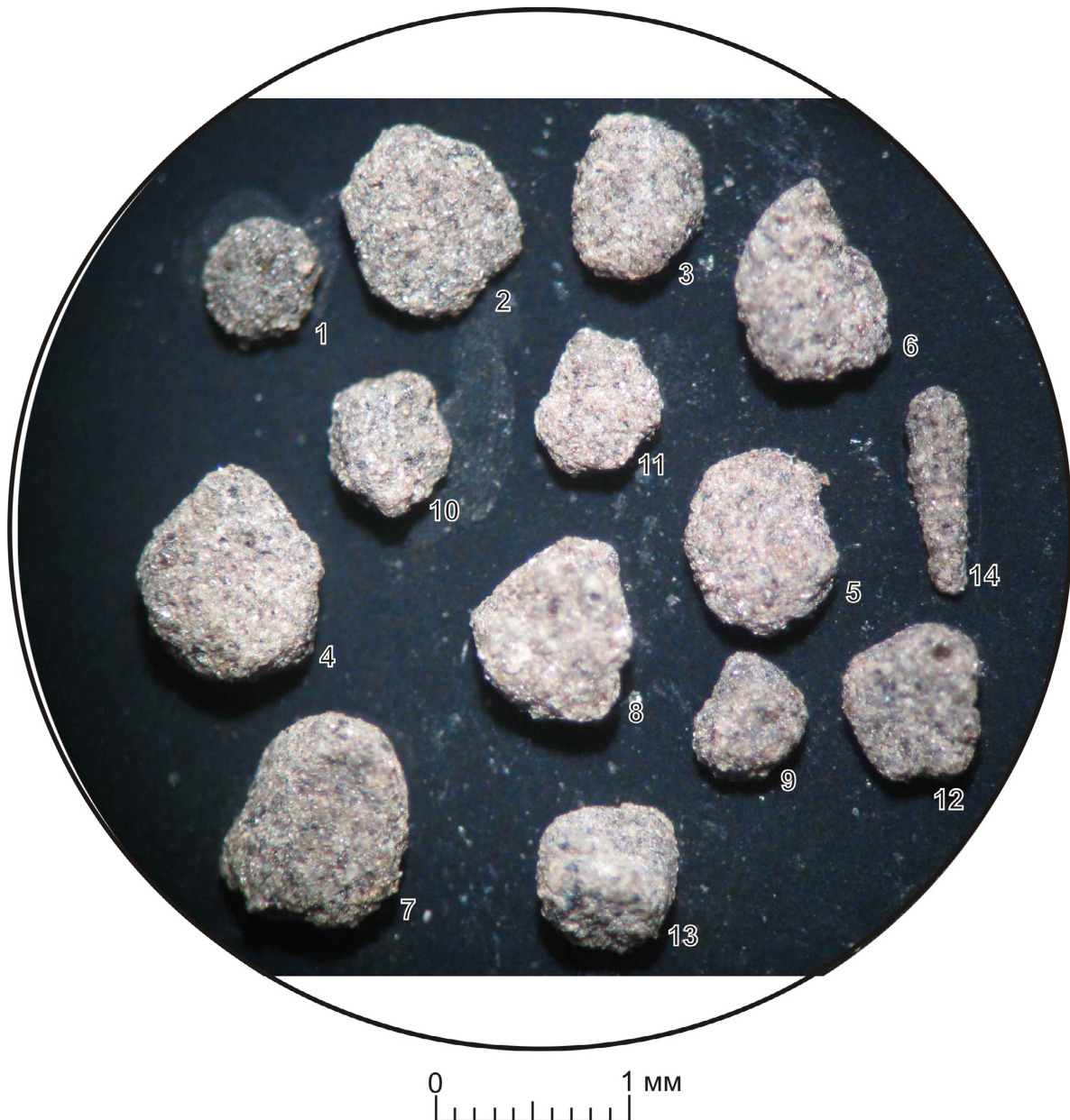


Рис. 6. Комплекс позднеаптских (?) фораминифер с *Haplophragmoides*, *Trochammina*

Западная Сибирь, Западно-Тамбейская пл., скв. 124, инт. 2055,00–2070,00 м, 1,55 м н.к., гл. 2056,55 м, викуловский горизонт, верхний апт (?): 1 – *Saccammina sphaerica* (M. Sars); 2–5 – *Labrospira* aff. *variabilis* Podobina; 6–9 – *Haplophragmoides* aff. *topagorukensis* Tappan; 10–13 – *Trochammina imiatensis* Tappan; 14 – *Ammobaculites* aff. *fragmentarius* (Cushman)

Fig. 6. Complex of Late Aptian (?) Foraminifera with *Haplophragmoides*, *Trochammina*

Western Siberia, Zapadno-Tambeyskaya area, well 124, 2055.00–2070.00 m, 1.55 m, depth 2056.55 m, Viculian Horizon, Upper Apt (?): 1 – *Saccammina sphaerica* (M. Sars); 2–5 – *Labrospira* aff. *variabilis* Podobina; 6–9 – *Haplophragmoides* aff. *topagorukensis* Tappan; 10–13 – *Trochammina imiatensis* Tappan; 14 – *Ammobaculites* aff. *fragmentarius* (Cushman)

В вышележащих отложениях викуловского горизонта (скв. 124) в трех образцах, отобранных из интервала 2185,00–1953,00 м (интервал глубин 2172,00–1959,75 м), обнаружены агглютинированные грубозернистые кварцево-кремнистые фораминиферы и многочисленные ядра остракод. Вмещающие породы состоят из темно-серых аргиллитов с прослойками и линзами серых алевролитов. Среди фораминифер увеличивается содержание сравнительно

крупных раковин семейства *Haplophragmoididae*, из которых определены представители родов *Trochamminoides*, *Haplophragmoides*.

В целом в составе комплекса определены виды: *Trochamminoides* aff. *ivanetzi* Podobina, *Haplophragmoides topagorukensis* Tappan, *Ammomarginulina obscura* (Loeblich), *Ammobaculites* aff. *fragmentarius* (Cushman), *Trochammina* cf. *imiatensis* Tappan (рис. 6).

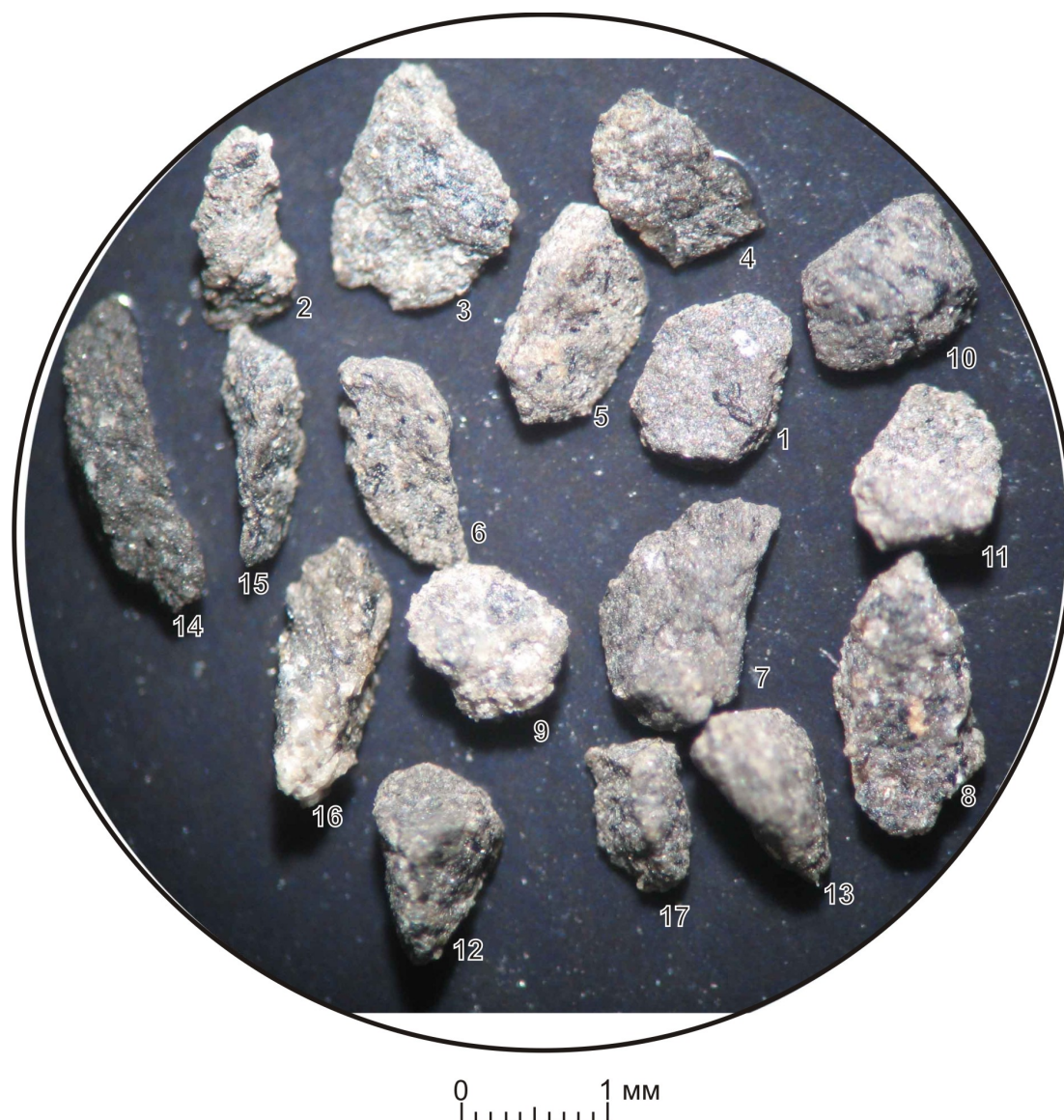


Рис. 7. Комплекс среднеаптских (?) фораминифер

Западная Сибирь, Северо-Тамбейская скв. 205, инт. 2235,10–2250,10 м, 7,75 м н.к., гл. 2242,85 м, викуловский горизонт, средний апт (?): 1 – *Labrospira rotunda* Podobina; 2 – *Ammobaculites* aff. *fragmentarius* (Cushman); 3 – *Ammoscalaria difficilis* Kusina; 4–8 – *Ammomarginulina* aff. *sibirica* Podobina; 9–11 – *Trochammina imiatensis* Tappan; 12–13 – *Pseudoverneuilina* (?) *aptica* Podobina sp. n.; 14–17 – *Pseudogaudryina* aff. *subcretacea* (Cushman)

Fig. 7. Complex of Middle-Aptian (?) Foraminifera

Western Siberia, Severo-Tambeyskaya area, well 205, 2235.10–2250.10 m, 7.75 m, depth 2242.85 m, Viculian Horizon, Middle Apt (?): 1 – *Labrospira rotunda* Podobina; 2 – *Ammobaculites* aff. *fragmentarius* (Cushman); 3 – *Ammoscalaria difficilis* Kusina; 4–8 – *Ammomarginulina* aff. *sibirica* Podobina; 9–11 – *Trochammina imiatensis* Tappan; 12–13 – *Pseudoverneuilina* (?) *aptica* Podobina sp. n.; 14–17 – *Pseudogaudryina* aff. *subcretacea* (Cushman)

Данный комплекс фораминифер несколько отличается от нижележащих своим обликом и систематическим составом. Название комплекса уточнится после монографического изучения составляющих его видов. Пока мы назвали его комплексом с *Haplophragmoides*, *Trochammina*. Нужно отметить, что имеется сходство между видами всех аптских комплексов фораминифер. По некоторой разнице видового, количественного состава фораминифер и положению в разрезе викуловского горизонта автор

устанавливает на этом стратиграфическом уровне в разрезе скв. 124 условно верхнеаптский подъярус.

В разрезе скв. 205 (Северо-Тамбейская площадь) в 12 образцах из викуловского горизонта, состоящих также из темно-серых аргиллитов, с прослоями светло-серого алевролита или мелкого детрита, отобранных в интервале глубин 2250,00–2235,00 м, обнаружены многочисленные агглютинированные кварцево-кремнистые грубозернистые фораминиферы и остракоды.



Рис. 8. Комплекс среднеаптских (?) фораминифер

Западная Сибирь, Северо-Тамбейская скв. 205, инт. 2172,80–2185,00 м, 1,70 м н.к., гл. 2174,50 м, викуловский горизонт, средний апт (?): 1–2 – *Labrospira rotunda* Podobina; 3 – *Haplophragmoides* aff. *variabilis* Podobina; 4–6 – *Ammomarginulina obscura* (Loeblich); 7 – *Spiroplectammina* aff. *sibirica* Podobina; 8 – *Trochammina imiatensis* Tappan; 9 – *Pseudoverneuilina* (?) *aptica* Podobina sp. n.; 10 – *P.* aff. *kasachstanica* (Mjatliuk); 11–12 – *Gaudryinopsis* aff. *teilleuri* (Tappan)

Fig. 8. Complex of Middle-Aptian (?) Foraminifera

Western Siberia, Severo-Tambeyskaya area, well 205, 2172.80–2185.00 m, 1.70 m, depth 2174.50 m, Viculian Horizon, Middle Apt (?): 1–2 – *Labrospira rotunda* Podobina; 3 – *Haplophragmoides* aff. *variabilis* Podobina; 4–6 – *Ammomarginulina obscura* (Loeblich); 7 – *Spiroplectammina* aff. *sibirica* Podobina; 8 – *Trochammina imiatensis* Tappan; 9 – *Pseudoverneuilina* (?) *aptica* Podobina sp. n.; 10 – *P.* aff. *kasachstanica* (Mjatliuk); 11–12 – *Gaudryinopsis* aff. *teilleuri* (Tappan)

На глубине 2242,85 м комплекс фораминифер состоит из видов: *Labrospira rotunda* Podobina, *Ammobaculites* aff. *fragmentarius* (Cushman), *Ammoscalaria difficilis* Kusina, *Ammomarginulina* aff. *sibirica* Podobina, *Trochammina imiatensis* Tappan, *Pseudoverneuilina* (?) *aptica* Podobina sp. n., *Pseudogaudryina* aff. *subcretacea* (Cushman) (рис. 7). По присутствию указанных видов возраст комплекса может быть условно определен как среднеаптский.

В этом же разрезе (скв. 205) в вышележащих отложениях на глубине 2174,50 м видовой состав комплекса несколько меняется и присутствуют другие среднеаптские виды: *Labrospira rotunda* Podobina, *Haplophragmoides* aff. *variabilis* Podobina, *Ammomarginulina obscura* (Loeblich), *Spiroplectammina* aff. *sibirica* Podobina, *Trochammina imiatensis* Tappan, *Pseudoverneuilina* (?) *aptica* Podobina sp. n., *P.* aff. *kasachstanica* (Mjatliuk), *Gaudryinopsis* aff. *teilleuri*

(Тарпан) (рис. 8). В пределах Малыгинской площади, скв. 50 на основании микрофаунистического анализа к аптскому ярусу викуловского горизонта отнесены породы из интервала глубин 2772,00–1985,00 м. Почти во всех образцах обнаружены агглютинированные грубозернистые кварцево-кремнистые фораминиферы разной степени сохранности и остракоды. Однако в целом удалось определить видовой состав, характерный для аптских отложений. В объединенном по видовому составу аптском комплексе определены: *Labrospira* aff. *rotunda* Podobina, *Haplophragmoides* aff. *variabilis* Podobina, *Ammoscalaria* aff. *difficilis* Kusina, *Ammomarginulina* cf. *obscura* (Loeblich), *Ammobaculites* aff. *fragmentarius* (Cushman), *Trochammina* aff. *imiatensis* Tarpan, *Pseudoverneuilina* (?) *aptica* Podobina sp. n. и другие виды.

Комплексы фораминифер определяют в апте положение северного палеобиогеографического района Западносибирской провинции и совместно с Канадской провинцией (Северная Аляска, Западная Канада) относятся к Арктической палеобиогеографической области одноименного циркумполярного пояса. Дальнейшие исследования аптских фораминифер

дадут возможность получить более точные сведения о палеогеографии этого северного района, а также условия происхождения и захоронения углеводородов. Это тем более важно, что в подобных фациях апта сравниваемой по фораминиферам Канадской провинции имеются аналогичные фации, насыщенные углеводородным сырьем.

Описание вида

Голотип № 3315. Западная Сибирь, Южно-Русская площадь, скв. 55, гл. 1834,30 м; викуловский горизонт, аптский ярус, средний подъярус (?).

Паратип № 3316. Западная Сибирь, Северо-Тамбейская площадь, скв. 205, гл. 2242,85 м; викуловский горизонт, аптский ярус, средний подъярус (?).

Описание. Раковина трехрядная, средних размеров с быстро нарастающими камерами, в виде опрокинутой пирамидки; септальные швы немного наклонные, незаметные, камеры закругленно-прямоугольные плоские и почти неразличимые; стенка агглютинированная, кварцево-кремнистая. Устье неразличимо.

Южно-Русская скв. 55, обр. 8/32067, инт. 1834,00–1844,00 м, 0,30 м.н.к., гл. 1834,30 м

№ экз.	L (высота)	B (ширина)	B/L
3315	1,30	0,98	0,75

1



1 – голотип № 3315

Южно-Русская площадь, скв. 55, гл. 1834,0 м; викуловский горизонт, средний апт (?), ×40

Северо-Тамбейская скв. 205, обр. 31/32006, инт. 2235,10–2250,00 м, 7,75 м.н.к., гл. 2242,85 м

№ экз.	L (высота)	B (ширина)	B/L
3316	1,33	0,95	0,71

2



2 – паратип № 3316

Северо-Тамбейская площадь, скв. 205, гл. 2242,85 м; викуловский горизонт, средний апт (?), ×40

Рис. 9 (1, 2). *Pseudoverneuilina* (?) *aptica* Podobina sp. n.

Fig. 9 (1, 2). *Pseudoverneuilina* (?) *aptica* Podobina sp. n.

Распространение. Западная Сибирь. Южно-Русская площадь, скв. 55; п-в Ямал (Тасийская площадь, скв. 159р; Западно-Тамбейская площадь, скв. 45; Северо-Тамбейская площадь, скв. 205).

Заключение

Морские отложения апта на п-ве Ямал установлены впервые. Они выделены по обнаруженным комплексам агглютинированных кварцево-кремнистых грубозернистых фораминифер, что указывает на мелководную среду обитания в морском бассейне, непосредственно связанном с Арктикой.

Комплексы аптских агглютинированных фораминифер недостаточно хорошей сохранности. Они условно определяют установление всех трех подъярусов апта. Однако в настоящее время более устойчивым является условно среднеаптский комплекс, определяе-

мый по некоторым видам отряда Ataxophragmiida – роды *Pseudoverneuilina* (?) и *Gaudryinopsis*. В составе условно среднеаптского комплекса наиболее характерным является новый вид, установленный и описанный автором в данной статье – *Pseudoverneuilina* (?) *aptica* Podobina sp. n. Поэтому появилась необходимость опубликовать этот вид, так как он, возможно, будет одним из видов-индексов для условно выделяемого среднеаптского комплекса фораминифер Западной Сибири. Фораминиферы во всех изученных разрезах скважин немногочисленные, примерно одинакового систематического состава и недостаточно хорошей сохранности. Преобладают условно среднеаптские комплексы фораминифер. В целом в статье представлен фактический материал о систематическом составе приводимых в разрезах всех аптских комплексов фораминифер, а также их положении в разрезе викуловского горизонта.

ЛИТЕРАТУРА

Podobina V.M. Paleozoogeographic regionalization of Northern Hemisphere Late Cretaceous basins based on foraminifera // Proceedings of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera, Krakow, Poland, September 12–19, 1993. Grzybowski Found. Spec. Publ., 1995. № 3. P. 239–247, 5 figs.

Тарпан Н. Foraminifera from the Arctic slope of Alaska // Part 3, Cretaceous Foraminifera / U.S. Geol. Survey Prof. Paper. 1962. № 236 G. P. 91–209, pls. 29–58.

Автор:

Подобина Вера Михайловна, доктор геолого-минералогических наук, профессор, кафедра палеонтологии и исторической геологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия. E-mail: podobina@ggf.tsu.ru

Geosphere Research, 2017, 3, 62–73. DOI: 10.17223/25421379/4/8

V.M. Podobina

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

APTIAN FORAMINIFERA AND BIOSTRATIGRAPHY OF THE NORTHERN PALAEBIOGEOGRAPHICAL DISTRICT OF WESTERN SIBERIA

Several (7) boreholes have been drilled between the territories of the Pur and Taz rivers which are assigned to the Northern Palaebiogeographical district on the base of finding Foraminifera. The marine Aptian deposits have been discovered in this district for the first time. The southern boundary of the Aptian foraminiferal finds in the sections of the wells lies between the Pur and Taz rivers. Based on these finds, one may think that the Aptian boreal transgression has spread in the West Siberian basin from the Arctic one. The Aptian assemblages have also been found in the territory of the Yjamal Peninsula. For the most part, transgression may have occurred in the Middle Aptian age because there exist many Foraminifera Assemblages which conditionally are assigned to this age. The author of the paper has studied the Aptian Foraminifera Assemblages from the section wells of the South-Russkaya area, the line sections of wells from the Taseiskaya area (well P-159), the West-Tambeiskaya area (wells 42, 45, 124), the North-Tambeiskaya area (wells 201, 205). In these sections agglutinated quartz – siliceous Foraminifera related to the Aptian age were discovered.

Foraminiferal Assemblages proved to be of a small systematic diversity and a quantity of specimen species along with their rather poor preservation. This made it difficult to determine comparatively well-preserved specimens. Content rocks are mainly grey aleurolites with the interlayers of dark-grey argillites and light-grey millstone grit of the Viculian Horizon. The systematic composition of most assemblages of the identified sections allows us to establish the deposits of the conditionally Middle Aptian age in the middle part of the Viculian Horizon. The deposits concerned are documented in the section of borehole 55 (the South-Russkaya area) in the depth intervals 1841,50–1834,30 m. In the assemblage of this section the species *Trochamminoides* aff. *ivanetzi* Podobina, *Labrospira* aff. *rotunda* Podobina, *Haplophragmoides topagorukensis* Tappan, *Pseudoverneuilina* (?) *aptica* Podobina sp. n., *Siphogaudryina rayi* (Tappan) are present. Rounded forms of the *Labrospira*, *Haplophragmoides*, *Trochammina* genera are prevalent in established Aptian assemblages. Almost all the foraminiferal assemblages in this and the other established sections are supposedly of the Middle Aptian age. Based on the Foraminifera finds, the Aptian transgression is supposed to have reached its maximum in the Middle Aptian time. In addition, conditionally early and late Aptian foraminiferal assemblages are established in solitary sections. In the well sections of the Yjamal Peninsula in the Viculian Horizon the Aptian microfauna – agglutinated quartz-siliceous foraminifera and ostracod nuclei are also discovered. The foraminifera in all the sections are not abundant, they are approximately of a similar systematic composition and of

rather a poor preservation. The paper concerned presents factual data on the first discovered Aptian foraminiferal assemblages related to the rocks of the Viculian Horizon. All Aptian Assemblages (mainly the Middle Aptian ones) are illustrated in 8 accompanying photos (drawing) which to some extent allow us to form an opinion about their systematic composition and quantitative content. In addition an illustration of *Pseudoverneuilina* (?) *aptica* Podobina sp. n. species are shown in the fig. 9. Also there are brief description of this species.

Keywords: *Foraminifera, biostratigraphy, Apt, Western Siberia.*

REFERENCES

Podobina V.M. Paleozoogeographic regionalization of Northern Hemisphere Late Cretaceous basins based on foraminifera // Proceedings of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera, Krakow, Poland, September 12–19, 1993. Grzybowski Found. Spec. Publ., 1995. № 3. pp. 239–247, 5 figs.

Tappan H. Foraminifera from the Arctic slope of Alaska // Part 3, Cretaceous Foraminifera / U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 1962. № 236 G. pp. 91–209, pls. 29–58.

Author:

Podobina Vera M., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Department of Historical Geology and Paleontology, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia. E-mail: podobina@ggf.tsu.ru

**ВОПРОСЫ ПАЛЕОЗООГЕОГРАФИИ НОСОРОГА МЕРКА
(*STEPHANORHINUS KIRCHBERGENSIS* JÄGER 1839) (RHINOCEROTIDAE, MAMMALIA)**

А.В. Шпанский

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

Проведен палеозоогеографический анализ пространственно-временного распространения носорога Мерка (*Stephanorhinus kirchbergensis* Jäger). На его основе сделано предположение о средне-азиатском происхождении этого вида в конце эоплейстоцена – начале неоплейстоцена и дальнейшего распространения по Северной Евразии. Максимального размера ареал *S. kirchbergensis* достигал в начале среднего неоплейстоцена, когда в Восточной Сибири он проникал далеко за Полярный круг. Затем, во время максимального оледенения, распространение резко сократилось. В начале позднего неоплейстоцена носорог Мерка известен из трех рефугиумов – Центрально-Европейского, Западно-Сибирского (юго-восток Западно-Сибирской равнины) и юга Центрального Китая. Окончательное вымирание *S. kirchbergensis* в Европе происходит около 104–120 тыс. л.н., накануне нового оледенения, а в Китае – в конце плейстоцена (около 13 тыс. лет).

Ключевые слова: *Stephanorhinus kirchbergensis* Jäger, палеозоогеография, неоплейстоцен, Евразия.

Введение

Остатки носорога Мерка (*Stephanorhinus kirchbergensis* Jäger 1839) встречаются довольно редко. По нашему мнению, это связано с тем, что его кости посткраниального скелета по морфологии очень близки к широко распространенному шерстистому носорогу (*Coelodonta antiquitatis* Blum.), чьи остатки часто встречаются в отложениях среднего–позднего неоплейстоцена, особенно на территории России [Shpansky, 2014]. Наиболее диагностичными являются черепа, нижние челюсти и зубы, но эти остатки встречаются довольно редко, а отличительные признаки на сильно стертых зубах проявлены плохо. Вышеперечисленные причины затрудняют правильное определение остатков *S. kirchbergensis*.

В последние годы благодаря большим усилиям Эммануэля Биллия были проведены работы по выявлению и систематизации местонахождений *S. kirchbergensis* по региональному признаку. Подобные обобщения были им выполнены сначала по Италии [Billia, 2005], затем по территории России [Billia, 2008]. Последняя работа, по сути каталог местонахождений *S. kirchbergensis* в Евразии (без данных по России), была опубликована в 2011 г. [Billia, 2011a]. Приведенная в другой работе [Billia, 2011b] очень схематичная карта местонахождений включает находки носорога Мерка без разделения их по геологическому возрасту. Проводимые в последние годы российскими палеонтологами исследования в Сибири выявили целую серию новых местонахождений (более 15), включая большое количество нижних челюстей [Шпанский, 2016; Lobachev et al., in print; Shpansky, Tleuberdina, in print] и череп хорошей сохранности [Kirillova et al.,

2016, 2017]. Впервые установлено распространение *S. kirchbergensis* за Полярный круг [Kirillova, 2016, 2017]. Уникальной находкой является фрагмент скелета носорога Мерка на западе Польши из местонахождения Горжов Великопольский [Kotowski et al., 2017].

Материал и методика исследования

В палеозоогеографический обзор нами включено 98 местонахождений остатков *Stephanorhinus kirchbergensis* (таблица). Местонахождения сгруппированы по геологическому возрасту и географическим регионам. Предлагается следующее региональное деление местонахождений: Средняя Азия, Восточная Азия, Восточная Сибирь, Западная Сибирь, Урал, Восточная Европа (+Кавказ), Западная Европа.

Палеозоогеографический анализ проводился на основе двух методических подходов: 1) ареалологического, направленного на выяснение пространственно-временного распространения таксона по географическому и стратиграфическому положению местонахождений и их плотности; 2) палеогеографического, заключающегося в оценке динамики ландшафтно-климатических условий среды обитания, геоморфологии и проявлениях неотектоники, позволяющего проводить реконструкции возможных путей миграции таксона и изменений его ареала. По результатам исследований были построены карты распространения *S. kirchbergensis* для трех временных интервалов – раннего неоплейстоцена (MIS 13–19), среднего неоплейстоцена (MIS 11–6) и позднего неоплейстоцена (MIS 5–2). Номера местонахождений на картах соответствуют номерам в таблице.

Принятые сокращения: ИГАБМ – Институт геологии алмазов и благородных металлов СО РАН (Якутск, Россия); ККМ – Кемеровский краеведческий музей (Кемерово, Россия).

Ревизия некоторых местонахождений

Первый каталог местонахождений *S. kirchbergensis* по литературным данным был составлен Э. Биллия в 2011 г. [Billia, 2011a]. Часть местонахождений из приведенного списка в настоящем обзоре была нами исключена, так как описываемые из них остатки не имели определения геологического возраста или, по нашему мнению, принадлежат другим видам носорогов. В местонахождениях Куруксай (Таджикистан) и Ленинакан (Армения) остатки принадлежат мелким носорогам. Из Куруксай Ш.Ш. Шараповым [Шарапов, 1986] описан новый вид *Dicerorhinus* (= *Stephanorhinus*?) *beljaevi*, кроме того, геологический возраст этого местонахождения, по данным Э.А. Вангенгейм и др. [Вангенгейм и др., 1988], определяется средним виллафранком (около 2 млн лет). Позднее еще одна находка этого носорога описывается Ш.Ш. Шараповым из отложений среднего неоплейстоцена, в местонахождении Карамайдан [Додонов и др., 1989]. Вопрос о систематическом положении *Dicerorhinus* (= *Stephanorhinus*?) *beljaevi* требует отдельного рассмотрения. Позднее Ш.Ш. Шарапов указывает находку *S. kirchbergensis* из мустьерской стоянки Огзи-Кичик в юго-восточной части Афгано-Таджикской депрессии [Forsten, Sharapov, 2000; Шарапов, 2016]. Возраст этой стоянки по данным радиоуглеродного анализа 30–40 тыс. лет. Данная находка может являться самой молодой в Средней Азии. Но описания самих остатков Ш.Ш. Шарапов не приводит, поэтому эта находка в наши зоогеографические построения не включена. Нижнюю челюсть из Ленинакана, описанную Л.А. Авакяном [Авакян, 1959], по размерам зубов целесообразно относить к *S. etruscus* [Shpansky, Tleuberdina, in print]. Выделенный Р.Д. Джафаровым [Джафаров, 1955, 1960] новый вид *Rhinoceros binagadensis* из кировых отложений на Апшеронском полуострове (Азербайджан) первоначально был назван В.В. Богачевым [Богачев, 1944] *Rhinoceros merckii* (= *S. kirchbergensis*). Геологический возраст местонахождения оценивается как конец позднего неоплейстоцена. Морфометрические данные по этому носорогу вызывают большое сомнение в правильности его отнесения как к *Stephanorhinus kirchbergensis*, так и выделении в качестве самостоятельного вида. Основные параметры черепа, нижней челюсти, зубов и костей посткраниального скелета показывают его сходство с *Coelodonta antiquitatis*. В диагнозе вида не приведены морфологические признаки зубов, являющие-

ся ведущими при определении видовой принадлежности. Таким образом, систематическое положение *Rhinoceros binagadensis* требует уточнения.

Местонахождение Новоилйск в Казахстане является синонимом местонахождению Капчагай, так как оба названия принадлежат одному населенному пункту (в 1970 г. поселок Новоилйск был переименован в город Капчагай). Напротив, указанное Э. Биллия [Billia, 2011a] местонахождение Синяково-1 у п. Беляевка представляет собой два разных местонахождения на территории Украины. По мнению А.И. Давида, геологический возраст местонахождения Синяково-1 – конец раннего неоплейстоцена, а местонахождения Беляевка – начало среднего неоплейстоцена [Давид и др., 1990].

Указанная ранее Э.В. Алексеевой [Алексеева, 1980] нижняя челюсть из Кемеровской области, хранящаяся в Кемеровском краеведческом музее (ККМ № 70), не существует, под этим номером в музее хранится фрагмент челюсти мамонта.

Автором сделано переопределение нижней челюсти (ИГАБМ № 400) из местонахождения Мус Хая на р. Яна (Якутия). Эта челюсть ранее была выделена П.А. Лазаревым [2008] как паратип *Coelodonta jacuticus* Russanov 1968. Новые исследования этой челюсти показали, что она принадлежит *S. kirchbergensis*. Эта находка является самой северной из всех известных, и вместе с находкой черепа *S. kirchbergensis* на реке Чондон [Kirillova et al., 2016] расположены севернее Полярного круга.

Целая серия новых местонахождений на юге Западной Сибири сделала этот регион достаточно насыщенным остатками *S. kirchbergensis*. Среди новых находок необходимо отметить местонахождение Красный Яр в Новосибирской области, которое, по мнению С.К. Васильева, относится к позднему плейстоцену и может быть сопоставлено с местонахождениями в Италии, Германии, Китае и др. Также была описана и самая древняя находка *S. kirchbergensis* на территории Западной Сибири у с. Дальнее (Акмолинская область). Возраст жунши-ликской свиты, в которой найдена нижняя челюсть, соотносится со второй половиной раннего неоплейстоцена (MIS 15–16) [Shpansky, Tleuberdina, in print].

Уникальная находка была сделана летом 2016 г. у Горжува Великопольского в Польше. Здесь во время дорожно-строительных работ был впервые найден скелет *S. kirchbergensis* [Kotowski et al., 2017]. Эта находка является самой северной для Западной и Центральной Европы. Эти и другие данные, включая новые (всего 98 местонахождений; таблица), послужили хорошей основой для предлагаемого ниже палеозоогеографического обзора пространственно-временного распространения носорога Мерка.

Пространственно-временное распределение местонахождений *Stephanorhinus kirchbergensis*
Spatio-temporal distribution of locations *Stephanorhinus kirchbergensis*

№	Местонахождение (+координаты)	Страна (+регион)	Геологический возраст (+MIS)	Литературный источник
1	Кошкурган, долина р. Сырдарьи, 14,5 км от Туркестана; ~43°20' с.ш., ~67°40' в.д.	Чимкентская обл., Казахстан (Средняя Азия)	Ранний неоплейстоцен; 0,8–0,7 млн лет	Хисарова, 1963
2	Капчагай (=Новоильск), р. Или, у Капчагайского водохранилища (Алматинская область); ~43°55' с.ш., ~78°40' в.д.	Алматинская обл., Казахстан (Средняя Азия)	Ранний неоплейстоцен; 0,7 млн лет	Кожамкулова, 1974; Billia, 2011a
3	Дальнее, р. Жаныспай, приток р. Ишим; 52°14'28" с.ш., 66°22'16" в.д.	Акмолинская обл., Казахстан (Западная Сибирь)	Ранний неоплейстоцен (MIS 15–16)	Shpansky, Tleuberdina, in print
4	Низовье р. Убаган (правый приток р. Тобол); 54° с.ш., 64°45' в.д.	Кустанайская обл., Казахстан (Западная Сибирь)	Ранний неоплейстоцен (MIS 15–16)	Илларионов, 2013
5	Эльсенз река (юг Хайдельберга) (Elsenz); ~49°24' с.ш. ~8°42' в.д.	Германия (Западная Европа)	Вторая половина раннего неоплейстоцен; 0,6 млн лет (MIS 15)	Billia, 2011a
6	Мосбах II; ~49°21' с.ш., 9°09' в.д.	Германия (Западная Европа)	Вторая половина раннего неоплейстоцена; ~560–580 тыс. лет (MIS 14–15)	Fortelius et al., 1993; van der Made, 2010; Billia, 2011a
7	Чжоукоудянь 1 (СКТ-1), окрестности Пекина; ~40° с.ш., ~116° в.д.	Китай (Восточная Азия)	Конец раннего неоплейстоцена; 500 тыс. лет	Tong, Wu, 2010; Billia, 2011a
8	Колкотова балка, Тирасполь; 46°50' с.ш., 29°39' в.д.	Молдавия (Восточная Европа)	Конец раннего неоплейстоцена ~500 тыс. лет (MIS 13)	Давид, 1980
9	С. Беляевка, Одесская обл.	Украина (Восточная Европа)	Конец раннего неоплейстоцена	Давид и др., 1990
10	Бильзингслебен	Германия (Западная Европа)	Конец раннего неоплейстоцена; 400–420 тыс. лет	van der Made, 2010
11	Кирхберг	Германия (Западная Европа)	Начало среднего неоплейстоцена; ~380–400 тыс. лет (MIS 11)	van der Made, 2010
12	Синяково-1, р. Серет, около Тернополя; ~49°40' с.ш., ~25°40' в.д.	Украина (Восточная Европа)	Начало среднего неоплейстоцена	Давид и др., 1990
13	Меджибож, р. Южный Буг Хмельницкая обл.; ~49°35' с.ш., ~27°20' в.д.	Украина (Восточная Европа)	Начало среднего неоплейстоцена	Степанчук, Рековец, 2008
14	Пещера Азых (слой 5 и 2?), окрестности Физули, Южный Карабах; ~39°30' с.ш., ~47°10' в.д.; 900 м над ур.м.	Азербайджан (Кавказ)	Начало среднего неоплейстоцена и слой с орудиями мустьерской эпохи (Q _{III})	Барышников, 1987
15	Барнфельд Пит, Кент	Великобритания (Западная Европа)	Начало среднего неоплейстоцена; ~400 тыс. лет (MIS 11)	Billia, 2011a
16	Клектон-Зея, Эссекс	Великобритания (Западная Европа)	Начало среднего неоплейстоцена; ~400 тыс. лет (MIS 11)	Fortelius et al., 1993; Billia, 2011a
17	Кирилловка, р. Бурлук; 53°08'43" с.ш., 67°42' в.д.	Северо-Казахстанская обл., Казахстан (Западная Сибирь)	Начало среднего неоплейстоцена (тобольское время)	Шпанский и др., 2017, в печати
18	Зыряновск, севернее оз. Зайсан; ~49°55' с.ш., ~84°25' в.д.	Восточно-Казахстанская обл. (Западная Сибирь)	Начало среднего неоплейстоцена (тобольское время)	Громова, 1935; Billia, 2011a
19	Черноярка, р. Иртыш, севернее Павлодара; ~52°30' с.ш., ~76°45' в.д.	Павлодарская обл., Казахстан (Западная Сибирь)	Начало среднего неоплейстоцена (тобольское время)	Громова, 1935; Billia, 2011a
20	Красный Яр, р. Обь; 57°07' с.ш., 84°30' в.д.	Томская область (Западная Сибирь)	Начало среднего неоплейстоцена (тобольское время)	Shpansky, Billia, 2012; Шпанский, 2016

№	Местонахождение (+координаты)	Страна (+регион)	Геологический возраст (+MIS)	Литературный источник
21	Киндал, р. Обь (Каргасокский район); 59°08' с.ш., 80°35' в.д.	Томская область (Западная Сибирь)	Начало среднего неоплейстоцена (тобольское время)	Шпанский, 2016
22	Асино, р. Чулым (Асиновский район); 57°04' с.ш., 86°10' в.д.	Томская область (Западная Сибирь)	Начало среднего неоплейстоцена (тобольское время)	Шпанский, 2016
23	Между селами Мартыново и Кытманово, р. Чумыш	Алтайский край (Западная Сибирь)	Средний неоплейстоцен	Lobachev et al., in print
24	Бийск	Алтайский край (Западная Сибирь)	Средний неоплейстоцен	Lobachev et al., in print
25	Бердск	Новосибирская обл. (Западная Сибирь)	Средний неоплейстоцен	Lobachev et al., in print
26	Тараданово; 53°46' с.ш., 81°50' в.д.	Новосибирская обл. (Западная Сибирь)	Средний неоплейстоцен	Lobachev et al., in print
27	Красноярка, р. Иртыш; 57°44' с.ш., 71°17' в.д.	Омская обл. (Западная Сибирь)	Средний неоплейстоцен	Lobachev et al., in print
28	Омск, р. Иртыш	Омская обл. (Западная Сибирь)	Средний неоплейстоцен	Lobachev et al., in print
29	Качулька, при слиянии рек Амыл и Казыр; 53°47' с.ш., 92°53' в.д.	Красноярский край (Восточная Сибирь)	Начало среднего неоплейстоцена (тобольское время)	Шпанский, 2016
30	Река Вилюй; 63°40' с.ш., 121°03' в.д.	Якутия (Восточная Сибирь)	Начало среднего неоплейстоцена	Дуброво, 1957
31	Мус Хая, р. Яна; 70°43' с.ш., 135°25' в.д.	Якутия (Восточная Сибирь)	Начало среднего неоплейстоцена (тобольское время)	Шпанский, Боесков, в печати
32	Р. Чондон; ~70°12' с.ш., ~137° в.д.	Якутия (Восточная Сибирь)	Начало среднего неоплейстоцена	Kirillova et al., 2016, 2017
33	Иркутск? (точное место неизвестно)	Восточная Сибирь	Начало (?) среднего неоплейстоцена	Billia, 2008
34	Чжоукоудянь 20 (СКТ-20), около Пекина; ~40° с.ш., ~116° в.д.	Китай (Восточная Азия)	Начало среднего неоплейстоцена	Tong, Wu, 2010; Billia, 2011a
35	Тангшань (провинции Наньинг)	Китай (Восточная Азия)	Начало среднего неоплейстоцена	Billia, 2011a
36	Данбэй (территория Данбей)	Северо-Восточный Китай (Восточная Азия)	Начало среднего неоплейстоцена	Billia, 2011a
37	Черный Яр, р. Волга; 48°03' с.ш., 46°07' в.д.	Астраханская обл. (Восточная Европа)	Начало среднего неоплейстоцена (MIS 11)	Громова, 1935; уст. сообщ. М.В. Головачёва
38	Куриловка, р. Большой Узень; 50°44' с.ш., 48°04' в.д.	Саратовская обл. (Восточная Европа)	Начало среднего неоплейстоцена (MIS 11)	Громова, 1935
39	Грейс Тюррок, Эссекс; 51°29' с.ш., 0°14' в.д.	Великобритания (Западная Европа)	Средний неоплейстоцен ~300 тыс. лет (MIS 9)	Fortelius et al., 1993; Billia, 2011a
40	Парфлит, Эссекс	Великобритания (Западная Европа)	Средний неоплейстоцен ~300 тыс. лет (MIS 9)	Billia, 2011a
41	Альдене (Геральт); ~43°21' с.ш., ~3°13' в.д.	Франция (Западная Европа)	Средний неоплейстоцен ~300 тыс. лет (MIS 9)	Lacombat, 2005
42	Даксленден	Германия (Западная Европа)	Средний неоплейстоцен ~330–340 тыс. лет (MIS 9)	Made, 2010
43	Штейнхейм	Германия (Западная Европа)	Средний неоплейстоцен ~300 тыс. лет (MIS 9)	Made, 2010
44	Мауер (Мау); ~49°20'20" с.ш., ~8°48' в.д.	Германия (Западная Европа)	Средний неоплейстоцен	Fortelius et al., 1993
45	Стокштадт (р. Рейн); ~49°49' с.ш., ~8°28' в.д.	Германия (Западная Европа)	Средний неоплейстоцен	Fortelius et al., 1993

№	Местонахождение (+координаты)	Страна (+регион)	Геологический возраст (+MIS)	Литературный источник
46	Шёнинген (Магдебург); ~52°10' с.ш. ~11°40' в.д.	Германия (Западная Европа)	Средний неоплейстоцен; ~300 тыс. лет (MIS 9)	Billia, 2011a
47	Вестерхофен (Северный Брабант); ~51°20' с.ш. ~5°24' в.д.	Нидерланды (Западная Европа)	Средний неоплейстоцен	Fortelius et al., 1993
48	Канев, Черкасская обл.; ~49°40' с.ш. ~31°30' в.д.	Украина (Восточная Европа)	Средний неоплейстоцен	Billia, 2011a
49	Морозовка, в 5 км от Брусилова, Житомир- ская обл.; ~50°15' с.ш. ~29°28' в.д.	Украина (Восточная Европа)	Средний неоплейстоцен	Billia, 2011a
50	Карьер Гирей, р. Кубань; 45°05' с.ш., 38°30' в.д.	Краснодарский край (Восточная Европа)	Средний неоплейстоцен	Billia, 2008
51	В устье Лнура, на р. Буг, около Варшавы; ~52°40' с.ш. ~21°20' в.д.	Польша (Восточная Европа)	Средний неоплейстоцен	Громова, 1935
52	Попрад; ~49°05' с.ш. ~20°20' в.д.	Словакия (Восточная Европа)	Средний неоплейстоцен	Billia, 2011a
53	Салымар, окрестности Будапешта; ~47°30' с.ш. ~19°00' в.д.	Венгрия (Восточная Европа)	Средний неоплейстоцен; ~300 тыс. лет	Billia, 2011a
54	Щигры, в 55 км северо-восточнее г. Курска; 51°50' с.ш., 36°50' в.д.	Курская обл. (Восточная Европа)	Средний неоплейстоцен	Беляева, 1940; Billia, 2008
55	Подольск; 55°30' с.ш., 37°30' в.д.	Московская обл. (Восточная Европа)	Средний неоплейстоцен	Беляева, 1940; Billia, 2008
56	Дмитров, IV шлюз канала Москва–Волга; 56°25' с.ш., 37°30' в.д.	Московская обл. (Восточная Европа)	Средний неоплейстоцен	Алексеева, 1977; Billia, 2008
57	Рыбинск, р. Волга, в устье р. Шексна; 58°05' с.ш., 38°50' в.д.	Ярославская обл. (Восточная Европа)	Средний неоплейстоцен	Беляева, 1939; Billia, 2008
58	Правый берег р. Волги, в 2 км западнее устья р. Большой Черемшан; 53°30' с.ш., 49°05' в.д.	Самарская обл. (Восточная Европа)	Средний неоплейстоцен	Billia, 2008
59	Окрестности г. Уфа на р. Уфа; ~54°45' с.ш. ~56°00' в.д.	Башкирия (Урал)	Средний неоплейстоцен	Уст. сообщ. П.А. Косинцева
60	Промышленная, р. Иня; ~54°55' с.ш. ~85°40' в.д.	Кемеровская обл. (Западная Сибирь)	Средний? неоплейстоцен	Billia, 2008
61	Бибиха, р. Обь; 55°19' с.ш., 82°52' в.д.	Новосибирская обл. (Западная Сибирь)	Средний (?) неоплейстоцен	Lobachev et al., in print
62	Мохово; ~54°35' с.ш. ~86°20' в.д.	Кемеровская обл. (Западная Сибирь)	Средний неоплейстоцен (са- маровское время)	Billia, 2008
63	Пещерный комплекс Турубонг, 8 км северо-восточнее Ченджу; 36°30'31" с.ш. 127°32'21" в.д.	Центральная Корея (Восточная Азия)	Средний неоплейстоцен	Lee Yung-Jo, 2001; Billia, 2011a
64	Пещера Верхняя, слой «с», р. Лемеза; 54°33' с.ш. 57°16' в.д.	Башкирия (Урал)	Вторая половина среднего неоплейстоцена (MIS 7–5e)	Сатаев, 2008; Danukalova et al., 2008
65	Клевенка, р. Большой Игиз; 52°10' с.ш., 49°05' в.д.	Саратовская обл. (Восточная Европа)	Вторая половина среднего неоплейстоцена	Billia, 2008
66	Рожмановка, р. Камелик; 51°55' с.ш., 49°15' в.д.	Саратовская обл. (Восточная Европа)	Вторая половина среднего неоплейстоцена	Billia, 2008
67	Тарасовка, р. Камелик; 52°05' с.ш., 49°20' в.д.	Саратовская обл. (Восточная Европа)	Вторая половина среднего неоплейстоцена	Billia, 2008
68	Черемухова Круча, р. Сестра; 52°05' с.ш., 49°30' в.д.	Саратовская обл. (Восточная Европа)	Вторая половина среднего неоплейстоцена	Billia, 2008
69	Илфорд, Эссекс	Великобритания (Западная Европа)	Средний неоплейстоцен; ~200 тыс. лет (MIS 7)	Billia, 2011a

№	Местонахождение (+координаты)	Страна (+регион)	Геологический возраст (+MIS)	Литературный источник
70	Вест Тюррок, Эссекс	Великобритания (Западная Европа)	Средний неоплейстоцен; ~200 тыс. лет (MIS 7)	Billia, 2011a
71	Стантон Харкорт, в 7 км от Оксфорда	Великобритания (Западная Европа)	Средний неоплейстоцен; ~200 тыс. лет (MIS 7)	Billia, 2011a
72	Эрингсдорф, Тюрингия, р. Ильм, в 3 км южнее Веймара (Нижний Травертин)	Германия (Западная Европа)	Средний неоплейстоцен; ~220 тыс. лет (MIS 7)	Kahlke, 1975; Billia, 2011a; Made, 2010
73	Северный Неймарк	Германия (Западная Европа)	Средний неоплейстоцен; ~180–200 тыс. лет (MIS 7)	Made, 2010
74–77	Два местонахождения в Истрии (~45°15' с.ш., ~13°54' в.д.) и два на островах у Далмации–Люссино (~44°35' с.ш., ~14°24' в.д.) и Хвар (~43°08' с.ш., ~16°44' в.д.)	Хорватия (Западная Европа)	Конец среднего – начало позднего неоплейстоцена	Billia, 2011b
78–87	Три местонахождения в северо-восточной части и семь в Центральной Италии (~42° с.ш., 13° в.д.)	Италия (Западная Европа)	Конец среднего – начало позднего неоплейстоцена	Billia, 2005
88	Кремона, р. По. ~45°13' с.ш. ~10° в.д.	Италия (Западная Европа)	Конец среднего – начало позднего неоплейстоцена	Persico et al., 2015
89	Красный Яр, р. Обь; 55°13' с.ш., 82°52' в.д.	Новосибирская обл. (Западная Сибирь)	Поздний неоплейстоцен (казанцевский горизонт) (MIS 5)	Lobachev et al., in print
90	Ксяйгушан, Хайченг, провинция Ляонин; ~43° с.ш., 122° в.д.	Восточный Китай (Восточная Азия)	Поздний неоплейстоцен; ~120 тыс. лет (MIS 5e)	Billia, 2011a
91	Пещера Носорога, Ксиньюдонг (Шенонгия), провинция Хубэй; 31°40'20" с.ш., 110°25'12" в.д.	Ю-З. Центр. Китая (Восточная Азия)	Поздний неоплейстоцен; ~120 тыс. лет (MIS 5e)	Tong, Wu, 2010
92	Горжов Великопольский; 52°50' с.ш., 15°10' в.д.	Польша (Восточная Европа)	Поздний неоплейстоцен (MIS 5)	Kotowski et al., 2017
93–94	Окрестности Загреба, 2 местонахождения; ~45°55' с.ш. ~16°00' в.д.	Хорватия (Западная Европа)	Начало позднего неоплейстоцена	Billia, 2011a
95	Таубах (3,5 км южнее Веймара), Тюрингия; 50°58' с.ш., 11°19' в.д.	Германия (Западная Европа)	Поздний неоплейстоцен; 116±19 тыс. лет (MIS 5e)	Kahlke, 1977; Lacombat, 2009
96	Бургтонна (~50 км западнее Веймара), Тюрингия; ~51°00' с.ш., ~10°30' в.д.	Германия (Западная Европа)	Поздний неоплейстоцен; 104–111±7 тыс. лет (MIS 5e)	Billia, 2011a
97	Пещеры Принца и Инфанта (грот Гримальди). ~43°47' с.ш., ~7°33' в.д.	Граница Франции – Италии (Западная Европа)	Поздний неоплейстоцен; ~120–105 тыс. лет (MIS 5e)	Lacombat, 2005
98	Пещера Мигонг, р. Янтцзы (~32° с.ш., ~110° в.д.)	Центральный Китай (Восточная Азия)	Конец позднего плейстоцена; 13150±190 BP (MIS 2)	Pang et al., 2017

Анализ палеозоогеографического распространения *Stephanorhinus kirchbergensis* Jäger. Наиболее древними на сегодняшний день являются местонахождения в Средней Азии: Кошкурбан в бассейне р. Сырдарьи и у Капчагайского водохранилища (рис. 1, фиг. 1). Фауна Кошкурбана и Капчагай (Южный Казахстан), включающая остатки носорога Мерка, имеет сходство с тираспольской фауной Восточной Европы [Хисарова, 1963] и датируется ранним неоплейстоценом. Совместно с *S. kirchbergensis* в Кошкурбане описаны остатки мосбахской лошади *Equus cf. mosbachensis* Reich., осла *E. hidruntinus* Regalia, гигантского верблюда *Paracamelus gigas* Schlosser, бизона *Bison aff. priscus* Boj. Более позд-

ние сборы (в 1986–1987 гг.) принесли массовый материал по лошадям, носорогам (Мерка и эласмотерию) и гигантскому верблюду и расширили видовой состав местонахождения [Кожамкулова, 2000; Фофанова, 2000]. По присутствию многочисленных остатков *Paracamelus gigas* и скорлупы яиц страуса *Strutio* sp. можно предполагать, что формирование местонахождения произошло в начале раннего неоплейстоцена (MIS 17–19). По мнению Б.С. Кожамкуловой [Кожамкулова, 2000], для Южного Казахстана в это время был характерен слабо возвышенный лесостепной ландшафт с участками полупустынь (скорее, сухих степей. – А.Ш.), где обитали гигантский верблюд, страус и осёл.

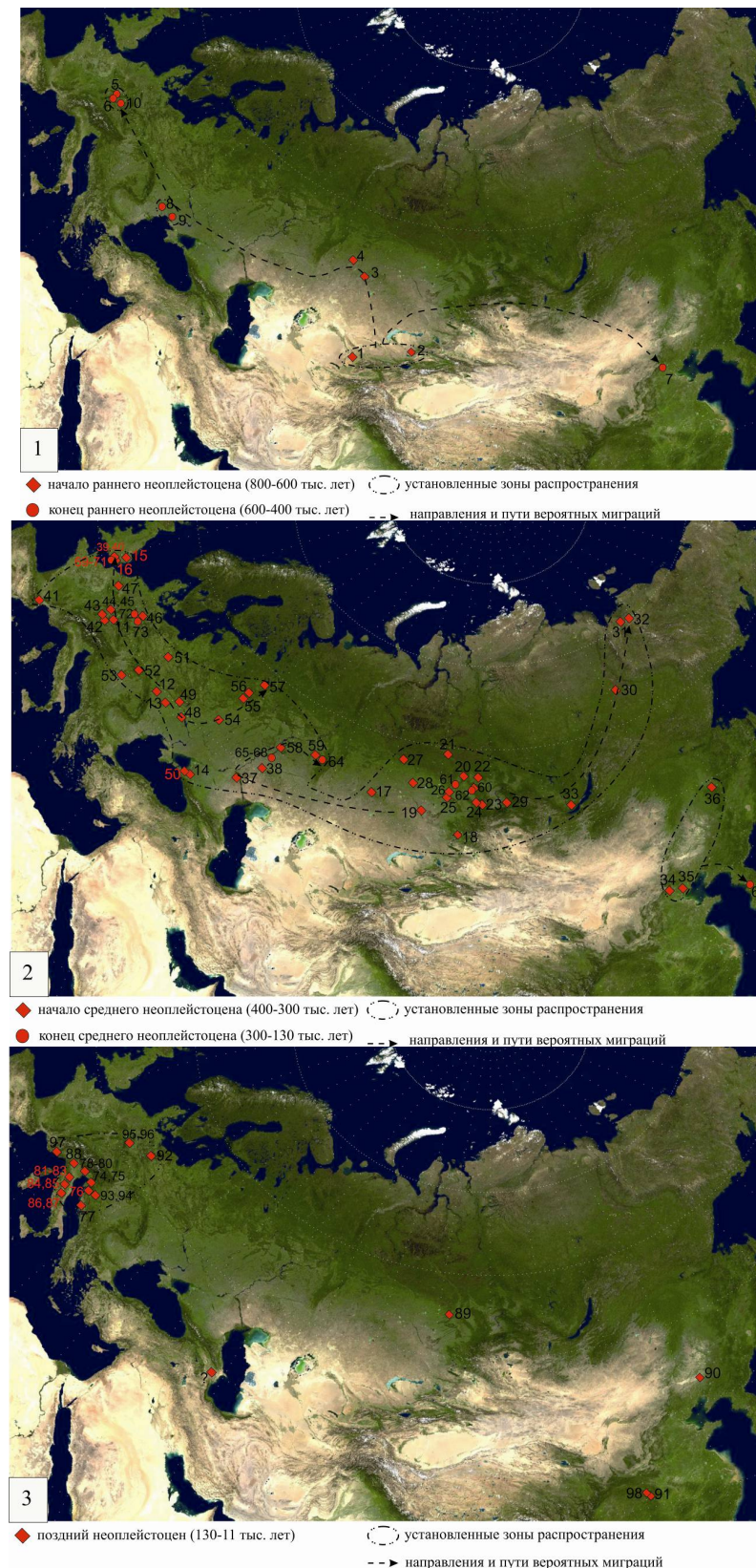


Рис. 1. Карты предполагаемого распространения и расселения *Stephanorhinus kirchbergensis* в пределах Северной Евразии на основе местонахождений остатков раннего – позднего неоплейстоцена:

1 – ранний неоплейстоцен; 2 – средний неоплейстоцен; 3 – поздний неоплейстоцен. Номера местонахождений соответствуют номерам в таблице

Fig. 1. Maps of the expected spread and settlement of *Stephanorhinus kirchbergensis* within Northern Eurasia, based on the locations of the remains of the early – late Neopleistocene:

1 – Early Neopleistocene; 2 – Medium Neopleistocene; 3 – Late Neopleistocene. The location numbers correspond to the numbers in the Table

Эти наиболее древние находки остатков *S. kirchbergensis* в Казахстане позволяют предположить среднеазиатское происхождение данного животного. Несмотря на то что остатки *S. megarinus* более древней и считающейся предковой формой для носорога Мерка известны из Европы [Громова, 1965; Fortelius et al., 1993], но местонахождений носорога Мерка древнее второй половины раннего неоплейстоцена (миндель-II; MIS 14–15) нет. (По мнению некоторых исследователей [Guerin, 1980; Sardella et al., 1998], возраст самых ранних находок в Западной Европе составляет 900–930 тыс. лет; большинство считает, что *S. kirchbergensis* в Европе появился не раньше 600–620 тыс лет [Fortelius et al., 1993; Kahlke 2001; van der Made, 2010].) Миграция носорога Мерка на север могла быть вызвана усиливающейся аридизацией климата в Средней Азии и достаточно интенсивными процессами горообразования и расчленения рельефа в пределах Тянь-Шаня и Памира [Синицын, 1962; Trifonov et al., 2012], этими же процессами можно объяснить смещение на север к началу среднего неоплейстоцена южной границы ареала.

Для конца первой половины раннего неоплейстоцена на севере Казахстана установлено новое местонахождение *S. kirchbergensis* у с. Дальнее (Акмолинская обл.). В отложениях верхнежунглийской подсвиты (MIS 15–16) в Тургайском прогибе найдена нижняя челюсть [Shpansky, Pleuberdina, in print]. В отложениях этой же свиты, на правом берегу р. Убаган (правый приток р. Тобол), в нижнем течении в 1960-е гг. А.Г. Илларионовым были найдены кости носорога Мерка – *Rhinoceros aff. mercki* Jager [Илларионов, 2013]. Во второй половине раннего неоплейстоцена носорог Мерка очень быстро расширяет свой ареал, на западе проникая в Центральную Европу до Хейдельберга и Мосбаха II (Германия, ~600 и ~560–580 тыс. лет соответственно) и обитая в северо-западном Причерноморье – Молдавии (Колкотова балка, у г. Тирасполь) и Украине (Беляевка, у г. Одесса). В Азии носорог Мерка доходит на восток до Чжоукоудяня I (Восточный Китай, ~500 тыс. лет) (рис. 1, 1). Европейский и Восточно-Китайский центры крайне удалены как друг от друга, так и от предполагаемого центра распространения и в меридиональном простирании представляют практически крайние части ареала (в начале среднего неоплейстоцена он еще немного расширится и значительно продвинется на север). При этом в пространстве между Европейскими и Восточно-Китайскими местонахождениями на сегодняшний день не известны местонахождения носорога Мерка, однозначно датированные второй половиной раннего неоплейстоцена, включая эндемичный район (Казахстан). В Северо-Казахстанской области известны два местонахождения *S. kirchbergensis* (Кирилловка

и Аркалык), относимые нами к концу раннего – началу среднего неоплейстоцена, но их геологическое положение требует уточнения.

Всплеск численности местонахождений (более половины всех местонахождений; рис. 2) остатков носорога Мерка в Евразии, датированных началом среднего неоплейстоцена (время, предшествовавшее максимальному оледенению), вызывает ряд вопросов: 1) где располагался район (или районы), явившийся центром повторного расселения, так называемой второй волны; 2) какими были направления миграций – с запада на восток, или наоборот; 3) пути возможных миграций?

Нам представляется наиболее вероятным, что расселение второй волны *S. kirchbergensis* происходило в самом начале среднего неоплейстоцена, по геологическим меркам времени это произошло практически одновременно из трех районов (рис. 1, 2), названных нами условно: 1) Германский, или Центрально-Европейский; 2) Западно-Сибирский и 3) Восточно-Китайский. Из Германского центра распространение происходило радиально в пределах Западной и Центральной Европы, включая Британские острова (особенно много находок в графстве Эссекс, не менее 5 местонахождений), Францию, Польшу, Украину и др. Проникновение *S. kirchbergensis* на юго-восток Великобритании могло произойти несколько раньше, в самом конце раннего неоплейстоцена, в конце миндельского (Эльстер 2, MIS 12) оледенения, сопровождавшегося значительным понижением уровня мирового океана (до 70 м ниже современного). Местонахождения в Великобритании являются самыми западными в ареале носорога Мерка. На Апеннинский полуостров носорог Мерка проникает во второй половине среднего неоплейстоцена, в Италии Э. Биллия [Billia, 2005; Persico et al., 2015] отмечает 11 местонахождений – 4 на северо-востоке и 7 в центральной части, возраст этих местонахождений определен как конец среднего – начало позднего неоплейстоцена.

Вторым центром распространения, вероятно, является юг Западной Сибири. По-нашему мнению, отсюда распространение носорога Мерка произошло по трем направлениям: на запад, восток и север. Миграция носорога Мерка на запад происходила через Южный Урал (пещ. Верхняя) [Сатаев, 2008] и Нижнее Поволжье, где местонахождения довольно многочисленны в Астраханской и Саратовской областях (Черный Яр, Тарасовка и др.) [Громова, 1935; Беляева, 1940; Billia, 2008]. Из Нижнего Поволжья далее по долине р. Волги он значительно продвинулся на север Русской равнины. Находка у г. Рыбинска (правый берег р. Шексна) [Беляева, 1939] является самым северным местонахождением (58°05' с.ш., 38°50' в.д.) среднего неоплейстоцена для европейской части ареала. Одновременно из Прикаспийской

низменности вдоль западного побережья Каспийского моря носороги могли проникнуть на Кавказ (в Азербайджан). Миграция на Кавказ могла осуществляться одновременно несколькими видами стефаноринусных носорогов – *S. etruscus brachycephalus*, *S. kirchbergensis*, известных из местонахождений Закавказья и Северного Кавказа близкого геологического возраста [Авакян, 1959; Джафаров, 1955; Барышников, 1987]. По мнению Г.Ф. Барышникова [1987], носорог Мерка в Азербайджане задержался до начала позднего неоплейстоцена, его остатки отмечаются в мустьерских отложениях пещеры Азых.

Вторым направлением распространения носорога Мерка из «Западно-Сибирского центра» (местонахождение Кирилловка на р. Бурлук, приток р. Ишим) было продвижение в долину р. Иртыш и на юго-восток Западно-Сибирской равнины в целом. Здесь в Обь-Иртышском междуречье, Кузбассе и Верхнем Приобье известно несколько местонахождений начала среднего неоплейстоцена (тобольский горизонт, MIS 11–9) [Shpansky, Billia, 2012]. По долине р. Обь *S. kirchbergensis* проник довольно далеко на север, до Киндала (59°08' с.ш., 80°35' в.д.), что является самой северной точкой ареала в Западной Сибири [Шпанский, 2016].

Распространение на восток в Забайкалье и на северо-восток в Якутию, по нашему мнению, является третьим направлением расселения носорога Мерка из Западной Сибири. Находка зуба на юге Красноярского края (Качулька; 53°47' с.ш., 92°53' в.д.) – первая для данного региона, является важным связующим звеном в пространственном распространении этих носорогов между находками в Западной и Восточной Сибири [Шпанский, 2016]. Но не исключено, что восточная линия могла распространиться и из Китая на север в Забайкалье (Иркутск) и северо-восток в Якутию (р. Вилюй; 63°40' с.ш., 121°03' в.д.) [Дуброво, 1957] и далее, вплоть до берегов Восточно-Сибирского моря. Местонахождения на реках Чондон (~70°12' с.ш., 137° в.д.) [Kirillova et al., 2016, 2017] и Яна в Якутии (Мусс Хая; 70°43' с.ш., 135°25' в.д.) являются на сегодняшний день самыми северными из известных и выходят за Полярный круг. Они же являются самыми восточными точками ареала (рис. 1, 2). Эти находки остатков носорога Мерка говорят о весьма широком распространении в тобольское время достаточно теплых и влажных условий, позволивших проникнуть далеко на север (вплоть до 70–71° с.ш.) кустарниковой растительности по долинам рек. Из полостей зубов черепа с р. Чондон были получены растительные остатки, среди которых определены злаки (Poaceae), травы (Dicotyledones), мхи (*Aulacomnium* sp., *Polytrichum* sp.), вересковые (Ericaceae), веточки ивы (*Salix* sp.), березы (*Betula* sp.) и лиственницы (*Larix* sp.) [Kirillova et al., 2016]. Этот состав растительных

остатков указывает на смешанное питание *S. kirchbergensis*, в состав которого входила травянисто-лиственная и древесно-кустарниковая растительность. Подобная растительность для этой широты была характерна в начале среднего неоплейстоцена – тобольское время (MIS 9–11). Предложенный более молодой геологический возраст (в пределах 48–70 тыс. лет) [Kirillova et al., 2017] для севера Якутии, по мнению автора, неприемлем. В течение каргинского интерстадиала (MIS 3) на этой территории были распространены тундровые ландшафты, которые были не пригодны для обитания *S. kirchbergensis*.

Для начала среднего неоплейстоцена (тобольское время) южная граница ареала носорога Мерка в Западной Сибири смещается в северный Казахстан (географически – в южную часть Западно-Сибирской равнины). Причем большая часть известных местонахождений приурочена к юго-восточной части Западной Сибири, включая и более северные местонахождения: Красный Яр, Асино, Киндал в Томском Приобье [Shpansky, Billia, 2012; Шпанский, 2016]. В это время *S. kirchbergensis* входит в состав прииртышского фаунистического комплекса (сингильского для Восточной Европы) и сопровождается *Mammuthus trogontherii chosaricus*, *Equus* ex gr. *mosbachensis-germanicus*, *Cervus elaphus*, *Megaloceros giganteus ruffi* и др. На западе Казахстана и Западной Сибири находок носорога Мерка пока не известно, самой западной находкой в этом регионе является Кирилловка (67°42' в.д.) в бассейне реки Ишим. В среднем и нижнем течении р. Волги остатки *S. kirchbergensis* достаточно многочисленны. Подобный разрыв в ареале может быть связан либо с ландшафтно-климатическими условиями территории – на западе Казахстана происходила интенсивная аридизация климата и развивались открытые ландшафты с постепенным опустыниванием, что для обитателя пойменных зарослей было неблагоприятно. Другой причиной может быть недостаточная изученность запада Казахстана и Западной Сибири, и находки остатков *S. kirchbergensis* в этом регионе стоит ожидать в ближайшее время. К началу максимального оледенения носорог Мерка в пределах Восточной Сибири вымирает. В бассейне р. Волги (Саратовская область) носорог Мерка, вероятно, обитал еще во второй половине среднего неоплейстоцена [Billia, 2008]. На Южном Урале (Башкирия) также для второй половины среднего неоплейстоцена отмечены находки зубов в пещере Верхняя [Сатаев, 2008; Danukalova et al., 2008] и на р. Уфе [П.А. Косинцев, устное сообщение].

Третьим вероятным центром распространения носорога Мерка в начале среднего неоплейстоцена являлись восточная часть Китая и Корея (рис. 1, 2). Здесь расположены самые южные местонахождения

носорога (Чжоукоудянь 20, Турубонг и др.) в интервале от 36°30' до 40° с.ш. и до 127°31' в.д. [Billia, 2011a]. Эта часть ареала могла иметь значительную степень изоляции от остального евроазиатского распространения *S. kirchbergensis*.

Таким образом, ареал носорога Мерка своих максимальных размеров достигал в первой половине среднего неоплейстоцена (около 400–300 тыс. л.н.). Восточнее оз. Байкал он, вероятно, имел раздвоение в форме ласточкиного хвоста – верхний язык уходил по долинам рек Вилуй и Яна в Центральную и Северо-Восточную Якутию, а нижний в Восточную Азию. В Западно-Сибирской части ареал проходил довольно широкой полосой между 49° и 59° с.ш. В пределах Южного Урала и Прикаспийской низменности он сужается. В горной части Урала остатки носорога Мерка пока не обнаружены. В Восточной Европе ареал опять расширяется как на север до 58° с.ш., так и на юг до 46° с.ш., проникая на Кавказ (~39°30' с.ш.). В Центральной и Западной Европе ареал носорога Мерка сужается и смещается на юг, находясь между 52°40' с.ш. (в Великобритании, Польше и Германии) и 42° с.ш. (в Италии). В целом в пределах Евразийского ареала *S. kirchbergensis* наибольшая плотность находок приходится на Центральную Европу и Поволжье, в азиатской части ареала местонахождения рассеяны неравномерно и в целом их частота значительно меньше. Такая неравномерность, вероятно, связана с большей аридностью климата во внеледниковой зоне бореальной Азии и локальным распространением благоприятных ландшафтов для лесного носорога, каковым являлся носорог Мерка.

Проводившееся ранее [Громова, 1935, 1965] сопоставление географического распространения носорога Мерка и лесного слона *Elephas (Palaeoloxodon) antiquus* Falconer et Cautley по совместным находкам в отложениях среднего неоплейстоцена в настоящее время является верным только для европейской части ареала. В Сибири северная граница ареала лесного слона проходит гораздо южнее (не выше 54° с.ш., т.е. по южной границе Западно-Сибирской равнины), чем у носорога Мерка (59°09' с.ш. в Западной Сибири). В Восточной Сибири отмечается находка слона *Elephas (Palaeoloxodon) ex gr. namadicus* в отложениях эоплейстоцена или раннего неоплейстоцена в обнажении Тандинское на р. Алдан (~63° с.ш.) [Вангенгейм, 1977; Лазарев, 2008], более молодых остатков лесных слонов в Якутии неизвестно. Более полным совпадением отличается сопоставление с ареалом степного слона *Mammuthus trogontherii* Pohl, обитавшего в открытых ландшафтах.

Неясным остаётся пространственно-временное сосуществование в среднем неоплейстоцене *S. kirchbergensis* с сибирским эласмотерием *Elasmotherium*

sibiricum Fischer. Этот специализированный вид носорогов был широко распространен в Казахстане, по югу Западно-Сибирской равнины, в Поволжье и Северном Причерноморье. По отдельности эти носороги встречаются в сопровождении одних и тех же видов прииртышского фаунистического комплекса, например в Григорьевке (Павлодарское Прииртышье) и в Зырянском (Восточно-Казахстанская область). Совместное нахождение эласмотерия и носорога Мерка впервые обнаружено в местонахождении у п. Кирилловка (Северо-Казахстанская обл.) на юге Западной Сибири. Здесь зуб *S. kirchbergensis* впервые обнаружен в одном слое со скелетом *Elasmotherium sibiricum* Fischer. Ранее для местонахождения Кошкурган Б.С. Кожамкулова [2000] отмечала совместное нахождение остатков этих носорогов, но одновозрастность остатков из-за их разной сохранности вызывает сомнение.

Заключительный этап существования носорога Мерка приходится на поздний неоплейстоцен. Во время максимального оледенения (250–130 тыс. лет) *S. kirchbergensis* исчезает на большей части своего ареала (Восточная Европа, Восточная и почти вся Западная Сибирь), продолжая существовать в Центральной и Южной Европе (Германия, Польша, Хорватия и Италия) и в Китае. Причинами такого значительного сокращения явились сильнейшая аридизация климата во второй половине среднего неоплейстоцена и крайнее сокращение или даже исчезновение древесной растительности и лесных ландшафтных систем.

В начале позднего неоплейстоцена носорог Мерка сохраняется в трех (возможно, четвертым рефугиумом является Южный Карабах (Азербайджан, Кавказ), здесь из мустьерских слоев в пещ. Азых определены остатки носорога Мерка [Барышников, 1987], но описание этих остатков до сих пор не опубликовано) крайне удалённых друг от друга рефугиумах: Центрально-Европейском, Западно-Сибирском и Китайском (рис. 1, 3). В Центральной Европе, в Германии (Тюрингия) и Хорватии [Kahlke, 1977; Lacomat, 2009; Billia, 2011b], а также в Италии [Billia, 2005] известно несколько местонахождений, чей геологический возраст определен в интервале 120–104 тыс. лет. В Тюрингии его остатки достаточно многочисленны, материалы из Таубаха принадлежат не менее 76 особям, включая детенышей и подростков [Kahlke, 1977], а в Центральной Италии Е. Billia [2005] отмечает семь местонахождений. Самым северным проникновением *S. kirchbergensis* для Западной и Центральной Европы в начале позднего неоплейстоцена стало распространение его в долине р. Варта, бассейн р. Одер (Горжов Великопольский, Польша; 52°50' с.ш.) [Kotowski et al., 2017].

Новые многочисленные находки остатков *S. kirchbergensis* на юге Западно-Сибирской равнины

выявили одно местонахождение на р. Обь в Новосибирской области (рис. 1, 3), в отложениях казанцевского горизонта (MIS 5) верхнего неоплейстоцена в Красном Яру найдена нижняя челюсть [Lobachev et al., in print]. Ранее предполагалось, что *S. kirchbergensis* в пределах Западно-Сибирской равнины очень ограничен как пространственно (только Томское Приобье [Shpansky, Billia, 2012]), так и временем существования – только начало среднего неоплейстоцена (MIS 11–9). Новые находки позволяют говорить о более широком распространении *S. kirchbergensis* на юге Западно-Сибирской равнины и сохранении его в пределах очень ограниченного рефугиума (Новосибирское Приобье) до начала позднего неоплейстоцена.

В «Китайском» рефугиуме (местонахождение Ксяйгушан 43° с.ш., провинция Ляонин) носорог Мерка сохранялся в начале позднего неоплейстоцена и даже проник по долине Янцзы достаточно далеко на юг, поднявшись на значительные высоты хребта Дабашань. Местонахождение Шеннонджи, или Пещера Носорога, в провинции Хубэй (31°40'20" с.ш. 110°25'12" в.д.) находится на высоте более 2 000 м [Tong, Wu, 2010]. Данное местонахождение является самым южным и самым высотным из известных на сегодняшний день. Эта находка многочисленных остатков *S. kirchbergensis* на юге Китая вызвала ряд вопросов у самих авторов [Tong, Wu, 2010]. Возраст местонахождения определяется поздним неоплейстоценом по сопровождающей фауне (*Ailuropoda-Stegodon*), включающей *Hystrix*, *Atherurus*, *Rhizomys*, *Ailuropoda melanoleuca*, *Stegodon*, *Megatapirus*, *Cervus unicolor*, *Capricornis*, *Bubalus*. Основным стал вопрос палеоэкологии носорога Мерка, так как местонахождение Пещера Носорога имеет высокое гипсометрическое положение (2 102 м над уровнем моря). Ни один из пяти современных видов носорогов не обитает на подобных высотах, поэтому предполагается, что и более древние носороги не могли подниматься на такой уровень. По нашему мнению, причиной такого высокого положения местонахождения является тектоническая активность территории. Местонахождение Пещера Носорога приурочено к хребту Дабашань, являющемуся западным продолжением Наньшаньских гор. Интенсивное формирование данных горных структур связано с неотектоническим этапом развития Центральной Азии, а наиболее интенсивный рост этих гор начался именно с неоплейстоцена [Синицын, 1962]. Наньшаньские горы и хребт Дабашань – высокая и быстро растущая часть на востоке горной системы Куньлунь. Скорость вертикальных движений в Памиро-Гималайском поясе вообще и в восточной части Куньлуна в частности в позднем неоплейстоцене резко увеличилась и достигает 5–10 мм в год [Trifonov et al., 2012], этот процесс продолжается и в настоящее время. Поэтому современная геоморфология терри-

тории значительно отличается от времени формирования местонахождения, около 120 тыс. лет. Можно предположить, что формирование местонахождения и, соответственно, гипсометрический уровень Пещеры Носорога времени обитания *S. kirchbergensis* были примерно на 600–1 200 м ниже современного и степень расчлененности рельефа была значительно меньше, что могло удовлетворять экологическим возможностям животного. Кроме того, пещеры не являются местообитанием носорогов, а значит, появление их остатков в пещерных комплексах на Кавказе (пещ. Азых), Урале (пещ. Верхняя) и Дабашане (Пещера Носорога) связано, скорее всего, с деятельностью палеолитического человека (данные материалы являются принесенными).

Самой поздней находкой остатков *S. kirchbergensis* в Китае является Пещера Мигонг (~32° с.ш., ~110° в.д.) в бассейне р. Янтцзы на юго-востоке Центрального Китая [Pang et al., 2017]. Эта пещера находится в непосредственной близости от Пещеры Носорога, на высоте более 1 000 м, остатки носорога Мерка также сопровождаются *Ailuropoda-Stegodon* фауной. Радиоуглеродное датирование остатков из этой пещеры показало очень молодой возраст ($13\,150 \pm 190$ BP), что соответствует самому концу плейстоцена (MIS 2).

Окончательное вымирание *S. kirchbergensis* в Европе произошло к началу последнего оледенения, в связи с усилившейся аридизацией климата и исчезновением благоприятных биотопов. Вымирание носорога Мерка в Китае может быть связано с интенсивностью расчленения рельефа, связанными с этим изменениями ландшафтов и биотопов, а также деятельностью палеолитического человека, которая значительно усилилась в позднем неоплейстоцене.

Заключение

По наиболее древним известным местонахождениям *S. kirchbergensis* (Кошкурбан, Капчагай), вероятным центром его происхождения можно считать Среднюю Азию (Южный Казахстан), а время появления вида соотнести с концом эоплейстоцена – началом неоплейстоцена (около 850–800 тыс. л. н.). Пересмотр и исключение из списка местонахождений, опубликованных ранее Э. Биллия [Billia, 2011a], Курукская (Ферганская долина, Таджикистан), Лени-накана (Кавказ, Армения), позволяют значительно пересмотреть время существования *S. kirchbergensis*. Открытие новых местонахождений значительно отодвигает северную границу распространения в Центральной Европе до 53° с.ш., в Западной Сибири – до 59° с.ш., а в Восточной Сибири – за границу Полярного круга до 70°43' с.ш.

В развитии вида можно выделить три этапа: ранний – отражающий первую волну миграции из цен-

тра происхождения и первоначальное распространение (ранний неоплейстоцен); этап максимального распространения (начало среднего неоплейстоцена), связанный со второй волной миграции из трёх центров существования; завершающий этап (начало позднего неоплейстоцена) – доживание таксона в нескольких рефугиумах, изолированных друг от друга. Существование носорога Мерка в конце раннего – начале позднего неоплейстоцена пространственно было приурочено к южной и средней (за исключением части ареала в Якутии) широтно ориентированным подзонам перигляциальной зоны в пределах четырех зоогеографических подобластей (Европейско-Сибирской, Средиземноморской, Цен-

трально-Азиатской, Маньчжуро-Китайской) Палеоарктической области. Наибольшее количество местонахождений, отражающих этапы существования таксона (рис. 2), соотносится с тёплыми эпохами (термохронами) неоплейстоцена, что может объясняться двумя причинами: 1) улучшение в это время физико-географических условий обитания для *S. kirchbergensis*, что снижало давление лимитирующих факторов природной среды и позволяло расширять ареал; 2) изменение условий седиментации в сторону увеличения скорости и объемов осадконакопления, появления более благоприятных тафономических условий и формирования многочисленных местонахождений, включая аллювиальные.

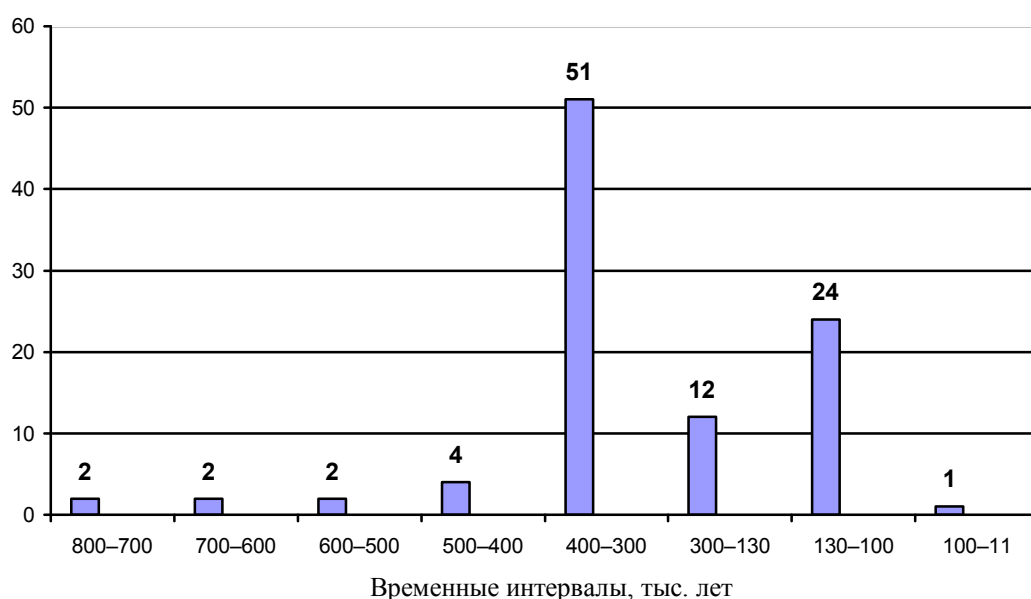


Рис. 2. Распределение местонахождений *Stephanorinus kirchbergensis* по геологическому возрасту

Fig. 2. Distribution of the locations of *Stephanorinus kirchbergensis* by geological age

Предложенный палеозоогеографический анализ пространственно-временного распространения носорога Мерка не является исчерпывающим и отражает современное состояние изученности. На территории России *S. kirchbergensis* имел широкое географическое распространение (от северо-восточной Якутии до Курска и Рыбинска). Время существования можно оценить от начала среднего неоплейстоцена, лихвинское (=тобольское) межледниковье (MIS 11–9), до конца среднего неоплейстоцена в Саратовском По-

волжье и Башкирии и до начала позднего неоплейстоцена на юго-востоке Западной Сибири (~120–100 тыс. лет). Пространственная локализация местонахождений, их неравномерное распределение, вероятно, связаны с ландшафтной неоднородностью ареала обитания. Это хорошо объясняется палеоэкологической специализацией носорога Мерка – обитателя пойменных зарослей и лиственных лесов, питавшегося листьями кустарников и вегетативными частями кроны лиственных деревьев [Громова, 1935].

ЛИТЕРАТУРА

- Авакян Л.А. Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении. Ереван, 1959. 72 с. XII табл.
 Алексеева Л.И. Териофауна раннего антропогена Восточной Европы. М. : Наука, 1977. 214 с.
 Алексеева Э.В. Плейстоценовые млекопитающие юго-востока Западной Сибири (хищные, хоботные, копытные). М. : Наука, 1980. 187 с.

- Барышников Г.Ф.** Млекопитающие Кавказа в эпоху раннего палеолита // Плейстоценовые млекопитающие Северной Евразии: Тр. ЗИН АН СССР. Л., 1987. Т. 168. С. 3–20.
- Богачев В.В.** Новые находки четвертичной фауны на Апшероне // Природа. 1944. № 2. С. 68–71.
- Беляева Е.И.** Новые находки остатков носорога Мерка на территории СССР // Природа. 1940. № 8.
- Беляева Е.И.** Об остатках ископаемого носорога из окрестностей г. Рыбинска // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1939. Т. 5. С. 69–92. Табл. I–VII.
- Вангенгейм Э.А., Сотникова М.В., Алексеева Л.И., Вислобокова И.А., Жегалло В.И., Зажигин В.С., Шевырева Н.С.** Биостратиграфия позднего плиоцена – раннего плейстоцена Таджикистана (по фауне млекопитающих). М.: Наука, 1988. 126 с.
- Вангенгейм Э.А.** Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии (по млекопитающим). М.: Наука, 1977. 171 с.
- Громова В.И.** Об остатках носорога Мерка (*Rhinoceros mercki* Jaeg.) с Нижней Волги // Труды ПИН. 1935. Т. 4. С. 91–136. Табл. I–III.
- Громова В.И.** Краткий обзор четвертичных млекопитающих Европы. М.: Наука, 1965. 143 с.
- Давид А.И.** Териофауна плейстоцена Молдавии. Кишинёв: Штиинца, 1980. 188 с.
- Давид А.И., Татаринцов К.А., Свистун В.И.** Хищные, хоботные и копытные раннего плейстоцена юго-запада СССР. Кишинёв: Штиинца, 1990. 131 с.
- Джафаров Р.Д.** Бинагадинский носорог // Труды ЕИМ им. Зардаби АН Азерб. ССР. Баку, 1960. Вып. XII. 129 с.
- Джафаров Р.Д.** Новый представитель четвертичных носорогов (*Rhinoceros binagadensis* Dzaf.) бинагадинской фауны // Труды ЕИМ им. Зардаби АН Азерб. ССР. Баку, 1955. Вып. X.
- Додонов А.Е., Ранов В.А., Шарапов Ш.Ш.** Карамайдан – новая точка с палеолитическими орудиями и среднеплейстоценовой фауной в палеопочвах Южного Таджикистана // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М., 1989. № 58. С. 26–36.
- Дуброво И.А.** Об остатках *Parelephas wusti* (M. Pawl.) и *Rhinoceros mercki* Jager из Якутии // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1957. № 21. С. 97–104.
- Илларионов А.Г.** Тургайский спиллвей. К истории становления и развития речной сети Арало-Иртышского региона. Ижевск: Удмурт. ун-т, 2013. 160 с.
- Кожамкулова Б.С.** Кошкурганская фауна Новоильиска // Вопросы географии Казахстана. 1974. Вып. 16. С. 186–192.
- Кожамкулова Б.С.** Кошкурганский раннеплейстоценовый фаунистический комплекс // Раннепалеолитические микроиндустриальные комплексы в травертинах Южного Казахстана. Новосибирск, 2000. С. 262–269.
- Лазарев П.А.** Крупные млекопитающие антропогена Якутии. Новосибирск: Наука, 2008. 160 с.
- Сатаев Р.М.** Остатки медведя (*Spelaeartos*) sp. и носорога *Stephanorhinus* sp. из пещеры Верхняя (Южный Урал) // Фауна и флора Северной Евразии в позднем Кайназое. Екатеринбург; Челябинск, 2008. С. 137–146.
- Синицын В.М.** Палеогеография Азии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 268 с.
- Степанчук В.Н., Рековец Л.И.** Нижний палеолит Украины – современное состояние исследований // Ранний палеолит Евразии: новые открытия. Ростов н/Д: ЮНЦ РАН, 2008. С. 105–107.
- Форонова И.В.** Анализ палеотериологического материала из местонахождений Кошкурган I и II // Раннепалеолитические микроиндустриальные комплексы в травертинах Южного Казахстана. Новосибирск, 2000. С. 273–275.
- Хисарова Г.Д.** Ископаемые кости млекопитающих из Кошкурганского грифона (Южный Казахстан) // Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1963. Т. 4. С. 42–65.
- Шарапов Ш.Ш.** Куруксайский комплекс позднеплиоценовых млекопитающих Афгано-Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1986. 272 с.
- Шарапов Ш.Ш.** Позднекайнозойские носороги (*Rhinocerotidae*, *Mammalia*) юго-востока Средней Азии и их стратиграфическое распространение // 100-летие палеонтологического общества России. Проблемы и перспективы палеонтологических исследований: материалы 62-й сессии палеонтологического общества. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. С. 281–282.
- Шпанский А.В.** Новые находки носорога Мерка (*Stephanorhinus kirchbergensis* Jager 1839) (*Rhinocerotidae*, *Mammalia*) в Томском Приобье // Геосферные исследования. 2016. № 1. С. 24–39.
- Шпанский А.В., Боевский Г.Г.** Самая северная находка остатков носорога Мерка (*Stephanorhinus kirchbergensis* Jager 1839) и систематическое положение *Coelodonta jacuticus* Russanov 1968 (*Mammalia*, *Rhinocerotidae*) // Палеонтологический журнал. В печати
- Шпанский А.В., Ильина С.А., Алиасова В.Н.** Новые находки остатков элasmотериев на юге Западной Сибири // Наука и образование. 2017. № 4. В печати
- Billia E.M.E.** Occurrences of *Stephanorhinus kirchbergensis* (Jager, 1839) (*Mammalia*, *Rhinocerotidae*) in Eurasia – An account // Acta Palaeontologica Romaniae. 2011a. V. II. P. 17–40.
- Billia E.M.E.** Odontological distinguishing characters of *Stephanorhinus kirchbergensis* (Jaeger, 1839) (*Mammalia*, *Rhinocerotidae*) with a revision of the species in Italy // Proc. 3rd Intern. Symp. Evolution of Life on the Earth, Tomsk November 1-4 2005, Evolution of Life on the Earth, Tomsk: Tomsk Univ. Press, 2005. 3. P. 321–325.
- Billia E.M.E.** Revision of the fossil material attributed to *Stephanorhinus kirchbergensis* (Jager, 1839) (*Mammalia*, *Rhinocerotidae*) preserved in the museum collections of the Russian Federation // Quaternary International. 2008. № 179 (1). P. 25–37.
- Billia E.M.E.** Siti Paleontologici a “Rinoceronte di Merck”, *Stephanorhinus kirchbergensis* (Jager, 1839) (*Mammalia*, *Perissodactyla*), in Istria, Quarnero e Dalmazia // Atti. 2011b. V. 41. P. 9–31.
- Danukalova G., Yakovlev A., Alimbekova L., Yakovleva T., Morozova E., Ereemeev A., Kosintsev P.** Biostratigraphy of the Upper Pleistocene (Upper Neopleistocene) – Holocene deposits of the Lemeza River valley of the Southern Urals region (Russia) // Quaternary International. 2008. V. 190. P. 38–57.
- Forsten A., Sharapov S.** Fossil equids (*Mammalia*, *Equidae*) from the Neogene and Pleistocene of Tadzhikistan // Geodiversitas. 2000. № 22 (2). P. 293–314.

- Fortelius M., Mazza P., Sala B.** Stephanorhinus (Mammalia: Rhinocerotidae) of Western European Pleistocene, with a revision of *S. etruscus* (Falconer, 1868) // *Palaeontographia Italica*. 1993. V. 80. P. 63–155.
- Guerin C.** Les rhinoceros (Mammalia, Perissodactyla) du Miocene terminal au Pleistocene superieur en Europe Occidentale. Comparaison avec les especes actuelles. Lyon, 1980. № 79. Fasc. 1–3. P. 785–1185.
- Kahlke H.-D.** Die Rhinocerotiden-Reste aus dem Unterpleistocenzan von Untermassfeld // Kahlke R.-D. (Hrsg.) Das Pleistozan von Untermassfeld bei Meiningen (Thuringen). 2001. Teil. 2. S. 501–555. Taf. 79–91.
- Kahlke H.-D.** Die Rhinocerotidenreste aus den Travertinen von Taubach // *Quartärpaläontologie*. 1977. V. 2. S. 305–359.
- Kahlke H.-D.** Die Rhinocerotidenreste aus den Travertinen von Weimar-Ehringsdorf // *Abhandlungen des Zentralen Geologischen Instituts, Paläontologische Abhandlungen*, 23. 1975. S. 337–397.
- Kirillova I.V., Chernova O.F., Kukarskikh V.V., Shidlovskiy F.K., Zanina O.G.** The first finding of a rhinoceros of the Genus Stephanorhinus in Arctic Asia // *Doklady Biological Sciences*. 2016. № 471 (1). P. 300–303.
- Kirillova I.V., Chernova O.F., van der Made J., Kukarskikh V.V., Shapiro B., van der Plicht J., Shidlovskiy F.K., Heintzman P., Kolfshoten T., Zanina O.G.** Discovery of the skull of Stephanorhinus kirchbergensis (Jäger, 1839) above the Arctic Circle // *Quaternary Research*. 2017. P. 1–14.
- Kotowski A., Badura J., Borówka R.K., Stachowicz-Rybka R., Hrynowiecka A., Tomkowiak J., Bieniek B., Przybylski B., Ciszek D., Ratajczak U., Urbański K., Shpansky A.V., Stefaniak K.** Stephanorhinus kirchbergensis from Gorzow Wielkopolski (Poland) – preliminary data and perspectives // *Quaternary Stratigraphy and Hominids around Europe: Tautavel (Eastern Pyrenees)*. INQUA_SEQS 2017. Tautavel ; Ufa, 2017. P. 32.
- Lacombat F.** Biochronologie et grands mammiferes au Pleistocene moyen et superieur en Europe occidentale: L'Apport des Rhinocerotidae (genre Stephanorhinus) // *Quaternaire*. 2009. V. 20, № 4. P. 429–435.
- Lacombat F.** Les rhinoceros fossils des sites prehistoriques de L'Europe Meditteraneeenne et du Massif Central, Paleontologie et implications biochronologiques // *British Archaeological Reports*. 2005. V. 1419. 175 p.
- Lee Yung-Jo** Bone Remains from Sae-kul and Cheonyo-kul of the Turubong Cave Complex in Korea // *Asia and the Middle Pleistocene in Global Perspective*. International Scientific Conference. Honolulu, 2001. P. 3–16.
- Lobachev Y.V., Shpansky A.V., Bondarev A.A., Lobachev A.Y., Vasiliev S.K., Klementev A.M., Grebnev I.E.** New findings of Stephanorhinus kirchbergensis (JÄGER, 1839) in Siberia // *Paleontologica Electronica*. In print.
- Pang L., Chen S., Huang W., Wu Y., Wie G.** Paleoenvironmental and chronological analysis of the mammalian fauna from Migong Cave in the Three Gorges Area, China // *Quaternary International*. 2017. V. 434 (A). P. 25–31.
- Persico D., Billia E.M.E., Ravara S., Sala B.** The skull of Stephanorhinus kirchbergensis (Jäger 1839) (Mammalia, Rhinocerotidae) from Spinadesco (Cremona, Lombardia, Northern Italy): morphological analyses and taxonomical remarks – an opportunity for revising the three other skulls from the Po Valley // *Quaternary Science Reviews*. 2015. V. 109. P. 28–37.
- Sardella R., Caloi L., Di Stefano G., Palombo M.R., Petronio C., Abbazzi L., Azzaroli A., Ficzrelli G., Mazza P., Mezzabotta C., Rook L., Torre D., Argenti P., Capasso Barbato L., Kotsakis T., Gliozzi E., Masini F., Sala B.** Mammal faunal turnover in Italy from the Middle Pliocene to the Holocene // T. van Kolfshoten, P.L. Gibbard (eds.) *The Dawn of the Quaternary*. Haarlem : Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen, 1998. P. 499–512.
- Shpansky A.V.** Juvenile remains of the “woolly rhinoceros” *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach 1799) from the Tomsk Priob’ye area (Southeast Western Siberia) // *Quaternary International*. 2014. V. 333. P. 86–99.
- Shpansky A.V., Billia E.M.E.** Records of Stephanorhinus kirchbergensis (Jäger, 1839) (Mammalia, Rhinocerotidae) from the Ob’ River at Krasny Yar (Tomsk region, southeast of Western Siberia) // *Russian Journal of Theriology*. 2012. № 1. P. 47–55.
- Shpansky A.V., Tleuberdina P.A.** The lower jaw of Stephanorhinus kirchbergensis (Jäger 1839) (Rhinocerotidae, Mammalia) from the Turgai basin (Kazakhstan) // *Russian Journal of Theriology*. В печати.
- Tong H.W., Wu X.Z.** Stephanorhinus kirchbergensis (Rhinocerotidae, Mammalia) from the Rhino Cave in Shennongjia, Hubei // *Chinese Science Bulletin*. 2010. V. 55, № 12. P. 1157–1168.
- Trifonov V.G., Bachmanov D.M., Ivanova T.P.** Recent Mountain Building of the Central Alpine-Himalayan Belt // *Geotectonics*. 2012. V. 46, № 5. P. 315–332.
- van der Made J.** The rhinos from the Middle Pleistocene of Neumark-Nord (Saxony-Anhalt) // *Veröffentlichungen des Landesamtes für Denkmalpflege und Archäologie*. Band 62. 2010. P. 433–527.

Автор:

Шпанский Андрей Валерьевич, кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры палеонтологии и исторической геологии, геолого-географический факультет, Томский государственный университет, Томск, Россия.
E-mail: Shpansky@ggf.tsu.ru

Geosphere Research, 2017, 3, 74–89. DOI: 10.17223/25421379/4/9

A.V. Shpansky

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

QUESTIONS PALEOZOOGEOGRAPHY OF *STEPHANORHINUS KIRCHBERGENSIS* (JÄGER 1839) (RHINOCEROTIDAE, MAMMALIA)

A paleozoogeographic analysis of the time-space distribution of the Woolly rhinoceros (*Stephanorhinus kirchbergensis* Jäger) was carried out. The analysis uses data on 98 locations with different geological ages. Over the past 15 years, a large number of new locations have been discovered, especially within Western Siberia, Yakutia and East China. The cartographic material is composed accord-

ing to three age intervals: Early Neo-Pleistocene, Middle Neo-Pleistocene and Late Neo-Pleistocene. On the basis of the geographical location of the most ancient habitats, the assumption of the Middle Asian origin of this species at the end of the Eopleistocene until the beginning of the Neo-Pleistocene and further spread through Northern Eurasia was made. The maximum extent of *S. kirchbergensis* reached at the beginning of the Middle Neo-Pleistocene, when it penetrated far into the Arctic Circle in Eastern Siberia. Then, during the maximum glaciation, the distribution declined sharply and at the beginning of the late Neo-Pleistocene Woolly rhinoceros is known from three refugia - Central European, West Siberian (southeast of the West Siberian Plain) and south of Central China. The final extinction of *S. kirchbergensis* in Europe happened about 104-120 thousand years ago, on the eve of the new glaciation and in China at the end of the Pleistocene (about 13,000 years). The existence of the Woolly rhinoceros during the late Early Neo-Pleistocene and early Late Neo-Pleistocene was spatially confined to the southern and middle (except for part of Yakutia) latitudinally oriented subzones of the periglacial zone within the four zoogeographical subregions (Mediterranean, European-Siberian, Central Asian, Manchu-Chinese) of the Paleoafrican region. The largest number of habitats reflecting the stages of the existence of a taxon correlates with warm epochs (thermochrons) of the Neo-Pleistocene, which can be explained by two reasons: the first reason is the improvement of the physico-geographical habitat conditions for *S. kirchbergensis* at that time, which reduced the pressure of the limiting factors of the natural environment and which allowed expanding of the range; the second reason is related to the change in sedimentation conditions towards an increase in the speed and volume of sedimentation, the appearance of more favorable tafonic conditions and the formation of numerous habitats, including alluvial ones.

Keywords: *Stephanorhinus kirchbergensis* Jager, Paleozoogeography, Neopleistocene, Eurasia.

References

- Avakyan L.A. *Chetvertichnye iskopaemye mlekopitayushchie Armenii* [Quaternary fossil mammals of Armenia]. Erevan, 1959. 72 p. XII Tables. In Russian
- Alexeeva L.I. *Teriofauna rannego antropogena Vostochnoi Evropy* [The theriofauna of the early anthropogen of Eastern Europe]. Moscow : Nauka, 1977. 214 p. In Russian
- Alexeeva E.V. *Pleistocenovye mlekopitayushchie yugo-vostoka Zapadnoy Sibiri (khishchnye, khobotnye, kopytnye)* [Pleistocene mammals of the southeast of Western Siberia (predatory, proboscis, ungulates)]. Moscow : Nauka, 1980. 187 p. In Russian
- Baryshnikov G.F. *Mlekopitayushchie Kavkaza v epokhu rannego paleolita* [Mammals of the Caucasus in the Early Paleolithic Period] // *Pleistocenovye mlekopitayushchie Severnoi Evrazii*. Tr. ZIN AS USSR, v. 168. Leningrad, 1987. pp. 3–20. In Russian
- Belyaeva E.I. *Ob ostatkah iskopaemogo nosoroga iz okrestnostei g. Rybinska* [On the remains of a fossil rhino from the vicinity of Rybinsk] // *Bull. Komis. po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. 1939. V. 5. pp. 69–92. Tabl. I-VII. In Russian
- Belyaeva E.I. *Novye nakhodki ostatkov nosoroga Merka na territorii SSSR* [New findings of remnants of rhinoceros Merck on the territory of the USSR] // *Priroda*. 1940. № 8. In Russian
- Bogachev V.V. *Novye nakhodki chetvertichnoy fauny na Apsherone* [New findings of Quaternary fauna on Absheron] // *Priroda*. 1944. № 2. pp. 68–71. In Russian
- Vangengeim E.A. *Paleontologicheskoe obosnovanie stratigrafii antropogena severnoi Azii (po mlekopitayushchim)* [Paleontological substantiation of the stratigraphy of the anthropogen of Northern Asia (by mammals)]. Moscow : Nauka, 1977. 171 p. In Russian
- Vangengeim E.A., Sotnikova M.V., Alexeeva L.I., Vislobokova I.A., Zhigalov V.I., Zazhigin V.S., Shevyreva N.S. *Biostratigrafiya pozdnego Pliocena – rannego Pleistocena Tadzhikistana (po Faune mlekopitayushchih)* [Biostratigraphy of the late Pliocene – Early Pleistocene of Tajikistan (in the mammalian fauna)]. Moscow : Nauka, 1988. 126 p. In Russian
- Gromova V.I. *Ob ostatkah nosoroga Merka (Rhinoceros mercki Jaeg.) s Nizhnei Volgi* [About remnants of rhinoceros Merck (Rhinoceros mercki Jaeg.) from the Lower Volga] // *Tr. PIN*, 1935. T. 4. pp. 91–136. Table I-III. In Russian
- Gromova V.I. *Kratkiy obzor chetvertichnykh mlekopitayushchih Evropy* [Brief overview of Quaternary mammals in Europe]. Moscow : Nauka, 1965. 143 p. In Russian
- David A.I. *Teriofauna Pleistocena Moldavii* [The Pleistocene Teriofauna of Moldova]. Kishinev : Shtiintsa, 1980. 188 p. In Russian
- David A.I., Tatarinov K.A., Svistun V.I. *Chishchnye, hobotnye i kopytnye rannego Pleistocena yugo-zapada SSSR* [Predatory, proboscis and ungulates of the Early Pleistocene of the southwestern USSR]. Kishinev : Shtiintsa, 1990. 131 p. In Russian
- Dzhafarov R.D. *Novyi predstavitel' chetvertichnykh nosorogov (Rhinoceros binagadensis Dzaf.) binagadinskoi fauny* [New representative of Quaternary rhinoceroses (Rhinoceros binagadensis Dzaf.) of the Binagadi fauna] // *Trudy EIM im. Zardabi AN Azerb. SSR*. Baku, 1955. Vyp. X. In Russian
- Dzhafarov R.D. *Binagadinskiy nosorog* [Binagadi rhinoceros] // *Trudy EIM im. Zardabi AN Azerb. SSR*. Baku, 1960. Vyp. XII. 129 p. In Russian
- Dodonov A.E., Ranov V.A., Sharapov Sh.Sh. *Karamaidan – novaya tochka s paleoliticheskimi orudiyami i srednepleistocenovoi faunoi v paleopochvah Yuzhnogo Tadzhikistana* [Karamaydan - a new point with Paleolithic tools and Middle Pleistocene fauna in the paleopoch of Southern Tajikistan] // *Bull. Komis. po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. Moscow, 1989. № 58. pp. 26–36. In Russian
- Dubrov I.A. *Ob ostatkah Parelephas wusti (M. Pawl.) i Rhinoceros mercki Jager iz Yakutii* [About remains Parelephas wusti (M. Pawl.) and Rhinoceros mercki from Yakutia] // *Bull. Komis. po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. 1957. № 21. pp. 97–104. In Russian
- Illarionov A.G. *Turgaiskiy spillvei. K istorii stanovleniya i razvitiya rechnoi seti Aralo-Irtyshskogo regiona* [Turgai spillway. To the history of formation and development of the river network of the Aral-Irtysh region]. Izhevsk: Izd-vo «Udmurtskiy universitet», 2013. 160 p. In Russian
- Kozhamkulova B.S. *Koshkurganskaya fauna Novoiilska* [Koshkurgan fauna of Novoiil'sk] // *Voprosy geografii Kazakhstana*. 1974. Vyp. 16. pp. 186–192. In Russian
- Kozhamkulova B.S. *Koshkurganskiy rannepleistocenoviy faunisticheskiy kompleks* [Koshkurgan Early Pleistocene faunal complex] // *Rannepleistocenicheskie mikroindustrial'nye komplekсы v travertinakh Yuzhnogo Kazakhstana*. Novosibirsk, 2000. pp. 262–269. In Russian

- Lazarev P.A. *Krupnye mlekopitayushchie antropogena Yakutii* [Large mammals of the anthropogen of Yakutia]. Novosibirsk : Nauka, 2008. 160 p. In Russian
- Sataev R.M. *Ostatki medvedya (Spelaeartcos) sp. i nosoroga Stephanorhinus sp. iz peshchery Verkhnyaya (Yuzhnyy Ural)* [The remains of bear Ursus (Spelaeartcos) sp. and rhinoceros Stephanorhinus sp. from the cave "Verchnaya" ("Upper") (Southern Ural)] // Faunae and Florae of Northern Eurasia in the Late Cenozoic. Ekaterinburg – Chelyabinsk, 2008. pp. 137–146. In Russian
- Sinicyn V.M. *Paleogeografiya Azii* [Paleogeography of Asia]. Moscow-Leningrad : Izd-vo AN SSSR, 1962. 268 p. In Russian
- Stepanchuk V.N., Rekovec L.I. *Nizhniy paleolit Ukrainy – sovremennoe sostoyanie issledovaniy* [Lower Paleolithic of Ukraine - state of the art research] // Ranniy paleolit Evrazii: novye otkrytiya. Rostov-na-Donu : YuNC RAN, 2008. pp. 105–107. In Russian
- Foronova I.V. *Analiz paleoteriologicheskogo materiala iz mestonahozhdeniy Koshkurgan I i II* [Analysis of the paleoteriologic material from the locations of Koshkurgan I and II] // Rannepaleoliticheskie mikroindustrial'nye komplekсы v travertinah Yuzhnogo Kazakhstana. Novosibirsk, 2000. pp. 273–275. In Russian
- Khisarova G.D. *Iskopaemye kosti mlekopitayushchikh iz Koshkurganskogo grifona (Yuzhnyy Kazakhstan)* [Fossil bones of mammals from the Koshkurgan griffin (Southern Kazakhstan)] // Materialy po istorii fauny i flory Kazakhstana. Alma-Ata : Nauka, 1963. V. 4. pp. 42–65. In Russian
- Sharapov Sh. *Kyryksaiy kompleks pozdnepliocenovykh mlekopitayushchikh Afgano-Tadzhikskoi depresii* [Kurksai Complex of Late Pliocene Mammals of the Afghan-Tajik Depression]. Dushanbe : Donish, 1986. 272 p. In Russian
- Sharapov Sh. *Pozdnekainozoiskie nosorogi (Rhinocerotidae, Mammalia) yugo-vostoka Srednei Azii i ih stratigraficheskoe rasprostraneniye* [Late Cenozoic rhinoceroses (Rhinocerotidae, Mammalia) of southeastern Central Asia and their stratigraphic distribution] // 100-letie paleontologicheskogo obshchestva Rossii. Problemy i perspektivy paleontologicheskikh issledovaniy. Materialy 62 sessii paleontologicheskogo obshchestva. St-Peterburg : VSEGEI, 2016. pp. 281–282. In Russian
- Shpansky A.V. New finds of Merck rhinoceros (*Stephanorhinus kirchbergensis* Jager 1839) (Rhinocerotidae, Mammalia) in Ob area, Tomsk region // *Geosphere research*. 2016. № 1. pp. 24–39. In Russian
- Shpansky A.V., Boeskorov G.G. *Samaya severnaya nahodka ostatkov nosoroga Merka (Stephanorhinus kirchbergensis Jager 1839) i sistematicheskoe polozhenie Coelodonta jacuticus Russanov 1968 (Mammalia, Rhinocerotidae)* [The most northerly find of the remnants of rhinoceros Merck (*Stephanorhinus kirchbergensis* Jager 1839) and systematic position *Coelodonta jacuticus* Russanov 1968 (Mammalia, Rhinocerotidae)] // *Paleontological Journal*. In print
- Shpansky A.V., Il'ina S.A., Aliyasova V.V. *Novye nahodki ostatkov elasmoteriev na yuge Zapadnoi Sibiri* [New finds of remnants of elasmotheria in the south of Western Siberia] // *Nauka i obrazovanie*. 2017. № 4. In print
- Billia E.M.E. Occurrences of *Stephanorhinus kirchbergensis* (Jager, 1839) (Mammalia, Rhinocerotidae) in Eurasia – An account // *Acta Palaeontologica Romaniae*. 2011a. V. II. pp. 17–40.
- Billia E.M.E. Odontological distinguishing characters of *Stephanorhinus kirchbergensis* (Jaeger, 1839) (Mammalia, Rhinocerotidae) with a revision of the species in Italy // *Proc. 3rd Intern. Symp. Evolution of Life on the Earth*, Tomsk November 1–4 2005, *Evolution of Life on the Earth*, Tomsk Univ. Press, Tomsk. 2005. 3. pp. 321–325.
- Billia E.M.E. Revision of the fossil material attributed to *Stephanorhinus kirchbergensis* (Jager, 1839) (Mammalia, Rhinocerotidae) preserved in the museum collections of the Russian Federation // *Quaternary International*. 2008. 179 (1). pp. 25–37.
- Billia E.M.E. Siti Paleontologici a "Rinoceronte di Merck", *Stephanorhinus kirchbergensis* (Jager, 1839) (Mammalia, Perissodactyla), in Istria, Quarnero e Dalmazia // *Atti*. 2011b. V. 41. pp. 9–31.
- Danukalova G., Yakovlev A., Alimbekova L., Yakovleva T., Morozova E., Ereemeev A., Kosintsev P. Biostratigraphy of the Upper Pleistocene (Upper Neopleistocene) – Holocene deposits of the Lemeza River valley of the Southern Urals region (Russia) // *Quaternary International*. 2008. V. 190. pp. 38–57.
- Forsten A., Sharapov S. Fossil equids (Mammalia, Equidae) from the Neogene and Pleistocene of Tadzhikistan // *Geodiversitas*. 2000. 22(2). pp. 293–314.
- Fortelius M., Mazza P., Sala B. *Stephanorhinus* (Mammalia: Rhinocerotidae) of Western European Pleistocene, with a revision of *S. etruscus* (Falconer, 1868) // *Palaeontographia Italica*. 1993. V. 80. pp. 63–155.
- Guerin C. Les rhinoceros (Mammalia, Perissodactyla) du Miocene terminal au Pleistocene superieur en Europe Occidentale. Comparaison avec les especes actuelles. Lyon, 1980. № 79. Fasc. 1–3. pp. 785–1185.
- Kahlke H.-D. Die Rhinocerotiden-Reste aus dem Unterpleistocenzan von Untermassfeld // Kahlke R.-D. (Hrsg.) *Das Pleistozan von Untermassfeld bei Meiningen* (Thuringen). 2001. Teil. 2. pp. 501–555. Taf. 79–91.
- Kahlke H.-D. Die Rhinocerotidenreste aus den Travertinen von Taubach // *Quartärpaläontologie*. 1977. V. 2. pp. 305–359.
- Kahlke H.-D. Die Rhinocerotidenreste aus den Travertinen von Weimar-Ehringsdorf // *Abhandlungen des Zentralen Geologischen Instituts, Paläontologische Abhandlungen*, 23. 1975. pp. 337–397.
- Kirilova I.V., Chernova O.F., Kukarskikh V.V., Shidlovskiy F.K., Zanina O.G. The first finding of a rhinoceros of the Genus *Stephanorhinus* in Arctic Asia // *Doklady Biological Sciences*. 2016. № 471(1). pp. 300–303.
- Kirilova I.V., Chernova O.F., van der Made J., Kukarskikh V.V., Shapiro B., van der Plicht J., Shidlovskiy F.K., Heintzman P., Kolfschoten T., Zanina O.G. Discovery of the skull of *Stephanorhinus kirchbergensis* (Jager, 1839) above the Arctic Circle // *Quaternary Research*. 2017. pp. 1–14.
- Kotowski A., Badura J., Borówka R.K., Stachowicz-Rybka R., Hrynowiecka A., Tomkowiak J., Bieniek B., Przybylski B., Ciszek D., Ratajczak U., Urbański K., Shpansky A.V., Stefaniak K. *Stephanorhinus kirchbergensis* from Gorzów Wielkopolski (Poland) – preliminary data and perspectives // *Quaternary Stratigraphy and Hominids around Europe: Tautavel (Eastern Pyrenees)*. INQUA_SEQS 2017. Tautavel-Ufa, 2017. pp. 32.
- Lacombat F. Biochronologie et grands mammifères au Pleistocene moyen et superieur en Europe occidentale: L'Apport des Rhinocerotidae (genre *Stephanorhinus*) // *Quaternaire*. 2009. V. 20, № 4. pp. 429–435.
- Lacombat F. Les rhinoceros fossils des sites prehistoriques de L'Europe Meditteranneenne et du Massif Central, Paleontologie et implications biochronologiques // *British Archaeological Reports*. 2005. V. 1419. 175 p.

Lee Yung-Jo Bone Remains from Sae-kul and Cheonyo-kul of the Turubong Cave Complex in Korea // Asia and the Middle Pleistocene in Global Perspective. International Scientific Conference. Honolulu. 2001. pp. 3–16.

Pang L., Chen S., Huang W., Wu Y., Wie G. Paleoenvironmental and chronological analysis of the mammalian fauna from Migong Cave in the Three Gorges Area, China // Quaternary International. 2017. V. 434(A). pp. 25–31.

Persico D., Billia E.M.E., Ravara S., Sala B. The skull of *Stephanorhinus kirchbergensis* (Jäger 1839) (Mammalia, Rhinocerotidae) from Spinadesco (Cremona, Lombardia, Northern Italy): morphological analyses and taxonomical remarks – an opportunity for revising the three other skulls from the Po Valley // Quaternary Science Reviews. 2015. V. 109. pp. 28–37.

Sardella R., Caloi L., Di Stefano G., Palombo M.R., Petronio C., Abbazzi L., Azzaroli A., Ficczelli G., Mazza P., Mezzabotta C., Rook L., Torre D., Argenti P., Capasso Barbatto L., Kotsakis T., Gliozzi E., Masini F., Sala B. Mammal faunal turnover in Italy from the Middle Pliocene to the Holocene // T. van Kolfschoten, P.L. Gibbard (eds.) The Dawn of the Quaternary. Haarlem: Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen. 1998. pp. 499–512.

Shpansky A.V. Juvenile remains of the “woolly rhinoceros” *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach 1799) from the Tomsk Priob’ya (Southeast Western Siberia) // Quaternary International. 2014. V. 333. pp. 86–99.

Shpansky A.V., Billia E.M.E. Records of *Stephanorhinus kirchbergensis* (Jäger, 1839) (Mammalia, Rhinocerotidae) from the Ob’ River at Krasny Yar (Tomsk region, southeast of Western Siberia) // Russian Journal of Theriology. 2012. № 1. pp. 47–55.

Shpansky A.V., Tleuberdina P.A. The lower jaw of *Stephanorhinus kirchbergensis* (Jäger 1839) (Rhinocerotidae, Mammalia) from the Turgai basin (Kazakhstan) // Russian Journal of Theriology. In print

Tong H.W., Wu X.Z. *Stephanorhinus kirchbergensis* (Rhinocerotidae, Mammalia) from the Rhino Cave in Shennongjia, Hubei // Chinese Science Bulletin. 2010. V. 55, № 12. pp. 1157–1168.

Trifonov V.G., Bachmanov D.M., Ivanova T.P. Recent Mountain Building of the Central Alpine-Himalayan Belt // Geotectonics. 2012. V. 46. № 5. pp. 315–332.

van der Made J. The rhinos from the Middle Pleistocene of Neumark-Nord (Saxony-Anhalt) // Veröffentlichungen des Landesamtes für Denkmalpflege und Archäologie. Band 62. 2010. pp. 433–527.

Author:

Shpansky Andrei V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor Department of Historical Geology and Paleontology, Faculty of Geology and Geography, Tomsk State University, Tomsk, Russia. E-mail: Shpansky@ggf.tsu.ru

Научный журнал

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

2017. № 3

Редакторы: Ю.П. Готфрид, К.В. Полькина
Корректор Н.А. Афанасьева
Оригинал-макет А.И. Лелоюр
Редактор-переводчик С.И. Гертнер
Дизайн обложки Л.Д. Кривцовой

*Для оформления обложки использована проекция Земного шара
из работы: Stampfli G.M., Borel G.D. / Earth and Planetary Science Letters 196 (2002) 17-33.
[http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00588-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X)*

Подписано к печати 18.12.2017 г. Формат 60х84¹/₈.
Гарнитура Times. Печ. л. 11,5; усл. печ. л. 10,7.
Тираж 100 экз. Заказ № 2907. Цена свободная.

Дата выхода в свет 26.12.2017 г.

Журнал отпечатан на полиграфическом оборудовании
Издательского Дома Томского государственного университета
634050, г. Томск, Ленина, 36
Тел. 8(382-2)–52-98-49; 8(382-2)–52-96-75
Сайт: <http://publish.tsu.ru>; E-mail: rio.tsu@mail.ru